

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**PLUTONISMO SIN-OROGENICO EN UN AREA  
GRANULITICA HERCINICA: EL COMPLEJO  
ANATECTICO DE TOLEDO**

TESIS DOCTORAL

LUIS C. BARBERO GONZALEZ

MADRID, OCTUBRE DE 1992

DIRECCION:

CARLOS VILLASECA GONZALEZ

PILAR ANDONAEGUI MORENO

*A mis padres, Fernando y Elena*

Los aproximadamente cuatro años que ha durado la elaboración de este trabajo dan oportunidad, sobre todo, de conocer a mucha gente y de sacar algún que otro amigo. De toda esta gente quiero destacar a algunas personas, unas por su inestimable ayuda y orientación profesional, otras, en algunos casos las mismas, por su ánimo y apoyo.

En primer lugar, quiero destacar y agradecer sinceramente a Carlos Villaseca su desinteresada labor de dirección de este trabajo. Puedo decir que ciertamente no escatimaste ningún esfuerzo. Han sido muchos días comentando y discutiendo diversos problemas, en el microscopio, en el campo o en el despacho, durante los cuales me has enseñado a trabajar y alguna cosa más (¡ qué buenos ratos pasamos ...!). Gracias Carlos.

A todos los miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica de la U. C. M. y de la U. E. I. del C.S.I.C. que de un modo u otro han contribuido a que este trabajo pudiera llevarse a cabo. De entre ellos a Pilar Andonaegui le quiero agradecer que pusiera a mi disposición sus datos previos sobre la zona de estudio, su apoyo y su ayuda a la hora de destejer la maraña de correcciones del manuscrito.

A José Luis Brändle quiero agradecer que me enseñara los primeros pasos en el mundo del tratamiento de datos, sus comentarios al manuscrito previo y su constante aliento.

A José González del Tánago y Soledad Fernández Santfín gracias por algunos de vuestros programas de ordenador. Me han ahorrado mucho tiempo.

A Maribel Sevillano, Olga Fernández y Mayte Larrea agradezco su colaboración en la preparación y análisis de las muestras de roca total mediante espectrometría I. C. P.

También quiero agradecer a Ramón Casillas la realización de medio centenar de análisis mediante microsonda electrónica durante su estancia en Clermont-Ferrand, así como sus consejos al comienzo de este trabajo.

A Enrique Alonso y Sigfredo Zazo les doy las gracias por la preparación de las láminas delgadas.

Una gran parte de este trabajo no habría sido posible sin la desinteresada colaboración del Servicio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Oviedo. Por ello quiero agradecer a Luis Guillermo Corretge el haberlo puesto a mi disposición y a Miguel Fernández el atender a mis

demandas.

A la gente con la que colaboramos durante la realización de los MAGNAS de esta zona, en especial a Luis Miguel Martín Parra y a Félix Bellido por sus enseñanzas y comentarios.

Por último, pero sin duda no en último lugar, a mis padres Fernando y Elena, a mis hermanos Fernando y Milagros, Elena y Javier, Juan, Alberto y Víctor; A mis amigos Juan Torresano, Antonio de Castro, Nerea Bordel, José María Cebriá (también a Lola), María José Huertas, Tina Ahijado y Cecilia Pérez-Soba, por sus constantes ánimos y apoyo y muchas cosas más.

Durante la realización de esta Tesis he contado con una beca pre-doctoral de la U. C. M. (1989-1990), una beca F.P.I. del M.E.C. (1991-1992) y con subvenciones de los proyectos Complutense nº1711, proyecto F.U.E nº 1113 y del proyecto C.I.C.Y.T. PB88/0114, en cuyos objetivos se encuadra esta Tesis.

Madrid, 12 de octubre de 1992



NEPTUNUS

VOLCANUS

PER MIGNA AD MAGMA

HIC ACADEMICUS

## GENERALIDADES

1.1.-ENCUADRE GEOGRAFICO Y GEOLOGICO .....	1
1.2.-ESTADO DE CONOCIMIENTO SOBRE EL AREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS QUE SE PLANTEAN.....	4
1.3.-METODOLOGIA.....	6

## 1ª PARTE.

LAS SERIES METAMORFICAS DEL COMPLEJO DE TOLEDO. ESTIMACION DE LAS  
CONDICIONES DE LA ANATEXIA EN EL COMPLEJO ANATECTICO DE TOLEDO

2.1.-INTRODUCCION .....	9
2.2.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES. ASPECTOS MACROSCOPICOS .....	10
2.2.1.-ESTRUCTURA .....	10
2.2.2.-LITOLOGIAS .....	12
2.2.2.1.-Tipos ortoderivados .....	12
<u>2.2.2.1.1.-Leucogneises</u> .....	12
<u>2.2.2.1.2.-Gneises glandulares</u> .....	12
2.2.2.2.-Tipos paraderivados .....	13
<u>2.2.2.2.1.-Granulitas Migmatíticas</u> .....	13
<u>2.2.2.2.2.-Paragneises no migmatizados</u> .....	15
<u>2.2.2.2.3.-Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y anfíbolitas</u> .....	15
<u>2.2.2.2.4.-Cuarzitas y conglomerados</u> .....	16
2.3.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES METAPELITICOS .....	17
2.3.1.-GRANULITAS MIGMATITICAS .....	17
2.3.2.-PARAGNEISES NO MIGMATIZADOS .....	23
2.4.-QUIMICA MINERAL DE LAS ROCAS METAPELITICAS .....	25
2.4.1.-GRANATE .....	25
2.4.2.-BIOTITA .....	29
2.4.3.-CORDIERITA .....	37
2.4.4.-ESPINELA .....	38
2.4.5.-FELDEPATO POTASICO Y PLAGIOCLASA .....	39
2.4.6.-MINERALES OPACOS .....	39
2.5.-CONDICIONES TERMOBARICAS DEL METAMORFISMO HERCINICO DEL AREA .....	40
2.5.1.-EQUILIBRIOS MINERALES. PARRILLA PETROGENETICA .....	40

2.5.2.-GEOTERMOMETRIA, GEOBAROMETRIA, $f_{H_2O}$ Y $f_{O_2}$ .....	43
2.5.2.1.-Geotermometría .....	44
2.5.2.1.1.-Equilibrio <u>granate-biotita</u> .....	44
2.5.2.1.2.-Equilibrio <u>granate-cordierita</u> .....	47
2.5.2.1.3.-Equilibrio <u>cordierita-espinela</u> .....	50
2.5.2.2.-Geobarometría .....	51
2.5.2.2.1.-Equilibrio <u>GRIPS</u> .....	51
2.5.2.2.2.-Equilibrio <u>GRAIL</u> .....	52
2.5.2.2.3.-Equilibrio <u>GASP</u> .....	52
2.5.2.2.4.-Equilibrio <u>Gte-Cdta-S.A.-O</u> .....	53
2.5.2.3.-Estimación de la $f_{H_2O}$ .....	55
2.5.2.4.-Estimación de la $f_{O_2}$ .....	57
2.5.3.-EVOLUCION METAMORFICA DEL COMPLEJO DE TOLEDO .....	58

## 2ª PARTE.

### EL PLUTONISMO DE AFINIDAD CALCOALCALINA

3.1.-INTRODUCCION .....	63
3.2.-EDAD DE EMPLAZAMIENTO Y ESTRUCTURA. LITOLOGIAS .....	64
3.2.1.-LITOLOGIAS .....	67
3.2.1.1.-Las rocas básicas .....	67
3.2.1.1.1.- <u>Gabros olivínicos y piroxénicos tipo La Bastida</u> .....	67
3.2.1.1.1.1.- <u>Aspectos texturales de origen ígneo</u> .....	71
3.2.1.1.1.2.- <u>Aspectos texturales de origen metamórfico</u> .....	72
3.2.1.1.1.2.1.- <u>Coronas en torno a olivino</u> .....	72
3.2.1.1.1.2.2.- <u>Coronas en torno a ilmenita</u> .....	73
3.2.1.1.1.2.3.- <u>Otras texturas metamórficas</u> .....	76
3.2.1.1.2.- <u>Gabros anfibólicos tipo Toledo</u> .....	77
3.2.1.1.3.- <u>Gabros anfibólico-piroxénicos tipo Villanueva</u> .....	81
3.2.1.2.-Granitoides calcoalcalinos .....	89
3.2.1.2.1.- <u>Tonalitas-granodioritas-monzogranitos orientados de tipo Argés</u> .....	89
3.2.1.2.1.1.- <u>Aspectos estructurales, contactos y tipología</u> .....	89
3.2.1.2.1.2.- <u>Petrografía</u> .....	91
3.2.1.2.2.- <u>Granodioritas biotíticas homogéneas de tipo Sotero</u> .....	94
3.3.-QUIMICA MINERAL DE LAS ROCAS BASICAS .....	98
3.3.1.-FASES PRINCIPALES .....	98

3.3.1.1.-Olivino .....	98
3.3.1.2.-Ortopiroxeno .....	98
3.3.1.3.-Clinopiroxeno .....	103
3.3.1.4.-Anfibol .....	106
3.3.1.5.-Micas .....	115
3.3.1.6.-Plagioclasas .....	121
3.3.2.-FASES ACCESORIAS .....	125
3.3.2.1.-Espinela .....	125
3.3.2.2.-Ilmenita.....	125
3.4.-QUIMICA MINERAL DE LOS GRANITOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA .....	127
3.4.1.-FASES PRINCIPALES .....	127
3.4.1.1.-Biotita .....	127
3.4.1.2.-Plagioclasa .....	132
3.4.1.3.-Feldespato potásico .....	134
3.4.2.-FASES ACCESORIAS .....	134
3.4.2.1.-Anfibol .....	134
3.4.2.2.-Espinela .....	135
3.4.2.3.-Ilmenita .....	136
3.4.2.4.-Granate .....	136
3.4.2.5.-Cordierita.....	139
3.5.-CONDICIONES TERMOBARICAS DE EQUILIBRIO, $f_{H_2O}$ Y $f_{O_2}$ DE LAS ROCAS BASICAS Y DE LOS GRANITOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA .....	140
3.5.1.-CONDICIONES DE EQUILIBRIO DE LAS ROCAS BASICAS .....	140
3.5.1.1.-Equilibrio olivino-espinela .....	140
3.5.1.2.-Equilibrios con piroxenos .....	140
3.5.1.3.-Mecanismos y condiciones de formación de las texturas coronífticas y otras texturas metamórficas ....	144
3.5.1.4.-Condiciones de estabilidad de los anfíboles .....	147
3.5.1.5.-Equilibrio ortopiroxeno-biotita .....	149
3.5.2.-CONDICIONES DE EQUILIBRIO DE LOS GRANITOIDES CALCOALCALINOS .....	152
3.5.2.1.-Equilibrio granate-biotita .....	152
3.5.2.2.-Estimación de la presión .....	152
3.5.2.3.-Estimación de la $f_{H_2O}$ y $f_{O_2}$ .....	154
3.5.3.-Resumen de las condiciones termobáricas de emplazamiento y/o metamorfismo del los granitoides de afinidad calcoalcalina: relación con el metamorfismo regional del área.....	155
3.5.4.-ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LOS MINERALES FERROMAGNESIANOS EN LAS ROCAS DE AFINIDAD CALCOALCALINA .....	157
3.6.-GEOQUIMICA DE LAS SERIES DE AFINIDAD CALCOALCALINA .....	159

3.6.1.-CARACTERIZACION GEOQUIMICA .....	160
3.6.2.-EVOLUCION GEOQUIMICA .....	167
3.6.2.1.-Elementos mayores .....	167
3.6.2.2.-Elementos trazas .....	172
3.6.3.-PETROGENESIS DE LAS SERIES DE AFINIDAD CALCOALCALINA .....	190
3.6.3.1.-Relación entre los tipos básicos y ácidos .....	190
3.6.3.2.-Origen y diversificación de las rocas básicas .....	193
3.6.3.3.-Origen y diversificación de los granitoides .....	199

### 3ª PARTE

#### EL PLUTONISMO PERALUMINICO

4.1.-INTRODUCCION .....	205
4.2.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES .....	206
4.2.1.-ESTRUCTURA .....	206
4.2.2.-LITOLOGIAS .....	206
4.2.2.1.-Granitoides moderadamente peraluminicos .....	206
<u>4.2.2.1.1.-Granodioritas porfídicas con megacristales tipo Moncloa .....</u>	<u>206</u>
<u>4.2.2.1.2.-Monzogranitos microporfídicos con granate tipo Villanueva .....</u>	<u>212</u>
<u>4.2.2.1.3.-Monzogranitos biotíticos con segregados cordieríticos tipo Fuente-Topino .....</u>	<u>216</u>
4.2.2.2.-Granitoides fuertemente peraluminicos .....	216
4.2.2.2.1.-Granitoides cordieríticos tipo Layos .....	219
<u>4.2.2.2.1.1.-Naturaleza y tipos de contactos .....</u>	<u>219</u>
<u>4.2.2.2.1.2.-Los enclaves .....</u>	<u>220</u>
<u>4.2.2.2.2.-Leucogranitos con granate y/o cordierita tipo Cervatos .....</u>	<u>232</u>
<u>4.2.2.2.3.-Monzogranitos cordieríticos microporfídicos tipo Fuente-Higuera .....</u>	<u>234</u>
4.3.-QUIMICA MINERAL DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS .....	237
4.3.1.-FASES PRINCIPALES .....	237
4.3.1.1.-Biotita .....	237
4.3.1.2.-Cordierita .....	250
4.3.1.3.-Plagioclasa .....	253
4.3.1.4.-Feldespatos potásico .....	253
4.3.2.-FASES ACCESORIAS .....	253
4.3.2.1.-Granate .....	253
4.3.2.2.-Oxidos .....	262
4.3.2.2.1.-Espinela .....	262
4.3.2.2.2.-Ilmenita .....	264
4.3.3.-ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LOS MINERALES PERALUMINICOS .....	265

<b>4.4.-CONDICIONES TERMOBARICAS DE EQUILIBRIO</b>	
<b>EN LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS</b> .....	267
4.4.1.-GEOTERMOMETRIA .....	267
4.4.1.1.-Equilibrio granate-biotita .....	267
4.4.1.2.-Equilibrio granate-cordierita .....	272
4.4.1.3.-Equilibrio espinela-cordierita .....	274
4.4.2.-GEOBAROMETRIA .....	275
4.4.2.1.-Equilibrios GRIPS y GRAIL .....	275
4.4.2.2.-Equilibrio GASP .....	276
4.4.3.-ESTIMACION DE LA $f_{H_2O}$ Y $f_{O_2}$ .....	278
4.4.4.-RESUMEN DE LAS CONDICIONES TERMOBARICAS DE EMPLAZAMIENTO Y/O METAMORFISMO DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS: RELACION CON EL METAMORFISMO REGIONAL .....	284
4.5.-GEOQUIMICA .....	285
4.5.1.-CARACTERIZACION GEOQUIMICA .....	286
4.5.2.-EVOLUCION GEOQUIMICA .....	294
4.5.2.1.-Elementos mayores .....	294
4.5.2.2.-Elementostrazas .....	298
4.6.-PETROGENESIS .....	315
4.6.1.-MECANISMOS EVOLUTIVOS .....	316
4.6.2.-NATURALEZA DE LAS FUENTES .....	322
4.6.3.-MOLEDO GENETICO TENTATIVO .....	325
<b>CONCLUSIONES</b> .....	331
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	333
<b>APENDICES</b> .....	353
I.-Métodos de cálculo	
II.-Análisis químicos de fases minerales de los materiales metapelíticos	
III.-Análisis químicos de fases minerales de las rocas básicas	
IV.-Análisis químicos de fases minerales de los granitoides calcoalcalinos	
V.-Análisis químicos de fases minerales de los granitoides peraluminicos	
VI.-Análisis químicos de roca total	

## **GENERALIDADES**

### 1.1.-ENCUADRE GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

El denominado Macizo Cristalino de Toledo se encuentra situado al sur de dicha ciudad, ocupando una zona aproximadamente rectangular. Su límite norte es un conjunto de grandes fracturas de dirección E-O, que marcan el borde sur de la cuenca del Tajo. Hacia el sur se encuentra delimitado por los materiales sedimentarios que recubren parcialmente los Montes de Toledo. Sus límites E y O se establecen en los terciarios de las cercanías de Tembleque y en los alrededores de la localidad de Villarejo de Montalbán respectivamente.

Se trata de una parte de la zona Centro-Ibérica Hercílica individualizada por el juego de grandes fracturas alpinas, que dan lugar a cuencas rellenas de sedimentos terciarios, limitadas por bloques levantados del basamento cristalino.

En este Macizo Cristalino pueden distinguirse varias unidades. Al norte nos encontramos ante lo que Aparicio (1971) denominó *Unidad Migmatítica de Toledo*, por considerar, en aquel entonces, que estaba constituida en su práctica totalidad por materiales de ese tipo. Este nombre de *Unidad Migmatítica* se mantuvo hasta el trabajo de Barbero et al. (1990), en el cual estos autores denominan a este sector como *Complejo Plutono-migmatítico de Toledo*, queriendo significar con ello una asociación en el terreno de rocas ígneas plutónicas con rocas migmatíticas, en muchos casos genéticamente relacionadas. En esta memoria se ha optado por el nombre más sencillo y aceptado de Complejo Anatéctico de Toledo (CAT), para seguir, además, la nomenclatura similar dada por otros autores en sectores adyacentes, como por ejemplo el Complejo Anatéctico de Peña Negra (Gredos) (Bea y Pereira, 1990).

Dentro del mismo hemos distinguido tres grandes grupos de materiales: Por un lado terrenos metamórficos de alto grado constituidos fundamentalmente por materiales paraderivados entre los que se encuentran granulitas migmatíticas pelíticas, metasedimentos no migmatizados (cuarcitas, paranfibolitas y mármoles), y materiales ortoderivados, mayoritariamente ortogneises glandulares y leucogneises. Por otro lado, tenemos materiales graníticos en sentido amplio entre los que hemos distinguido dos grandes grupos: granitoides de afinidad calcoalcalina en algunos de los cuales es frecuente encontrar rocas básicas asociadas. Dentro de este grupo hemos encontrado tres tipos de rocas básicas (tipos La Bastida, Toledo y Villanueva), y otros dos grupos diferentes de granitoides (desde tonalitas hasta monzogranitos) denominados tipo Argés y tipo Sotero. Los granitoides de tipo Argés suelen llevar espacialmente asociadas rocas básicas de tipo La Bastida y Toledo. En segundo lugar hemos distinguido granitoides peraluminicos, bastante abundantes en el Complejo, y que hemos

subdividido en tipos moderadamente peraluminicos (corindón (C) normativo generalmente < 4%) constituidos por otras tres variedades petrográficas (tipos Moncloa, Villanueva y Fuente Topino), y tipos fuertemente peraluminicos (con C normativo generalmente > 4%) dentro de los cuales encontramos tres variedades petrográficas (tipos Layos, Cervatos y Fuente Higuera).

Hacia el sur, este Complejo Plutono-migmatítico está interrumpido por una gran fractura normal, de tendencia lístrica en profundidad, denominada Banda Milonítica de Toledo, y que pone en contacto los citados materiales con terrenos Paleozoicos de bajo grado, que geomorfológicamente aparecen como alineaciones de montes-isla, y con las rocas graníticas epizonales del plutón de Mora-Las Ventas (ver mapa fig. 1).

Los metasedimentos Paleozoicos Cámbrico-Ordovícicos de bajo grado están constituidos principalmente por tres formaciones (I.T.G.E., en prensa): Una formación de edad Cámbrico Inferior denominada Pizarras del Pusa, muy monótona, compuesta por pelitas, limolitas y areniscas que alternan en bandas milimétricas o centimétricas con materiales calcáreos. Discordante sobre estos materiales se encuentra la denominada Serie Púrpura, compuesta fundamentalmente por conglomerados, cuarcitas, areniscas y pizarras. Sobre estos materiales de la Serie Púrpura se apoyan discordantemente una sucesión Arenigiense de cuarcitas, denominada Cuarcita Armoricana, que es la que aparece en la parte superior de las sierras dando los mayores relieves.

El plutón de Mora-Las Ventas, que ha sido estudiado por Andonaegui (1990, 1992) e I.T.G.E. (en prensa), está intruido en una estructura antiforme de metasedimentos de edad Cámbrico-Ordovícico, de bajo grado metamórfico y a los que provocan un metamorfismo de contacto que llega hasta facies de corneanas piroxénicas en las zonas más cercanas al contacto. La edad de esta intrusión según el método de isocrona de Rb-Sr es de  $320 \pm 8$  M.a. (Andonaegui e Ibarrola, 1987). En el plutón de Mora-Las Ventas Andonaegui (1990, 1992) ha distinguido tres tipos fundamentales de granitoides: Granitos de grano grueso (tipo Mora-Las Ventas) que es la facies de mayor extensión; Granitos porfídicos (tipo Gálvez) que son tipos granodioríticos a monzograníticos biotíticos, de características petrográficas similares a las del tipo Mora-Las Ventas con los que muestran contactos o bien graduales o por fractura, pero con un marcado porfidismo definido por abundantes fenocristales grandes de feldespato potásico; Por último, aparecen leucogranitos con nódulos de cordierita (tipo Torcón), de grano fino, pobres en biotita, con un bandeado pegmatítico-aplítico, que se encuentran fundamentalmente asociados a los tipos porfídicos de Gálvez.

Encima de todos los materiales anteriormente descritos suelen encontrarse apoyados discordantemente materiales detríticos terciarios de edades Mioceno medio (Aragoniense),

---

fundamentalmente conglomerados, arenas y bloques polimórficos, y Plioceno constituidos por conglomerados, arenas y arcillas, que son lo que generalmente se consideran como "rañas".

## 1.2.-ESTADO DE CONOCIMIENTO SOBRE AL AREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS QUE SE PLANTEAN

Así como otras zonas Hercínicas cercanas a la provincia de Madrid han sido objeto de abundantes estudios, tanto sobre su estructura, como su petrología de rocas metamórficas e ígneas, la región de Toledo, al menos durante los últimos veinte años, ha estado prácticamente olvidada. La mayoría de los trabajos dedicados a la geología del área son bastante antiguos y de carácter local. No vamos a entrar en la enumeración y comentario de los trabajos anteriores al 1970 que pueden encontrarse recogidos en estudios extensos más recientes, fundamentalmente en Barbero (1989) y Andonaegui (1990). De esta forma, un importante trabajo de síntesis geológica del sector lo realiza Aparicio (1971). Este autor realiza una cartografía de las grandes unidades y estudia los rasgos generales de la cobertura sedimentaria, la serie Cámbrica, la serie Cámbrico Superior - Ordovícico, las rocas graníticas y la banda milonítica, así como la tectónica y geología histórica de la región.

Martín Escorza y López Martínez (1978) realizan un interesante trabajo sobre la mesoestructura de la "Unidad Migmatítica" en el cual diferencian y describen cinco fases deformativas en el área. Otros trabajos estructurales que caben destacar son los realizados por Hernández Enrile (1981, 1987, 1990) sobre la Banda Milonítica de Toledo. En estos últimos trabajos este autor discute un posible modelo de "Metamorphic Core Complex" como resultado de una tectónica extensional para el CAT.

Los trabajos más recientes sobre el área han sido realizados por el grupo de personas del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la UCM que investiga en rocas graníticas, así como por el ITGE. Andonaegui y Villaseca (1988) publican una pequeña nota sobre los granitoides del área de Argés-Guadamur, en la que distinguen tres grupos que denominan granitos de Argés, granitos de Layos y Leucogranitos. Algunas de las características más importantes de estos tres tipos graníticos son estudiadas con más detalle en Andonaegui (1990). Esta autora realiza un trabajo regional en el que estudia aspectos petrológicos, tanto de los tres tipos antes mencionados como del plutón epizonal de Mora-Las Ventas (ver también Andonaegui (1992). Barbero y Villaseca (1988) inician el estudio de las rocas básicas del sector por los gabros de tipo La Bastida, describiendo los aspectos texturales de sus coronas en torno a olivino, y estableciendo unas preliminares condiciones del metamorfismo del área. Esta temática de rocas básicas se ha seguido estudiando en trabajos posteriores como los de Barbero (1989) y Barbero y Villaseca (1989) en donde se estudia la geoquímica y petrogénesis de los gabros de La Bastida y parcialmente los de tipo Toledo, así como algunas rocas intermedias del sector; Barbero (1991) describe aspectos texturales de las coronas en torno a ilmenita en esos mismos

---

gabros; y en Barbero (1992, en prensa) se hace una caracterización geoquímica de los tres grupos gabroideos del sector. También se han realizado algunos estudios sobre petrogénesis de las series de afinidad calcoalcalina en el trabajo de Barbero et al., (1990) en donde se trata el origen de la asociación gabro-tonalita-monzogranito del sector de Argés. Por último, el trabajo más reciente sobre el sector estudiado es el de Barbero y Villaseca (1992) que trata de diversos aspectos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos y genéticos de la serie fuertemente peralumínica de Layos.

Hay que destacar también los trabajos realizados por el ITGE durante los tres últimos años, aún inéditos, y en los cuales hemos colaborado mediante el proyecto F.U.E. para Asesoría Científica en cartografía y memoria de las hojas del plan MAGNA nº 655, 656, 657, 658 y 684.

Los objetivos principales de este trabajo se han centrado en tres aspectos distintos, algunos de los cuales han sido ya adelantados en las publicaciones realizadas por el autor de esta memoria, pero quedando aún amplios aspectos inéditos hasta este momento. En primer lugar en la determinación de las condiciones P-T,  $fH_2O$  y  $fO_2$  del clímax tectonometamórfico del sector. Este aspecto es fundamental a la hora de comprender y estimar los mecanismos de génesis de los granitoides anatéticos del sector. En segundo lugar en la caracterización petrográfica, geoquímica y mineralógica de los distintos materiales ígneos del sector. En tercer lugar en los mecanismos de génesis de los grupos graníticos distinguidos en el sector.

### 1.3.-METODOLOGIA

La metodología que se ha empleado para la obtención de los datos necesarios para la consecución de los objetivos arriba expuestos ha sido la siguiente:

En primer lugar se ha realizado la cartografía a escala 1:50.000 de todo el sector centro-oriental del Complejo, que queda comprendida en las hojas 657 (Sonseca) y 658 (Mora) del Mapa Topográfico Nacional. Algunos sectores de mayor complejidad han sido cartografiados a escala 1:18.000 con la ayuda de fotogramas aéreos. La cartografía que se presentan en esta memoria, por motivos de edición y espacio está reducida a escala 1:100.000. A su vez, durante esta etapa se han recogido unas 450 muestras para su estudio petrográfico, de las cuales unas 90 se seleccionaron para su posterior análisis químico, y unas 40 para el análisis de sus fases minerales.

Además de las 450 muestras recogidas durante la realización de este trabajo, para su estudio petrográfico, se han examinado también unas 350 muestras adicionales de los muestreos previos de Aparicio (1971) y Andonaegui (1990) que se encuentran depositadas en el archivo de láminas petrográficas del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la UCM.

Se han realizado, dentro de este estudio petrográfico unos 40 análisis modales de los tipos básicos y graníticos más representativos de los distintos grupos, sobre mallas de un mínimo de 1000 puntos, siguiendo el método de Chayes (1956).

También se han utilizado técnicas petrográficas especiales de platina universal de cuatro ejes para la medida de ángulos 2V de cordieritas y la posterior estimación de sus contenidos totales en volátiles.

Dentro de las técnicas analíticas, la determinación de la composición de las fases minerales, tanto de tipos metasedimentarios, en concreto granulitas migmatíticas y paragneises pelíticos no migmatizados, como de todos los tipos ígneos estudiados, se ha realizado mediante microsonda electrónica. Se han realizado un total de unos 1000 análisis cuantitativos de los cuales unos 900 se han realizado en una microsonda CAMEBAX SX-50 de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo, y otros 100 aproximadamente en una microsonda CAMECA de los laboratorios del C.N.R.S. asociados a la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia). Los resultados obtenidos sobre una misma muestra en ambos casos son perfectamente coherentes. Las condiciones de trabajo han sido siempre de una corriente de imagen de 10 nA, una energía de activación de 15

Kv y un tiempo de conteo de 10 s. Los patrones utilizados han sido los estándar suministrados por el B.R.G.M. Los resultados se han corregido mediante la utilización del programa ZAF incorporado en la misma sonda.

Las técnicas analíticas de roca total utilizadas han sido las siguientes:

Para todos los elementos mayores excepto  $P_2O_5$ , álcalis, FeO y  $H_2O$  se ha utilizado un espectrómetro de emisión por plasma de acoplamiento inductivo (ICP) modelo Jovin Yvon 38 plus de los Servicios Generales de la UCM. Para la realización de las rectas de calibrado se han utilizado patrones internacionales de rocas.

Los álcalis se han determinado mediante fotometría de llama en un fotómetro EPENDORF utilizando patrones construidos con soluciones comerciales (Titrisol).

Los contenidos en  $P_2O_5$  se han determinado mediante de colorimetría en un fotocolorímetro ELKO III utilizando patrones realizados con fosfato potásico anhidro.

Mediante titrimetría con  $KMnO_4$  se han determinado los contenidos en FeO, habiendo realizado previamente un ligero ataque de la muestra en  $H_2SO_4$  y HF.

Los contenidos en volátiles se han determinado mediante la técnica de la pérdida al fuego en crisol cerámico a  $900^\circ C$ .

Todos los elementos trazas, excepto aquellos del grupo de las tierras raras (TR), se han analizado por fluorescencia de rayos X en un espectrómetro Phillips PW-1510 en pastillas de polvo prensado utilizando patrones internacionales de rocas y el método de Brändle y Cerqueira (1972) para la determinación de las rectas de calibrado y concentración.

Por último, los contenidos en TR se obtuvieron mediante envío de las muestras a los laboratorios del C.N.R.S de Nancy mediante espectrometría de ICP según el método de Govindaraju y Nevelle (1987).

**1ª PARTE**  
**LAS SERIES METAMORFICAS DEL COMPLEJO DE**  
**TOLEDO. ESTIMACION DE LAS CONDICIONES**  
**DEL METAMORFISMO**

## **2.1.-INTRODUCCION**

En el Complejo Anatético de Toledo afloran un conjunto de rocas metamórficas variadas, principalmente en su parte central y noroccidental. Los materiales metamórficos pueden agruparse en dos grandes tipos: materiales metasedimentarios y tipos ortoderivados, siendo los primeros los más abundantes. La edad de todo este conjunto de rocas metamórficas es incierta. Aparicio (1971) propone una edad para estas series azoicas Precámbrico o Cámbrico Inferior, sin que hasta la actualidad se haya visto modificada por trabajos posteriores. En cuanto a los ortogneises parecen poder ser equivalentes a las series glandulares del Sistema Central Español que son siempre de edad Preordovícica, probablemente Cámbrico medio (Wildberg et al. 1989) ligadas a un ciclo previo de edad Cadomiense.

El estudio de las series metamórficas es de particular interés por dos motivos fundamentales: en primer lugar, porque nos va a permitir realizar estimaciones de las condiciones termobarométricas del clímax tectonometamórfico del sector, que son relevantes a la hora de comprender los procesos de génesis de los granitoides anatéticos del área. En segundo lugar, porque en regiones con anatexia generalizada como es ésta, el estudio de las series metamórficas es fundamental a la hora de establecer los posibles protolitos de fusión de los citados granitoides de origen anatético. Por lo tanto, en este capítulo no se pretende abordar un estudio detallado de todos los tipos metamórficos del CAT, sino solamente de aquellos que son de interés a la hora de evaluar las condiciones termobáricas del área y los procesos petrogenéticos de los granitoides. De esta forma, y como se justificará con más detalle en sucesivos capítulos, se ha centrado el estudio petrográfico y mineralógico en los materiales pelíticos migmatizados, dada la clara relación petrológica que existe entre estas rocas y algunos de los granitoides peralumínicos más abundantes del sector.

## 2.2.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES. ASPECTOS MACROSCOPICOS

### 2.2.1.-ESTRUCTURA

La intensa migmatización sufrida por el CAT hace difícil un estudio preciso de las estructuras deformativas, ya que muchas de estas han sido borradas por el propio evento anatéctico. No obstante, en algunos materiales que se encuentran poco migmatizados, sobre todo los ortogneises y algunos paragneises semipelíticos o samíticos es posible reconocer una evolución más completa de las estructuras tectónicas.

Se han reconocido la existencia de tres fases de deformación principales que generan fábricas variablemente penetrativas, y dos fases de plegamiento y fracturación tardías (Aparicio 1971; Martín Escorza y López Martínez, 1978; ITGE, en prensa). La estructura mejor definida es una foliación muy penetrativa, siempre paralela a los contactos litológicos, y que es la estructura planar dominante en las rocas metamórficas pobremente migmatizadas (foliación principal Sp). Al igual que ocurre en el Sistema Central Español esta fase parece tener un desarrollo heterogéneo (Macaya et al. 1991) ya que pueden encontrarse zonas de cizalla dúctiles en donde se concentra en mayor medida esta deformación (lámina I, A). Algunos autores (Martín Escorza y López Martínez, op. cit.) parecen reconocer algunas estructuras que, según ellos se podrían atribuir a una fase anterior a la que genera esta foliación principal, en concreto en un enclave en monzogranitos porfídicos en el que se observa el plano axial de un pliegue afectado por otro plegamiento posterior y todo ello rodeado por la Sp. En nuestro caso no hemos encontrado vestigios claros de una posible fase anterior a la que genera la foliación principal, pero no descartamos que como citan estos autores puedan existir de manera muy esporádica, por lo que vamos a denominar a esta fase que genera la Sp como  $F_{1-2}$ . En las rocas metasedimentarias poco migmatizadas esta foliación principal está definida principalmente por biotita y sillimanita, mientras que en los ortogneises se manifiesta por una intensa fábrica plano-lineal de todos los minerales (lámina I A). La dirección de esta foliación es entre 120-160° y su buzamiento generalmente hacia este.

Durante esta  $F_{1-2}$  se comienza a desarrollar en el área un proceso de migmatización general, que afecta preferentemente a las rocas más ricas en minerales micáceos (tipo pelíticos) dando lugar a rocas con estructuras migmatíticas. En estos tipos pelíticos la foliación principal está completamente borrada por el proceso anatéctico; se generan estructuras estromáticas bandeadas (lámina I, B) en las

cuales los leucosomas se disponen de forma coherente según direcciones de esta segunda fase, presentando la roca una textura granoblástica no foliada. En múltiples ocasiones a lo largo de este trabajo utilizamos para estas rocas el término granulita migmatítica para describir, por una parte el aspecto claramente bandeado entre leucosomas y melanosomas, y por otra el hecho de que esta migmatización produce paragénesis esencialmente anhídras en condiciones de alta temperatura (facies granulítica). Este evento migmatítico continúa con posterioridad a la  $F_{1-2}$ , pues en sectores pueden observarse leucosomas cortando claramente a la  $Sp$ .

De la tercera fase de deformación en este sector no se han encontrado estructuras de gran escala, aunque si algunos pliegues menores que afectan a la foliación principal y al bandeo de las migmatitas. Se trata de pliegues apretados de charnela engrosada, frecuentemente muy asimétricos y con planos axiales de dirección en torno a  $120-140^\circ$ , buzamiento hacia el este e inmersiones de los ejes de pliegue entre  $20-40^\circ$  hacia el norte (lámina I, C). Al microscopio puede observarse como esta fase genera también una crenulación de la  $Sp$  y desarrollo de una fábrica plano-lineal marcada por *ribbons* de cuarzo y estiramiento de los feldespatos potásicos. Afectando a granulitas migmatíticas aparecen cizallas de escala centimétrica a las que localmente van ligadas fenómenos de anatexia, que tal vez puedan estar relacionadas con la tercera fase. Presentan direcciones variables y suelen ser desgarres con escaso movimiento en la vertical.

Existen al menos dos fases posteriores que generan pliegues de amplio radio con planos axiales subverticales (ITGE, en prensa). La cuarta fase podría ser la que genera pliegues de direcciones en torno a los  $120-140^\circ$ , como por ejemplo el que se deduce en la zona de La Bastida, o los de los mármoles de Villanueva de Bogas (fig. 1, fig. 20), y puede explicar los cambios en el buzamiento de la foliación principal o del bandeo migmatítico que generalmente buza al este pero que en algunos sectores se encuentra verticalizada o incluso buzando hacia el oeste. La última fase genera alabeos de todas las estructuras anteriores según direcciones variables entre N-S y  $30^\circ$ . Ninguna de estas fases más tardías genera foliación o microestructuras de plegamiento sino pliegues abiertos o alabeos a gran escala de las estructuras previas.

Finalmente, como ya se ha citado, el CAT queda truncado en su borde sur por una gran falla directa de tendencia lístrica en profundidad (Santa Teresa et al. 1983; Casquet et al. 1988), que se denomina falla de Toledo o banda milonítica de Toledo (Aparicio, 1971) (ver mapa fig. 1). Este accidente extensional que separa al norte el Complejo de alto grado de Toledo y al sur los materiales Paleozoicos de bajo grado intruidos por el batolito epizonal de Mora-Las Ventas, es de edad incierta. Aunque algunos autores han apuntado la posibilidad de que esta fractura sea de edad próxima a la de la tercera fase (López Plaza y Martínez Catalán, 1987), sin embargo la mayoría de los autores que

han trabajado en esta temática se inclinan por una edad más reciente (Doblas, 1991; Díez Balda et al., 1991; Hernández Enrile, 1991). Este último autor propone una edad Pérmico Inferior (280-250 Ma) en base a la edad del sistema de fallas transcurrentes NE-SO que corta a la banda milonítica que según Arthaud y Matte (1975) tiene una edad máxima de 250 Ma.

## 2.2.2.-LITOLOGIAS

### 2.2.2.1.-Tipos ortoderivados

Son rocas de composición cuarzo-feldespática entre las que se han distinguido dos tipos litológicos principales que de mayor a menor abundancia corresponden a:

#### 2.2.2.1.1.-Leucogneises.

Afloran principalmente en los sectores suroeste de la hoja de Toledo (629), en el sector central del Complejo entre las localidades de Cobisa y Burguillos y en las esquinas noreste y sureste de las hojas de Sonseca (657) y Toledo (629) (fig. 1). Se trata de rocas leucocráticas, de grano fino a medio, que en ocasiones pueden presentar alguna facies glandular o microglandular con ocelos feldespáticos de 4-5 cm no excesivamente abundantes (lámina I, D). En ellos la foliación principal se encuentra bien definida por orientación de sillimanita prismática, de los escasos cristales de biotita y sobre todo por cuarzo y feldespato potásico elongados y estirados. Esta foliación toma aspecto milonítico en las bandas de cizalla dúctil ligadas a la segunda fase (lámina I, A). Es frecuente encontrar pequeños cristales de granate milimétrico dispersos en la roca. En ocasiones se han podido observar esporádicos leucosomas de unos 10 cm de espesor, de formas irregulares, cortando a la foliación principal de estas rocas y en los cuales es característica la presencia de abundantes cristales de granate.

#### 2.2.2.1.2.-Gneises glandulares.

Afloran en los mismos sectores que los leucogneises a excepción de la zona de Cobisa-Burguillos (fig. 1) en donde están ausentes. Son rocas con abundantes glandulas de feldespato potásico de tamaño variable entre 1-2 cm hasta 10-12 cm (lámina I, E). Estos ocelos pueden ser tanto mono- como policristalinos y en ocasiones es posible encontrar pequeños cristales de granate incluidos en estos feldespatos. La foliación principal está bien marcada por biotita, algo de sillimanita, a la que frecuentemente se asocia espinela verde, y por los cristales elongados de cuarzo y feldespatos. También es posible encontrar bandas de intensa deformación milonítica, preferentemente en las zonas de contacto con los leucogneises (fig. 1), que en el afloramiento se ponen de manifiesto por una significativa reducción en el tamaño de las glándulas feldespáticas, llegando en ocasiones casi a desaparecer; un cambio en la coloración de la roca volviéndose más oscura; y por la presencia de una intensa foliación

con desarrollo de estructuras SC. Es sólo en los tipos ortoderivados, tanto en estos como en los leucogneises, donde se observan estas características de fuerte heterogeneidad de la deformación, que es característica también de la segunda fase de deformación Hercínica en el Sistema Central Español (Macaya et al. 1991). De forma muy esporádica la migmatización afecta también a este tipo de rocas generando unos fundidos leucograníticos en los que se observan restos parcialmente desestructurados del ortogneis, con contactos difusos, *flotando* dentro del leucogranito (lámina I, F). Este proceso de migmatización corta claramente a la foliación principal de la roca por lo que es posterior a la misma.

### 2.2.2.2.-Tipos paraderivados

#### 2.2.2.2.1.-Granulitas migmatíticas.

Son los materiales metamórficos dominantes en el CAT. Afloran con bastante extensión en el sector occidental y central de la zona estudiada y son escasos en la parte más oriental (hoja 658 Mora) que está fundamentalmente ocupada por granitoides. Son rocas que presenta un intenso bandeo migmatítico y que han perdido casi en su totalidad su primitiva estructura foliada (lámina I, A y G).

En este bandeo de aspecto estromático podemos distinguir por una parte un mesosoma mesócrato, de textura granoblástica, muy rico en cordierita y en menor proporción granate y sillimanita, y por otra parte, alternando con estas bandas oscuras, encontramos leucosomas más estrechos, generalmente de 1-5 cm, constituidos esencialmente por cuarzo y feldespato potásico y en los cuales es muy característica la presencia de grandes cristales redondeados de granate (lámina I, G). En otras ocasiones estos leucosomas presentan un mayor espesor (> 10cm) siendo entonces su composición algo más pobre en feldespato potásico, con plagioclasa y presencia de cordierita además o en lugar de granate, y por lo tanto más cercana a la de los fundidos graníticos de mínima temperatura. En ningún caso se han encontrado melanosomas o ribetes máficos alrededor de estos leucosomas, como suele ser habitual en otras migmatitas, sino que la roca está exclusivamente formada por una parte mesócrata cuyo alto porcentaje en minerales aluminicos (cordierita, sillimanita, espinela) indica que se trata de niveles restíticos (Jones y Brown, 1990), y un leucosoma rico en feldespato potásico. Este bandeo estromático puede encontrarse afectado, como ya se ha citado, por pliegues de la tercera fase de deformación (lámina I, C).

En ocasiones se han podido encontrar algunas estructuras pre-migmatíticas consistentes en restos de la primitiva estratificación marcados por pequeños lentejones *aboudinados* de rocas anfibolíticas, rocas de silicatos cálcicos y tipos samíticos dentro de las migmatitas pelíticas (metatexitas) (lámina I, H). También es posible que se produzcan pasos graduales desde migmatitas estromáticas hacia tipo diatexíticos en los que la estructura bandeada va siendo progresivamente desorganizada, tomando la roca un aspecto más homogéneo muy similar al de alguno de los granitoides fuertemente peraluminicos del sector (granitos de Layos). Es estos tipos diatexíticos se puede incluso encontrar algún enclave cognado

A.-Aspecto de los leucogneises con desarrollo de una banda de deformación de carácter milonítico. Cercanías de la Ermita de La Bastida.

B.-Aspecto general de las granulitas migmatíticas estromáticas.

C.-Pliegues de charnela angulosa de fase 3 afectando a la estructura de las granulitas migmatíticas. Cercanías de la Academia de Infantería.

D.-Aspecto de campo de los leucogneises del CAT. Cercanías de la Ermita de la Bastida.

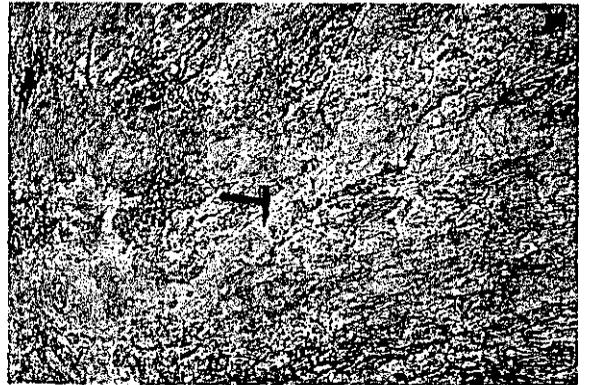
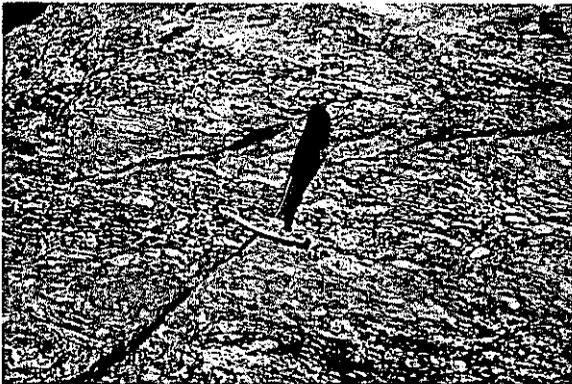
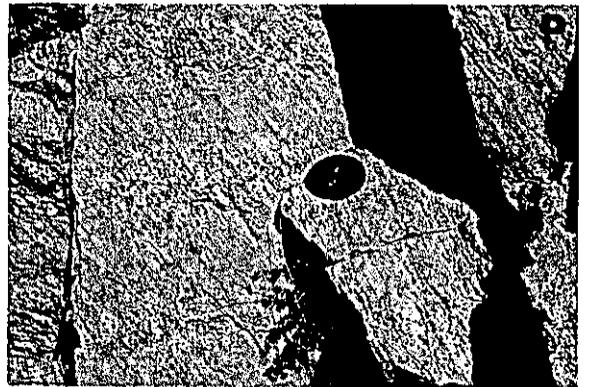
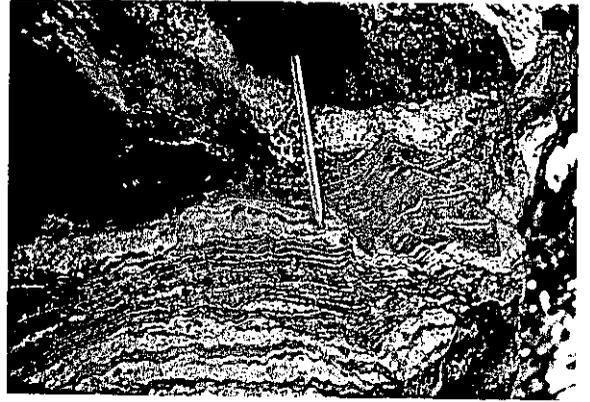
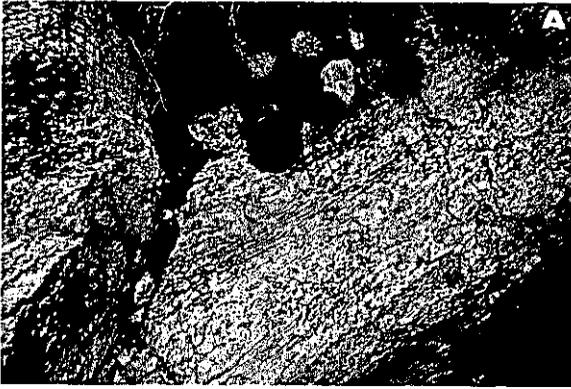
E.-Ortogneises glandulares con grandes ocelos feldespáticos. Caserío de Hernán Paez.

F.-Aspecto de los ortogneises glandulares parcialmente migmatizados. Caserío de Mohares.

G.-Granulitas migmatíticas de aspecto estromático. Observense el desarrollo de grandes porfiroblastos de granate en los leucosomas.

H.-Niveles *aboudinados* de rocas de silicatos cálcicos en metatexitas. Cercanías de Guadamur.

# LAMINA I



consistente en fragmentos de mesosomas restfíticos similares en todo a los de las migmatitas estromáticas (lámina X, B). Estos materiales de composición pelstica, los más fuertemente migmatizados del sector y origen de algunos de los granitoides fuertemente peralumínicos del área, serán descritos con mayor detalle en el apartado 2.3.

#### 2.2.2.2.2.-Paragneises no migmatizados

Son rocas muy escasas que no presentan un bandeo migmatfítico importante como en las rocas anteriores. Son litologías bastante más ricas en feldespatos, lo cual apunta hacia una composición más grauváquica o samfítica en las que seguramente sea más difícil de producir cantidades importantes de fundido anatético durante la migmatización. Se han encontrado sobre todo intercalados entre las series carbonatadas del sector de Villanueva de Bogas (fig. 1 y 20). Presentan una foliación penetrativa definida por biotita y en menor grado por sillimanita que frecuentemente lleva asociada espinela verde. Es también habitual encontrar granates milimétricos. Puede aparecer alguna facies de aspecto porfiroide con ocelos milimétricos de feldespato y cordierita.

#### 2.2.2.2.3.-Mármoles, rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas.

Estas litologías aparecen dispersas en todo el Complejo en afloramientos de extensión desde kilométrica hasta pequeños lentejones o enclaves no cartografiables dentro de las granulitas migmatfíticas y en los diversos tipos granfíticos del área.

Los mármoles afloran principalmente en el sector de Villanueva de Bogas, en los alrededores del apeadero de Ablates y en una zona a unos dos kilómetros al oeste de Almonacid (fig. 1). Presentan un aspecto en bancos muy masivos y aparecen en ellos intercalaciones de paragneises no migmatizados, así como algún nivel de rocas de silicatos cálcicos y metaconglomerados silíceos. Pueden aparecer también niveles calcarenfíticos con estructuras sedimentarias de laminación cruzada, barras de oolitos, niveles de silex y dolomías ferruginosas que se pueden interpretar como depósitos de ambiente intermareal de edad Alcudiense superior (San José y Herranz, com. per.) Suelen presentar un tamaño de grano de grueso a muy grueso, lo que evidencia una importante recristalización. Aparecen tanto facies calcfíticas muy puras como dolomfíticas, pudiéndose encontrar en estas últimas minerales accesorios como flogopita, olivino, granate, clinopiroxeno, espinela y anfbol como también citaban anteriormente Aparicio (1971) y Navidad (1973).

Las anfibolitas se presentan como pequeños enclaves o lentejones desde centimétricos a métricos, de los cuales tan sólo el de mayor tamaño se ha representado en la cartografía (fig. 1,

cercanías de Fuente-Tpoino). Son rocas oscuras de tamaño de grano medio a fino con una foliación bien marcada por los anfíboles. Presentan también plagioclasa y clinopiroxeno, y hasta el momento no se ha encontrado granate en ninguna de estas rocas. En algunos sectores es posible observar como los anfíboles presentan una textura fibrosorradiada en gavillas. Aparecen también bandeados composicionales milimétricos con bandas más claras ricas en plagioclasa con textura granoblástica, que alternan con otras sectores en donde el anfíbol hornbléndico es mayoritario. Estos bandeados y texturas junto a su asociación con rocas cuarcíticas, cuarzoanfíbolíticas, carbonatadas y pelíticas nos induce a pensar en un origen paraderivado para estas rocas, sin que éste se pueda asegurar de manera taxativa.

#### 2.2.2.2.4.-Cuarcitas y conglomerados.

Son los tipos litológicos paraderivados más escasos en todo el Complejo. Son casi siempre pequeños enclaves o lentejones *aboudinados* desde métricos hasta decimétricos dentro de las granulitas migmatíticas y mármoles, y también enclavados dentro de los granitoides del área. No obstante, existen también algunos niveles métricos en la base de las series calcáreas de Villanueva de Bogas o de otros sectores con mármoles. Estas litologías están deformadas presentando una lineación de estiramiento definida por los cristales de cuarzo y por orientación de pequeños cristales de biotita. Los conglomerados están formados por cantos de cuarzo policristalino en una matriz con cuarzo, plagioclasa, biotita y escasos granos de feldespato potásico. En ocasiones presentan cristales dispersos de clinopiroxeno. Al situarse por debajo de los depósitos calcareos anteriormente comentados podría tratarse de materiales del Beturiense (Herranz y San José, com. per.).

## 2.3.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES METAPELITICOS

### 2.3.1.-GRANULITAS MIGMATITICAS

Como ya se ha citado anteriormente estas rocas están constituidas por un mesosoma rico en minerales aluminicos y por leucosomas cuarzo-feldespáticos que alternan dando a la roca una estructura estromática (lámina I, B y G).

#### Mesosomas:

En el mesosoma se han distinguido tres paragénesis fundamentales (cuadro I). La primera y más compleja está constituida fundamentalmente por cordierita, sillimanita, feldespato potásico, granate, biotita, plagioclasa, espinela e ilmenita (tipo 1). Como fases accesorias más comunes aparecen apatito, circón, sulfuros de hierro y turmalina. Dentro de estos mesosomas puede encontrarse otra paragénesis consistente en pequeñas bandas formadas casi exclusivamente por cordierita granoblástica, en menor proporción sillimanita prismática, espinela verdosa o marrón e ilmenita (lámina II, A), y muy accesoriamente plagioclasa, y en los que nunca aparece granate, biotita o feldespato potásico (paragénesis 2 de los mesosomas; cuadro 1). Se trata de niveles muy restíticos que deben corresponder, o bien a pequeñas heterogeneidades en las pelitas originales, o bien a eficientes fenómenos de segregación metamórfica. De forma más esporádica es posible encontrar pequeñas bandas dentro de las anteriores muy ricas en sillimanita prismática y espinela verde.

El tercer tipo de asociación mineral que se ha distinguido está constituida por sectores ricos en cordierita, biotita, ilmenita y cuarzo, con escasa plagioclasa (paragénesis 3).

En estos mesosomas el granate tiende a ser de varios milímetros de radio, generalmente entre 1 y 6 mm, y presenta formas redondeadas equidimensionales, aunque en una ocasión, en una pequeña banda incluida dentro de ortogneises algo milonitizados, se ha encontrado con forma de husos perfectamente adaptado a la textura granolepidoblástica de la roca, lo que parece poner de manifiesto una cierta precocidad, en ocasiones, del granate con respecto a la segunda fase de deformación del área. Es frecuente que el granate presente texturas cribosas incluyendo gran cantidad de cristales de cuarzo. En granates algo más masivos se pueden encontrar como inclusiones además del cuarzo, biotita, ilmenita, sillimanita fibrosa y prismática y feldespato potásico. Tanto el cuarzo como la sillimanita y biotita pueden disponerse orientados en una determinada dirección que en ocasiones es transversal a la estructura de la roca, por lo que parece que el granate comienza a crecer de forma algo precoz incluyendo restos de estructuras de F2 (lámina II, B). Es frecuente que alrededor de estos granates se formen aureolas o coronas producto de la desestabilización retrógrada del granate. Lo más frecuente es una corona de cordierita granoblástica que puede ser simple, pero que a veces incluye crecimientos simplectíticos con espinela verde e ilmenita, con sillimanita prismática en la parte más externa (lámina II, C y D). Este tipo de texturas sugiere la existencia de reacciones del tipo:

**Cuadro I. Resumen de las paragénesis y reacciones minerales de los materiales metapelíticos**

		Q	FK	Pl	Bta	Sil	Cor	Sp	Gte	Ilm	Reacciones
GRANULITAS (MESOSOMA)	Tipo I	x	x	E	x	x	x	x	x	x	Gte+Sill →Sp+Cor±Ilm
	Tipo II			E	x	x	x	x		x	Gte+Sill →Cor+Q±FK
	Tipo III	x		E		x	x			x	Bta+Sill+Q →Cor+Sp
GRANULITAS (LEUCOSOMA)	Tipo I	x	x	E	x	x	e		x	x	
	Tipo II	x	x	E	x	E	x		x	x	
PARAGNEISES	Tipo I	x	x	x	x	E	x		x	x	Gte →Bta
	Tipo II	x	x	x	x						Gte →Cor
	Tipo III				x	x	x	x			Gte+Sill →Cor+Q Bta+Sill+Q →Cor+Sp
LEUCOGNEISES		x	x	x	x	E	x	x	x		Gte →Bta Gte →Cor Bta →Sill
ORTOGNEISES GLANDULARES		x	x	x	x	E	x		x	x	Gte →Bta Gte →Cor



De forma muchísimo más escasa pueden existir pequeñas aureolas parciales alrededor del granate formadas por cordierita con crecimientos simplectíticos de cuarzo que pueden quizá deberse a reacciones del tipo:



como también han sugerido otros autores (Jones y Brown, 1990). En otras ocasiones el granate aparece parcialmente rodeado de biotita, y muy raramente de crecimientos entre biotita y posible plagioclasa. Todas estas reacciones que se deducen del estudio petrográfico de estos granates y que ponen de manifiesto su desequilibrio se encuentra resumidas en el cuadro I.

La cordierita, muy abundante en los mesosomas, presenta generalmente textura granoblástica (lámina II, E). Suele incluir pequeños cristales de cuarzo a modo de gotas, biotita, ilmenita, sillimanita fibrosa y excepcionalmente espinela. Otra forma de aparición de este mineral es, como ya se ha citado anteriormente, alrededor del granate, llegando en muchas ocasiones a coalescer y confundirse con las cordieritas granoblásticas del resto de la roca. Es frecuente también que aparezca como *ribbons* separando pequeñas bandas de sillimanita prismática y/o biotita, en cuyos contactos tienden a nuclearse cristales esqueléticos de espinela marrón.

La biotita, no muy abundante en estos mesosomas, aparece como pequeños cristales situados con frecuencia de forma muy intersticial con respecto a la cordierita, definiendo junto con la sillimanita y la cordierita granoblástica la estructura granolepidoblástica de la roca. Puede encontrarse también como pequeños cristales redondeados incluidos en granate o cordierita, o como producto de desestabilización de aquel.

La sillimanita puede aparecer con hábito fibroso o prismático, tanto incluida en granate o cordierita, o como agregados policristalinos prismáticos definiendo la estructura de la roca (lámina II, A). Es muy habitual que lleve asociada espinela verde e ilmenita. Parece por lo tanto que al igual que ocurría con la biotita puede haber al menos dos generaciones diferentes de sillimanita, una asociada a la segunda fase y otra mucho más abundante claramente en relación con el metamorfismo asociado a la tercera fase de deformación del área. Habría pues una sillimanita progradada, la incluida dentro del granate, y otra retrógrada contribuyendo a la destrucción del granate por las reacciones que hemos visto anteriormente.

La espinela tiene una distribución muy variable. Sólo aparece como fase frecuente en las bandas restíticas sin granate ni biotita en donde pueden ser cristales relativamente grandes que pueden englobar sillimanita prismática (lámina II, A), (paragénesis de tipo 2, cuadro I). También se puede encontrar en las coronas que se forman alrededor de los granates y en los cristales acintados de cordierita en donde aparece, como ya se ha comentado, formando texturas simplectíticas con cordierita (lámina II, D). Esta última forma textural de aparecer, así como la asociación con sillimanita y cordierita (paragénesis de tipo

2) sugieren la presencia de reacciones del tipo:



El cuarzo se presenta como cristales xenoblásticos, en ocasiones elongados, y también como pequeñas inclusiones de formas redondeadas dentro del granate y la cordierita.

La plagioclasa, también bastante escasa, aparece como cristales subidioblásticos entre la cordierita y otras fases minerales de los mesosomas.

El feldespato potásico aparece en los mesosomas como cristales alotrioblásticos que pueden incluir algún pequeño cristal de granate y cuarzo. Puede aparecer, aunque de forma muy excepcional como inclusiones dentro del granate.

#### Leucosomas:

De forma general se han distinguido dos tipos de leucosomas en base a sus paragénesis (cuadro I). Los leucosomas más estrechos (1-5 cm) presentan una paragénesis constituida por cuarzo, feldespato potásico y granate como fases principales, y biotita, sillimanita, ilmenita y plagioclasa como fases accesorias. La otra paragénesis presenta una composición algo más rica en plagioclasa, granate y/o cordierita y también escasa biotita y sillimanita (leucosomas tipo 2, cuadro I). En general podemos decir que los leucosomas de estas rocas no presentan composiciones de fundidos graníticos de temperatura mínima.

Es muy característico de los leucosomas estrechos sin plagioclasa la presencia de cristales grandes de granate (lámina I, G), lo que junto a su composición, que no corresponde a la de fundidos de mínima temperatura, apunta hacia un mecanismo originario de estas migmatitas por fusión incongruente por deshidratación de la biotita con granate, además de fundido, como producto de la reacción y fraccionamiento (pérdida de fundido) como forma para que se preserve el granate y no se retrograde completamente durante el enfriamiento (Powell y Downes, 1990). Este tipo de leucosomas, con composición alejada de las de los fundidos graníticos de mínima temperatura, es relativamente frecuente en rocas migmatíticas como señalan White y Chappel (1990) y Powell y Downes (op. cit.). Por lo tanto, el granate es una fase claramente ligada al pico metamórfico, al menos en estas migmatitas de origen pelítico, aunque, como ya se ha citado, en algunos casos pueda encontrarse con un carácter ligeramente precoz. Las inclusiones de biotita, cuarzo y sillimanita que pueden aparecer dentro del mismo podrían ser pues productos residuales de su reacción de formación (lámina II, F). No se observa en ningún tipo de leucosoma procesos de transformación de granate a cordierita, como eran tan frecuente en los mesosomas, pero si es posible ver con frecuencia granates muy cribosos (lámina II, G), con múltiples inclusiones de cuarzo, y aureolas feldespáticas constituidas por mosaicos policristalinos de feldespato potásico, plagioclasa y pequeñas cantidades de biotita. Este tipo de texturas, como se acaba de mencionar, se interpretan como resultado de la reacción progradada que origina el granate mediante la destrucción de biotita, siendo el cuarzo, que queda como inclusiones, sobrante de la reacción. Por lo

A.-Mesosoma de las granulitas migmatíticas: Banda muy peralumínica constituida por sillimanita, cordierita y espinela (paragénesis 2, cuadro I). NP x6.4

B.-Aspecto de un cristal de granate del mesosoma de una granulita migmatítica, con diversas inclusiones orientadas de cuarzo, alguna biotita y sillimanita. NP x6.4

C.-Granate de los mesosomas de las granulitas rodeado de una corona de desestabilización constituida por cordierita, y en menor proporción espinela e ilmenita. NP x6.4

D.-Detalle de las coronas de cordierita con espinela simplectítica alrededor del granate. NP x16

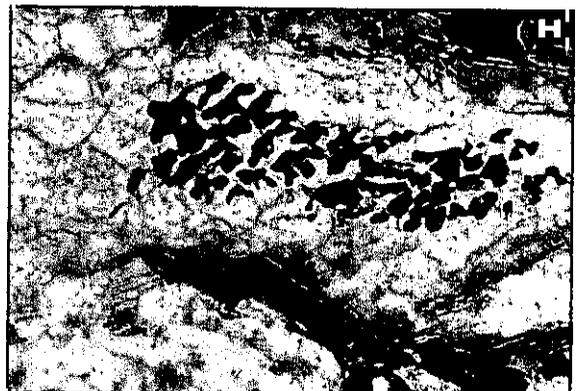
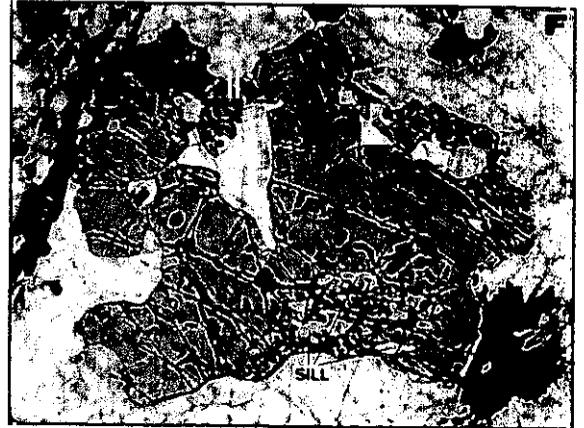
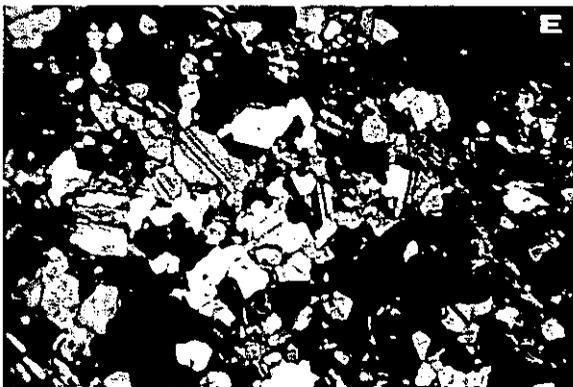
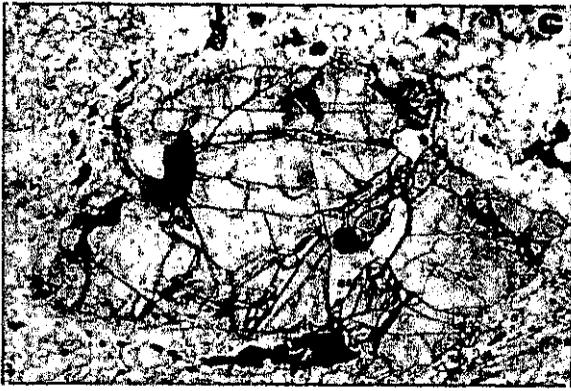
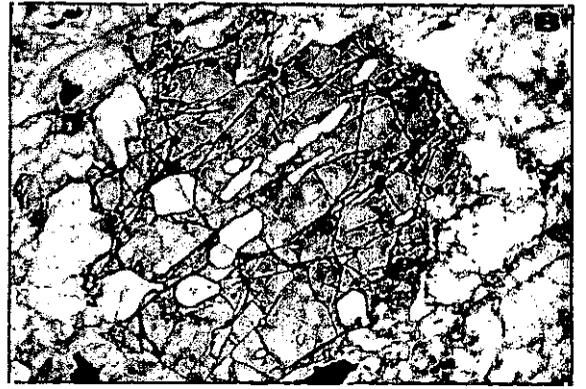
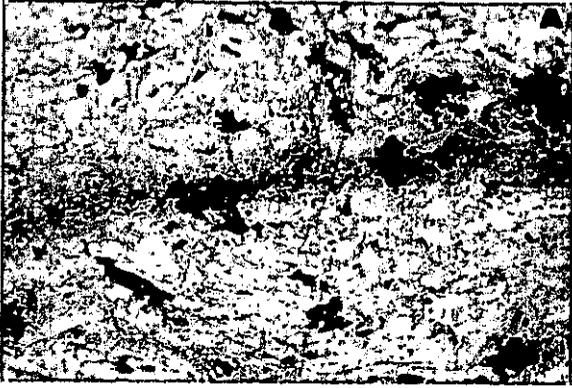
E.-Textura granoblástica constituida por cristales de cordierita en los mesosomas de la granulitas. NC x6.4

F.-Leucosomas de la granulitas: Aspecto del granate con inclusiones de sillimanita y biotita. Observe la ausencia total de fenómenos de desestabilización retrógrada. NP x6.4

G.-Cristal de granate de gran tamaño y textura cribosa de un leucosoma de las granulitas migmatíticas. NP x6.4

H.-Paragneises no migmatizados: Aspecto de un blasto fusiforme de cordierita con abundantes crecimientos simplectíticos de espinela, y múltiples agujas de sillimanita. NP x16

# LAMINA II



general los granates de los leucosomas más potentes (tipo 2, cuadro I) tienden a ser más pequeños.

La cordierita presente en algunos de estos leucosomas tiende a presentar un hábito prismático. Puede incluir muy esporádicamente pequeñas agujas de sillimanita y algún cristal de espinela. Suele estar algo alterada a agregados pinníticos.

El feldespato potásico, muy abundante en estos leucosomas, presenta como característica más destacable su marcada heterometría. De este modo aparecen tanto cristales de tendencia idiomorfa de tamaño cercano al centímetro, en ocasiones con algo de extinción ondulante y con múltiples microfracturas, junto a otros agregados policristalinos granoblásticos constituidos por multitud de cristales de tamaño pequeño. Pueden incluir los cristales mayores pequeñas cordieritas, plagioclasas y biotitas.

Por último, la plagioclasa, que es bastante escasa en los leucosomas, suele presentarse como cristales de pequeño tamaño, de carácter algo intersticial con respecto al feldespato alcalino, en ocasiones incluida en el feldespato, con alguna pequeña exsolución mirmequítica en las zonas de borde.

### **2.3.2.-PARAGNEISES NO MIGMATIZADOS**

Este tipo de rocas presentan una textura foliada fundamentalmente lepidoblástica. Esta foliación está bien marcada por los agregados lepidoblásticos de biotita, aunque hay sectores en donde ésta es menos abundante, mostrando la roca una textura más bien grano-lepidoblástica. Puede observarse un cierto bandeo composicional con sectores más pobres en feldespato potásico y con abundante cordierita y sillimanita, que deben corresponder quizá a pequeñas intercalaciones más pelíticas dentro de la primitiva serie sedimentaria.

Están fundamentalmente constituidos por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, sillimanita, cordierita, espinela e ilmenita como fases fundamentales, si bien en algunas facies determinadas puede no aparecer granate. Como minerales accesorios encontramos turmalina y circón y como productos secundarios más característicos clorita y pinnita.

El granate se presenta como cristales generalmente grandes (entre 0.5-1.5 mm) que en algunas ocasiones muestran una textura muy cribosa. Cuando es masivo suele presentar pequeñas inclusiones

de biotita. Al contrario de lo que ocurría con este mineral en las granulitas migmatíticas aquí no encontramos aureolas de cordierita, o cordierita mas espinela alrededor del granate, sino que éstos suelen estar desestabilizados a biotita.

La cordierita, de distribución desigual en la roca, se presenta en forma de blastos fusiformes (lámina II, H), orientados y definiendo en parte la estructura de la roca, generalmente de tamaño en torno a los 3-4 mm, pudiendo llegar hasta 1 cm de longitud mayor. En ellos es muy característica la presencia de abundante sillimanita fibrosa que preferentemente se sitúa en las zonas más internas del cristal confiriéndoles un aspecto anubarrado. Es también muy característico en estas cordieritas encontrar abundantes crecimientos simplectíticos vermiculares de espinela verde (lámina II, H) que una vez más verifican condiciones próximas al equilibrio:



como ya vimos en las granulitas migmatíticas.

La biotita se presenta en cristales de pequeño tamaño definiendo la foliación de la roca y frecuentemente cloritizada. Suele ser intersticial al feldespato potásico. Nunca está presente en los husos de cordierita-espinela pero suele rodearlos, lo cual apoya el hecho de que se trate de uno de los productos de la reacción arriba indicada.

La sillimanita, al igual que la espinela, se encuentra siempre incluida en los porfiroblastos de cordierita y no se ha observado nunca en relación con el resto de los minerales de la roca.

El feldespato potásico, que es muy abundante, presenta siempre una textura de tipo granoblástico con gran cantidad de uniones triples entre granos.

Por último, el cuarzo y la plagioclasa presentan idénticas características texturales que el feldespato. La principal diferencia es su marcadamente menor abundancia.

## 2.4.-QUIMICA MINERAL DE LAS ROCAS METAPELITICAS

### 2.4.1.-GRANATE

Se han realizado microanálisis de granates en tres mesosomas y un leucosoma de tres muestras diferentes de granulitas migmatíticas, y de otro granate de un paragneis no migmatizado.

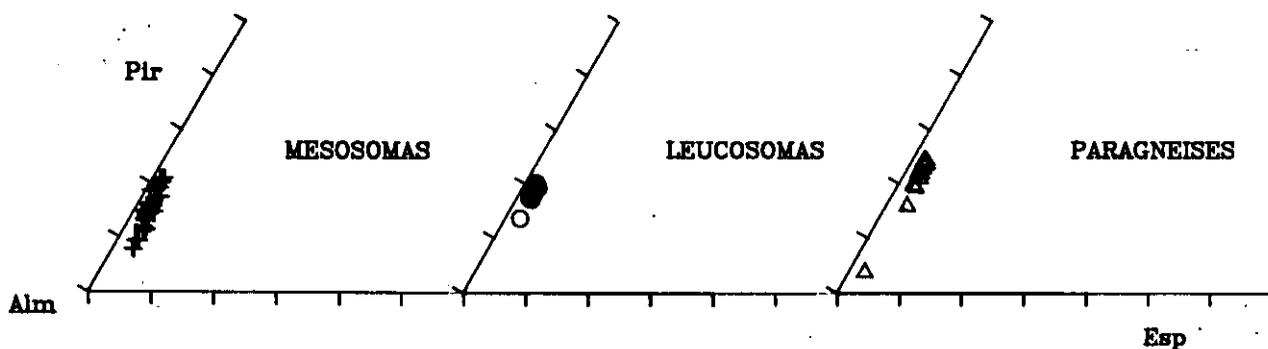


Figura 2.-Diagrama Pi-Alm-Esp de los granates del leucosomas y mesosomas de las granulitas y de los de los paragneises no migmatizados.

En todos los casos se han realizado perfiles de puntos con el objeto de obtener información acerca de su zonado. Las composiciones de los granates analizados, así como su fórmula estructural y los porcentajes en términos finales se encuentran recogidos en el apéndice II tablas I A, B y C.

En general todos estos granates son soluciones sólidas de almandino y piropero con contenidos menores en espesartina (1-4%) y grosularia (1-5%). Su composición global varía algo de una muestra a otras, siendo los de los paragneises más ricos en molécula de piropero (20-25%) y grosularia (4-5%) con respecto a los de granulitas migmatíticas. Dentro de los granates de estas últimas rocas existen pequeñas diferencias en composición global dentro de una misma muestra bandeada entre los de los leucosomas, que presentan una relación  $Fe/(Fe+Mg)$  ligeramente inferior (0.80), con respecto a aquellos de los mesosomas (0.82-0.88) (fig. 2).

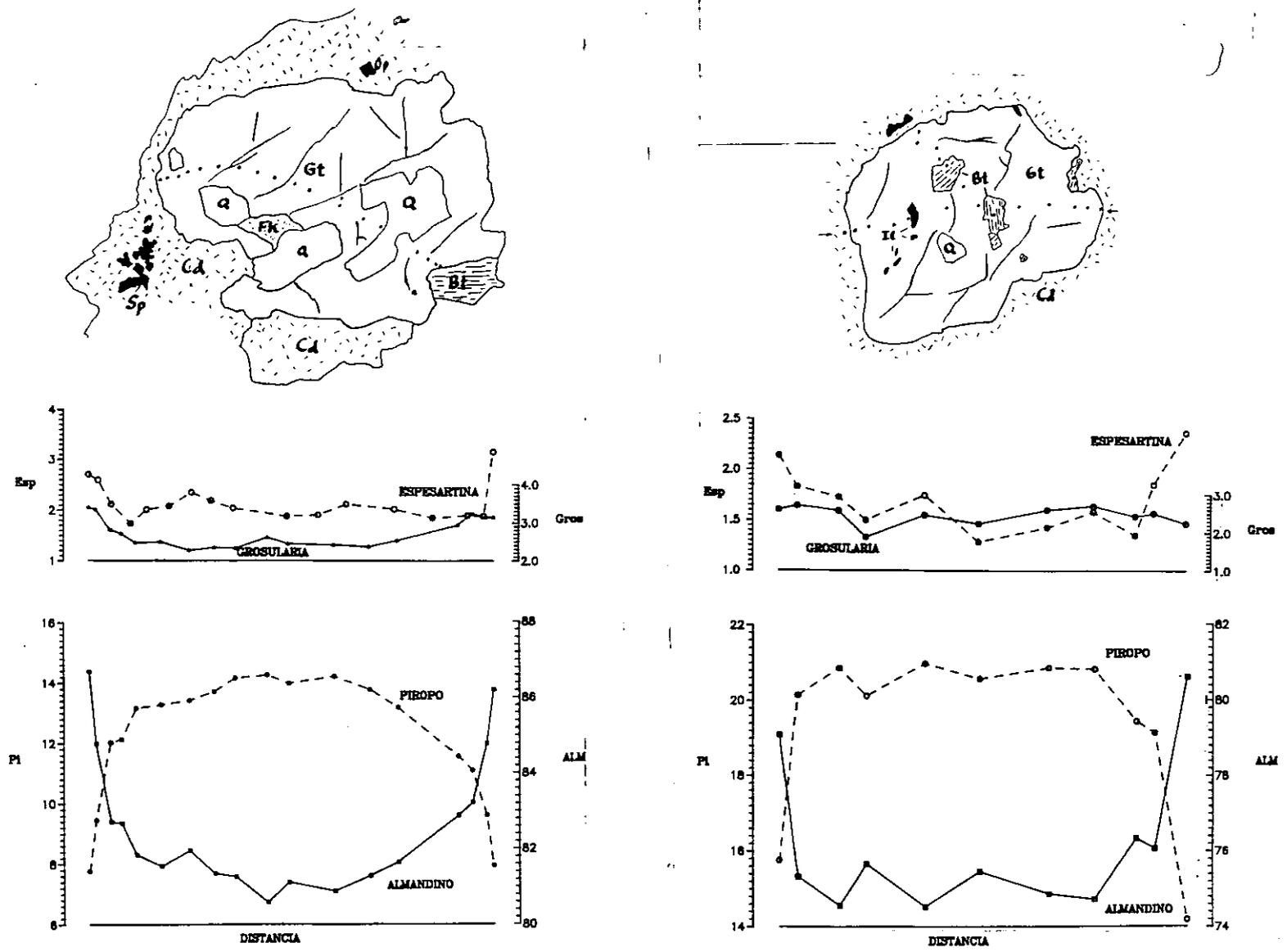


Figura 3 A.-Perfiles de zonados de los granates de los mesosomas de las granulitas migmatíticas.

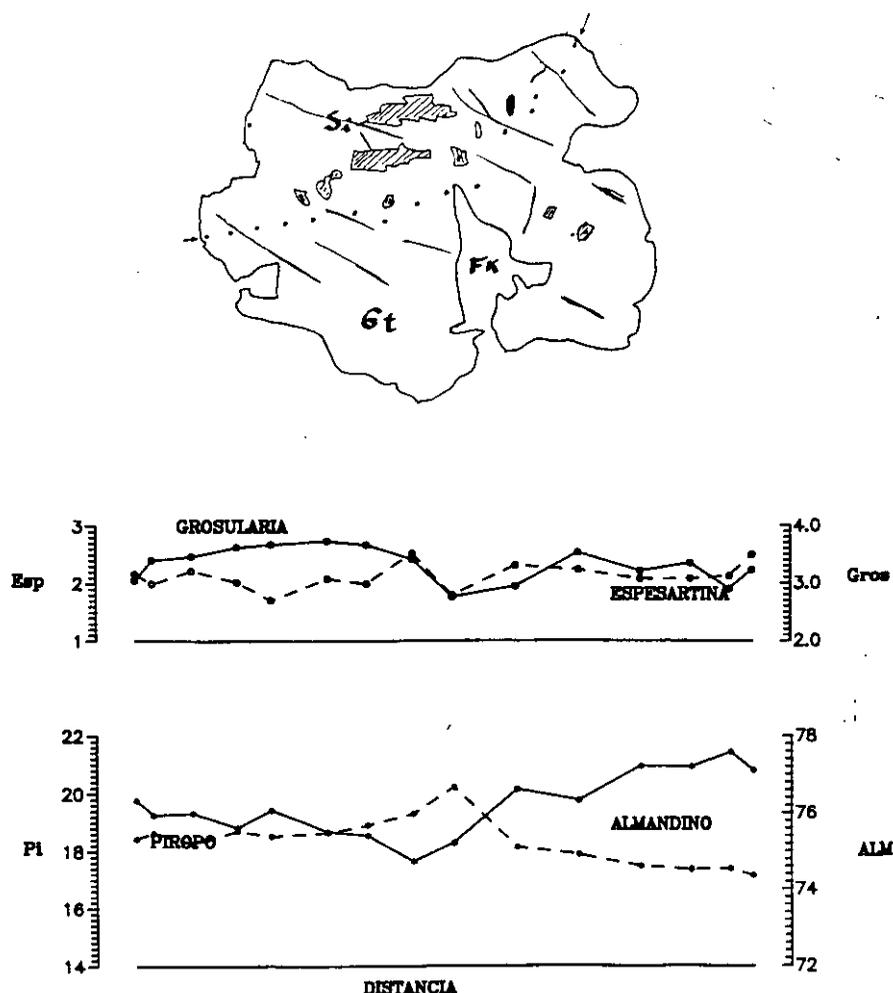


Figura 3 B.-Perfil de zonado de un granate perteneciente a un leucosoma de las granulitas migmatíticas.

A excepción de los granates de los leucosomas, el resto presentan un zonado de tipo inverso en las zonas de borde del cristal, con un aumento del Fe y un descenso correlativo del Mg hacia los bordes. Ca y Mn varían poco si bien por lo general el Mn aumenta y el Ca disminuye ligeramente hacia el borde. Las zonas internas de los cristales no presentan ningún tipo de zonado (fig 3 A y C).

De forma contraria, los granates de leucosomas tienden a presentar perfiles mucho más planos, sin que en las zonas de borde de los cristales se observe ningún tipo de zonado (fig. 3 B).

Los bajos contenidos en molécula de espesartina y los zonados inversos de las zonas de borde son típicos de granates de rocas metapelíticas catazonales (Tracy, 1982; Villaseca y Barbero, 1992)

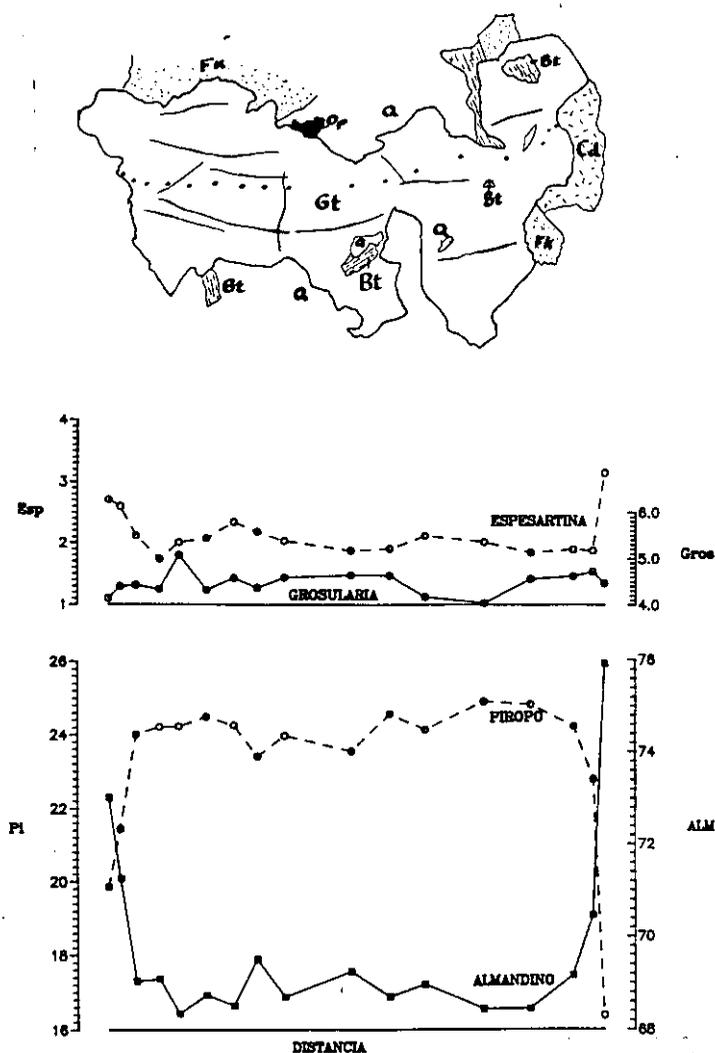


Figura 3 C.-Perfil de zonado de un granate de los paragneises no migmatizados.

y han sido interpretados por diversos autores (Hollister, 1977; Selverstone y Hollister, 1980) como debidos a retrogresión del granate a cordierita (o biotita), durante la cual el Mg se reparte a la cordierita y el exceso de Fe permanece en el granate. Los ligeros incrementos de Mn que se observan en algunas ocasiones son resultado de la retrodifusión de este elemento ya que no existen en estas rocas fases minerales que acepten fácilmente este catión (Grant y Wieblen, 1971; De Bethune et al., 1975; Hollister, 1977, 1978; Selverstone y Hollister, 1980). Los centros de granates, así como los granates de los leucosomas no se encuentran zonados, característica ésta que puede explicarse por homogeneización a alta temperatura debida a fenómenos de difusión por volumen (Andersen y Olimpio, 1977; Woodworth, 1977; Yardley, 1977). Algunas irregularidades en las zonas planas internas de los granates se deben a la presencia de pequeñas inclusiones de biotita o ilmenita.

2.4.2.-BIOTITA

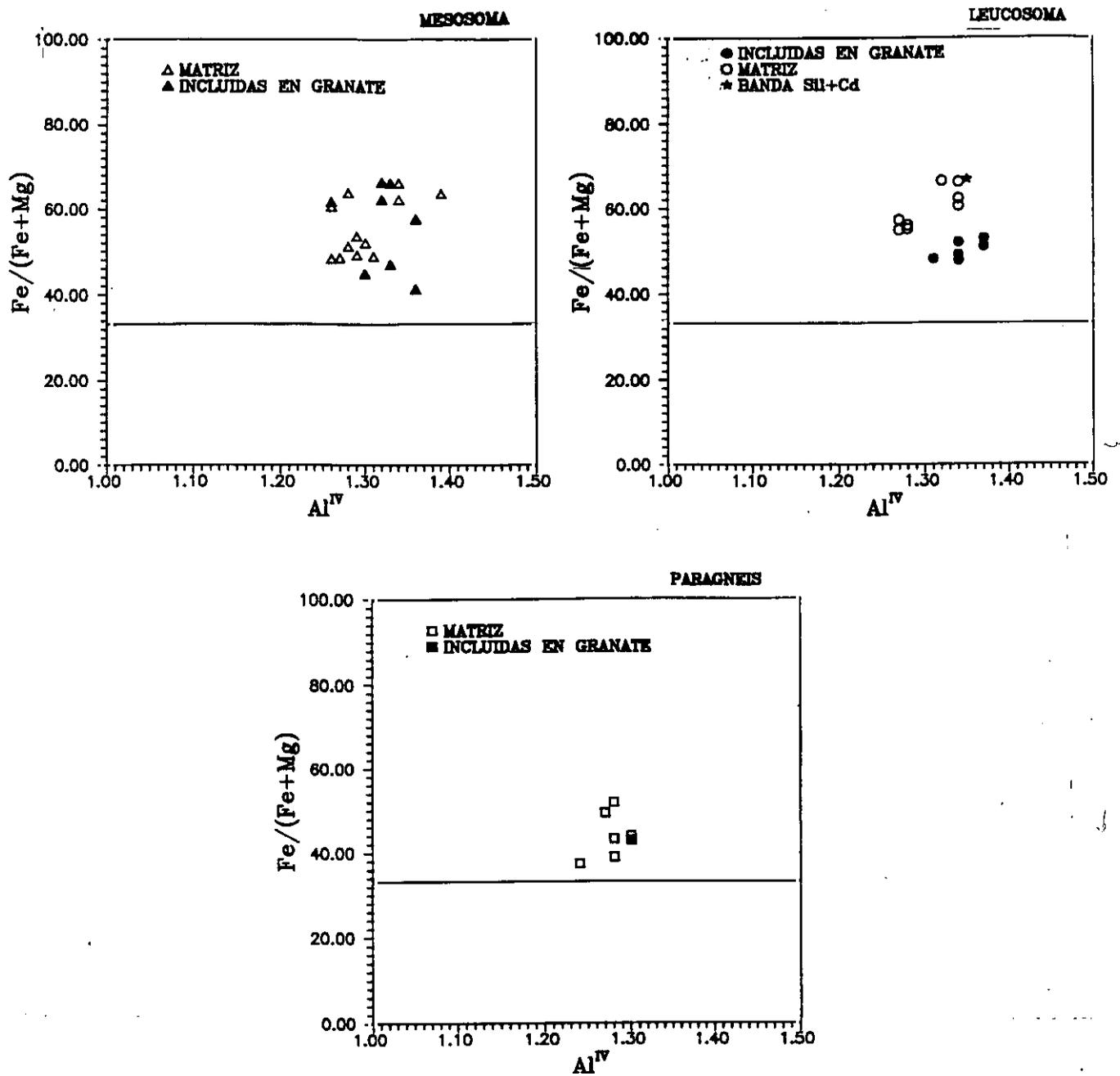


Figura 4.-Diagrama  $Al^{IV}$ - $Fe/(Fe+Mg)$  de clasificación de las biotitas de Deer et al. (1970) de los mesosomas y leucosomas de las granulitas y de los paragneis no migmatizados.

Se han realizado análisis de biotitas de tres mesosomas y un leucosoma de las granulitas migmatíticas y de dos muestras de paragneis no migmatizados. En cada una de las muestras se ha procurado analizar biotitas incluidas dentro del granate así como las que se encuentran exteriores al

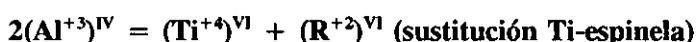
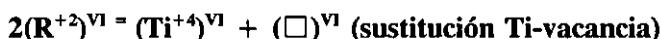
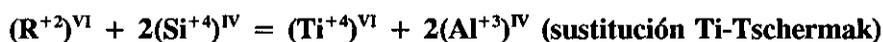
mismo. Se han realizado también algunos análisis de centro y borde de un mismo cristal para comprobar la existencia o no de zonados importantes. Todos estos análisis se encuentran recogidos en el apéndice II, tabla II, en donde se recogen también las fórmulas estructurales a 22 oxígenos. (Ver también apéndice I para los métodos de normalización y cálculo de  $\text{Fe}^{+3}$  y  $\text{H}_2\text{O}$ ).

Por sus contenidos en Fe y Mg estas biotitas se clasifican como biotitas s.s. en el diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-FM}$  (fig. 4) de Deer et al. (1970). En esta figura puede observarse por un lado que las biotitas de los paragneises no migmatizados tienden a presentar las composiciones más magnésicas, al igual que ocurría con el granate, lo que es un reflejo de la composición global más magnésica de la roca. Por otra parte los análisis de biotitas realizados en el leucosoma y mesosoma adyacentes de una granulita migmatítica revelan una composición más magnésica de las biotitas del leucosoma, lo cual, obviamente en este caso, no puede relacionarse con una composición global del leucosoma más rica en Mg.

Otro hecho destacable es que se ha podido constatar que las biotitas incluidas en granate, tanto en los leucosomas y melanosomas de las granulitas, como en los paragneises no migmatizados, presentan composiciones más magnésicas que las biotitas de la mesostasia de la roca, como también han señalado otros autores (Schreurs, 1985; Jones y Brown, 1990; Robinson, 1991).

Una característica de todas estas biotitas son sus altos contenidos en Ti, desde 3.6 hasta 6.2%  $\text{TiO}_2$ . De acuerdo con diversos autores (Kwak, 1969; Guidotti et al., 1977; Dymek, 1983) el contenido en Ti de la biotita que coexiste con una fase titanada, en este caso ilmenita, aumenta correlativamente con el grado de metamorfismo, llegando a sus valores más altos para rocas metamorfozadas en facies granulítica. En el diagrama  $\text{Ti-Al}^{\text{IV}}$  de la figura 5, en el que se han proyectado además de las biotitas de las metapelitas del CAT los campos de biotitas de facies granulíticas y anfíbolíticas dados por Dymek (op. cit.), se comprueba como aquellas quedan proyectadas claramente en el campo de biotitas de facies granulítica. Además en esta figura puede observarse que son las biotitas incluidas dentro de los granates las que mayor contenido en Ti presentan.

La entrada del Ti en la estructura de la biotita se puede deber a sustituciones del tipo:



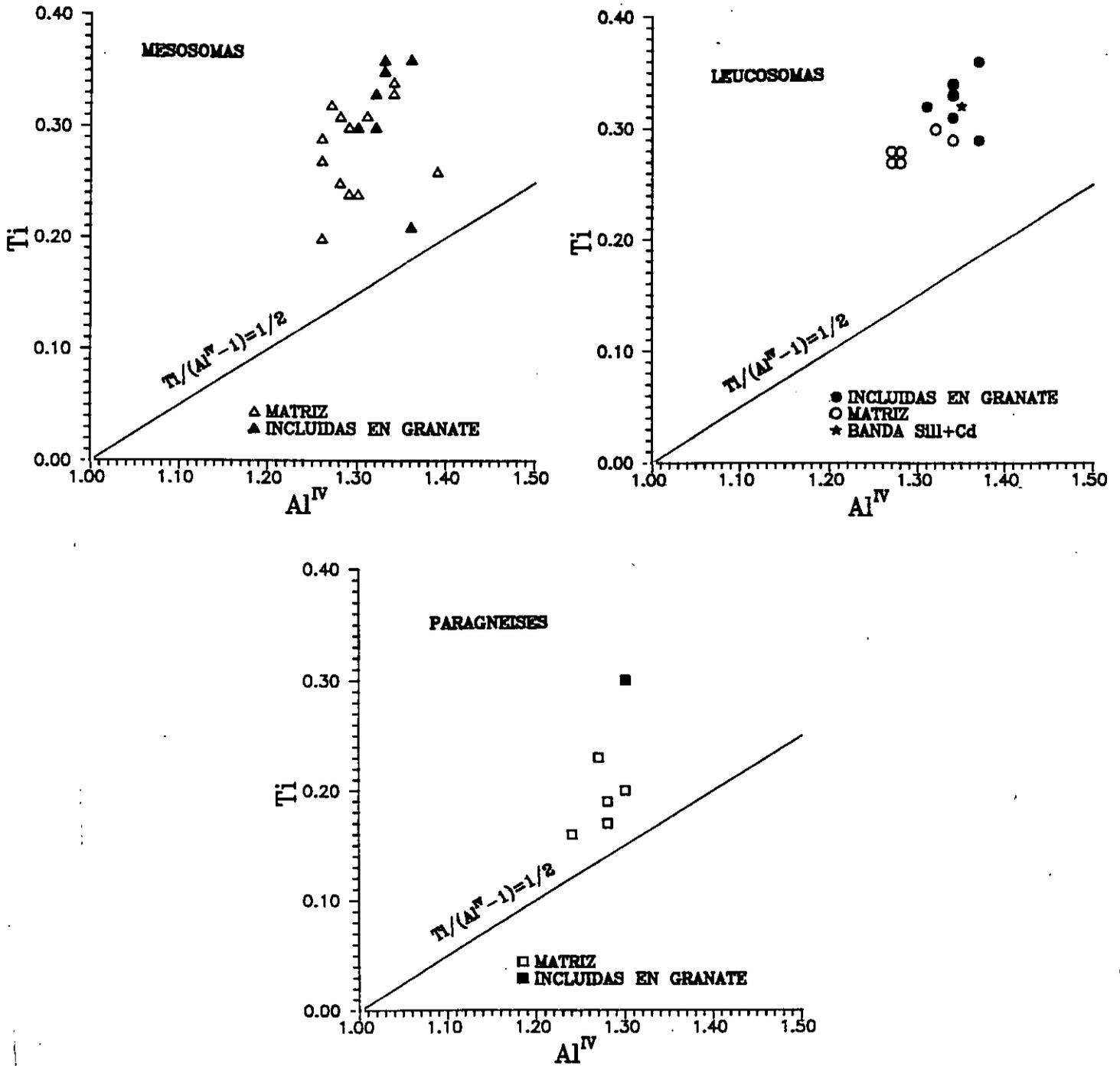


Figura 5.-Diagrama Ti-Al<sup>IV</sup> de las biotitas.

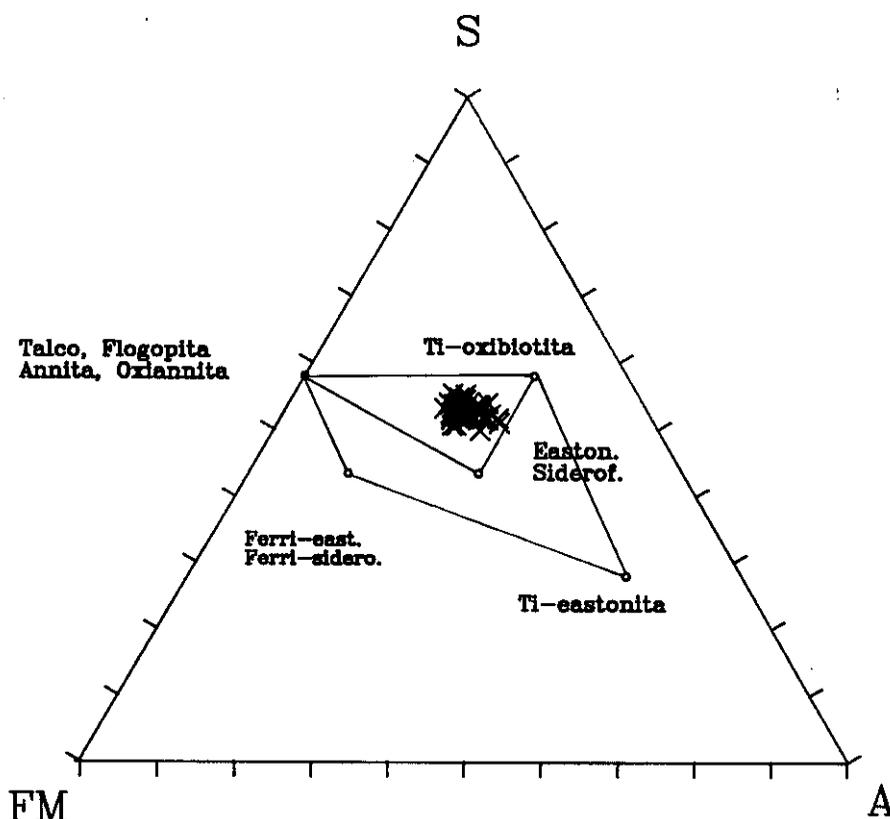


Figura 6.-Diagrama S-Fm-A de las biotitas de las rocas metapelíticas en el que se comprueba la poca importancia de las sustituciones de tipo Ti-Tschermak.

Dymek (op. cit.) desarrolla un método gráfico con el que resulta fácil evaluar qué tipo de sustituciones han jugado un papel más importante, independientemente del método de normalización que se aplique al mineral. En un diagrama S-Fm-A en donde  $S = \text{SiO}_2 + 2\text{K}_2\text{O} + 2\text{Na}_2\text{O} + 2\text{BaO} + 2\text{CaO}$ ,  $\text{Fm} = \text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{ZnO} - \text{TiO}_2$ ,  $A = 2\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{Cr}_2\text{O}_3 + 2\text{TiO}_2 - 2\text{K}_2\text{O} - 2\text{Na}_2\text{O} - 2\text{BaO} - 2\text{CaO}$ , los términos finales flogopita, eastonita y Ti eastonita se proyectan alineados, mientras que el término Ti-oxibiotita queda desplazado hacia mayores valores de S. Por lo tanto, una sustitución que se realice mediante componentes que no sean Ti-Tschermak se verá reflejada por un desplazamiento de la composición de la biotita hacia el vértice S. En la figura 6 puede observarse claramente como todas las biotitas de las metapelitas estudiadas en el CAT quedan desplazadas de la línea flogopita - eastonita - Ti-eastonita, lo cual implica que el componente Ti-Tschermak no es importante, siendo sustituciones Ti-vacancia, Ti-oxibiotita o Ti-espinela las que han jugado un papel fundamental para la entrada de este catión en la estructura de estas micas. La sustitución de tipo Ti-espinela sí que parece haber tenido un papel de relativa importancia, habida cuenta de la correlación que existe entre los contenidos en Ti y  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (fig. 7). Como señala Schreurs (1985) esta sustitución suele ser muy frecuente en biotitas

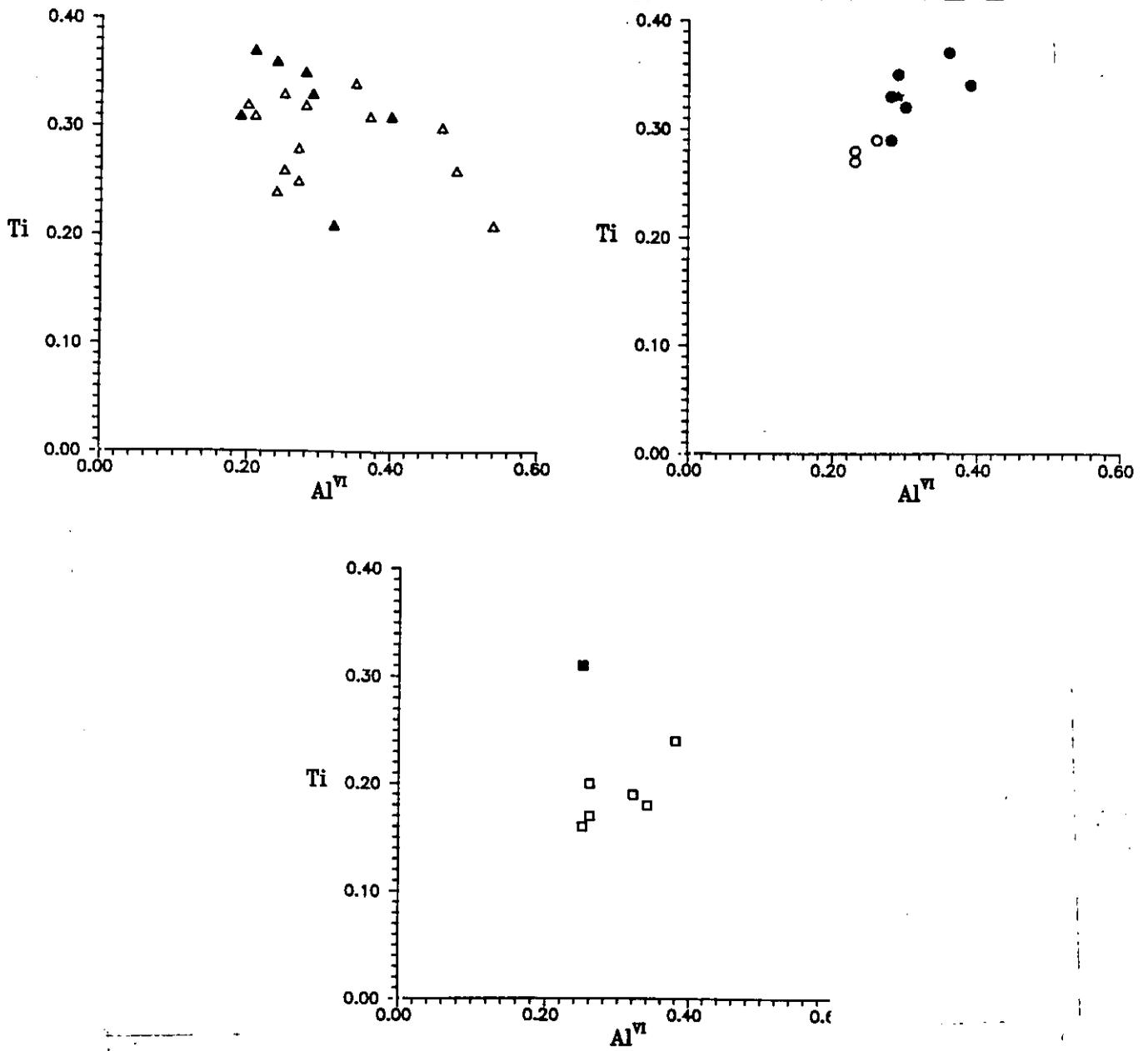


Figura 7.-Diagrama Ti-Al<sup>VI</sup> de las biotitas de los materiales pelíticos, con datos de fórmula estructural calculada a 7eCNK.

de facies granulíticas.

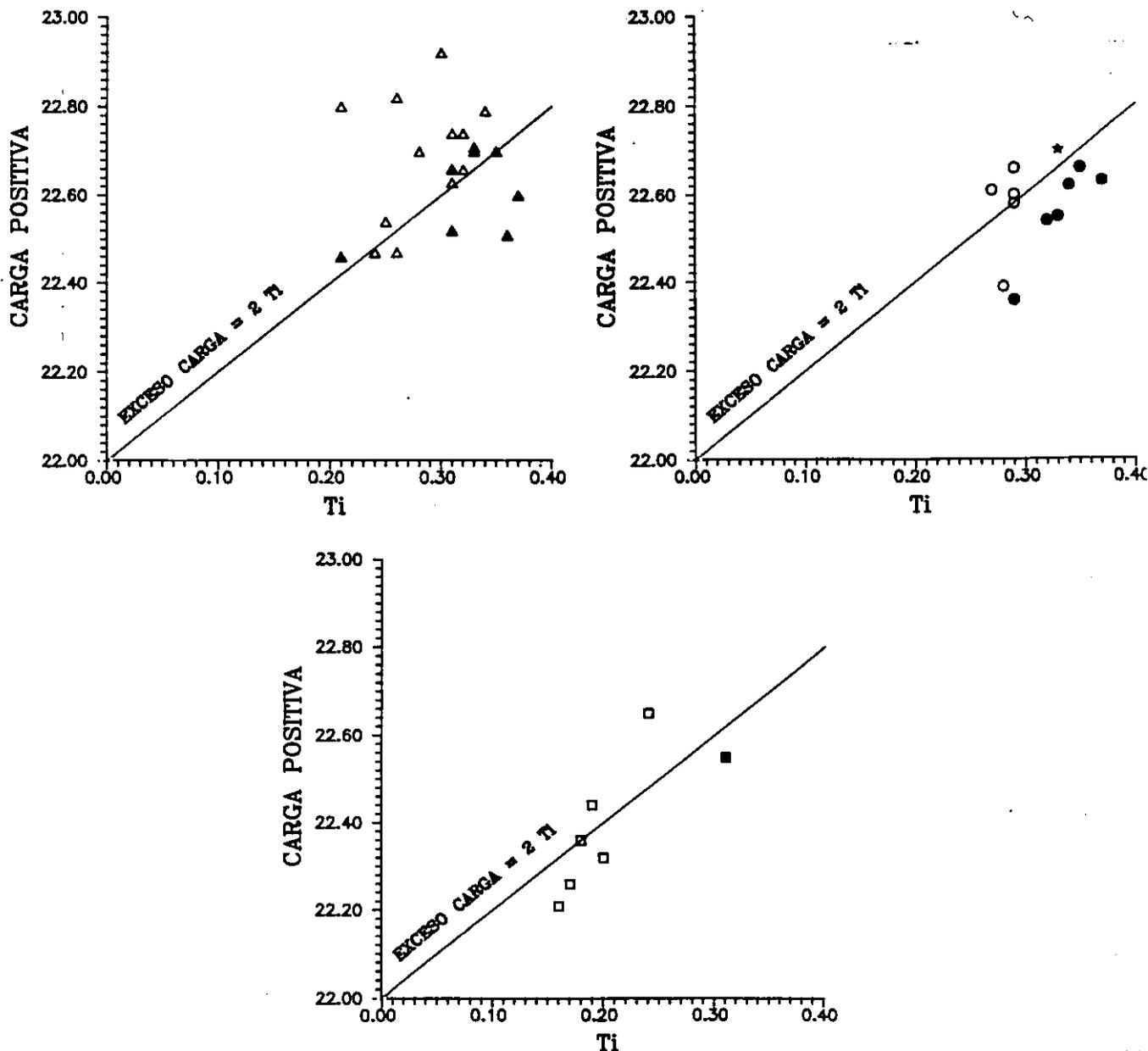


Figura 8.-Diagrama Carga total positiva frente a Ti de las biotitas de las rocas pelíticas, realizado con datos de la fórmula estructural calculada a 7eCNK.

La existencia de alguna de las otras dos sustituciones que implican entrada de Ti (Ti-vacancia o Ti-oxibiotita) queda confirmada por la presencia de una buena correlación entre el contenido en Ti y la carga total positiva (fig. 8), ya que ambos tipos de sustituciones llevan consigo un exceso de carga positiva cuando se realiza una normalización a cationes totales menos K+Na+Ca+Ba igual a 7. La discriminación entre cual de esta dos sustituciones ha jugado un papel más importante puede

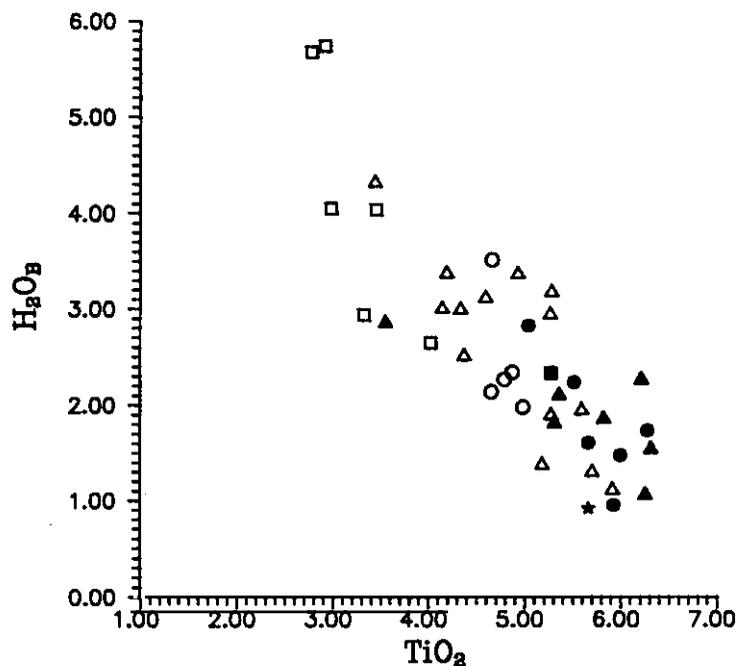


Figura 9.-Diagrama  $\text{TiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}^+$  para las biotitas de las rocas pelíticas. El  $\text{H}_2\text{O}^+$  está calculada por el método de Bruijn et al. (1983). Ver texto.

resultar complicada. Tal como Dymek (op. cit.) pone de manifiesto la incorporación de Ti mediante sustituciones Ti-oxicomponente debería traer consigo una correlación negativa entre el Ti y los grupos (OH). Este tipo de test es imposible de realizar con los datos analíticos obtenidos mediante microsonda electrónica. No obstante pueden realizarse estimaciones indirectas del contenido en  $\text{H}_2\text{O}^+$  de la biotita de dos formas distintas: primero suponiendo que la diferencia hasta el 100% del análisis es  $\text{H}_2\text{O}^+$ , lo cual no tiene porque ser cierto puesto que puede haber otros elementos no determinados, como por ejemplo  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$  o  $\text{Fe}^{+3}$  que formen parte de este resto. Un segundo método es el propuesto por Bruijn et al. (1983) basado en una regresión multilineal realizada a partir de un banco de datos bibliográfico. Nosotros hemos realizado una estimación del  $\text{H}_2\text{O}^+$  mediante este método y hemos ensayado un diagrama  $\text{TiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}^+$  (fig. 9) en el que puede observarse una muy buena correlación negativa entre ambas variables, lo cual apoya la existencia de un componente Ti-oxibiotita predominante sobre un mecanismo Ti-vacancia. La importancia de este tipo de sustituciones que involucran un oxicomponente ha sido también puesta de manifiesto por Bohlen et al. (1980) para biotitas de ortogneises de alto grado del macizo de Adirondacks. Una consecuencia que puede extraerse es que si, como parece probable, la sustitución de tipo Ti-oxibiotita es importante puede que se haya producido un fenómeno de deshidratación progresiva de la biotita con el incremento de la temperatura, hecho éste que puede ser fundamental a la hora de evaluar los fenómenos de génesis de granitoides mediante un mecanismo de fusión por deshidratación de micas como se discutirá más adelante.

Otro factor a tener en cuenta al estudiar las biotitas es la posibilidad de existencia de Fe en estado trivalente, lo cual puede ser importante a la hora de efectuar cálculos termobarométricos con este mineral.

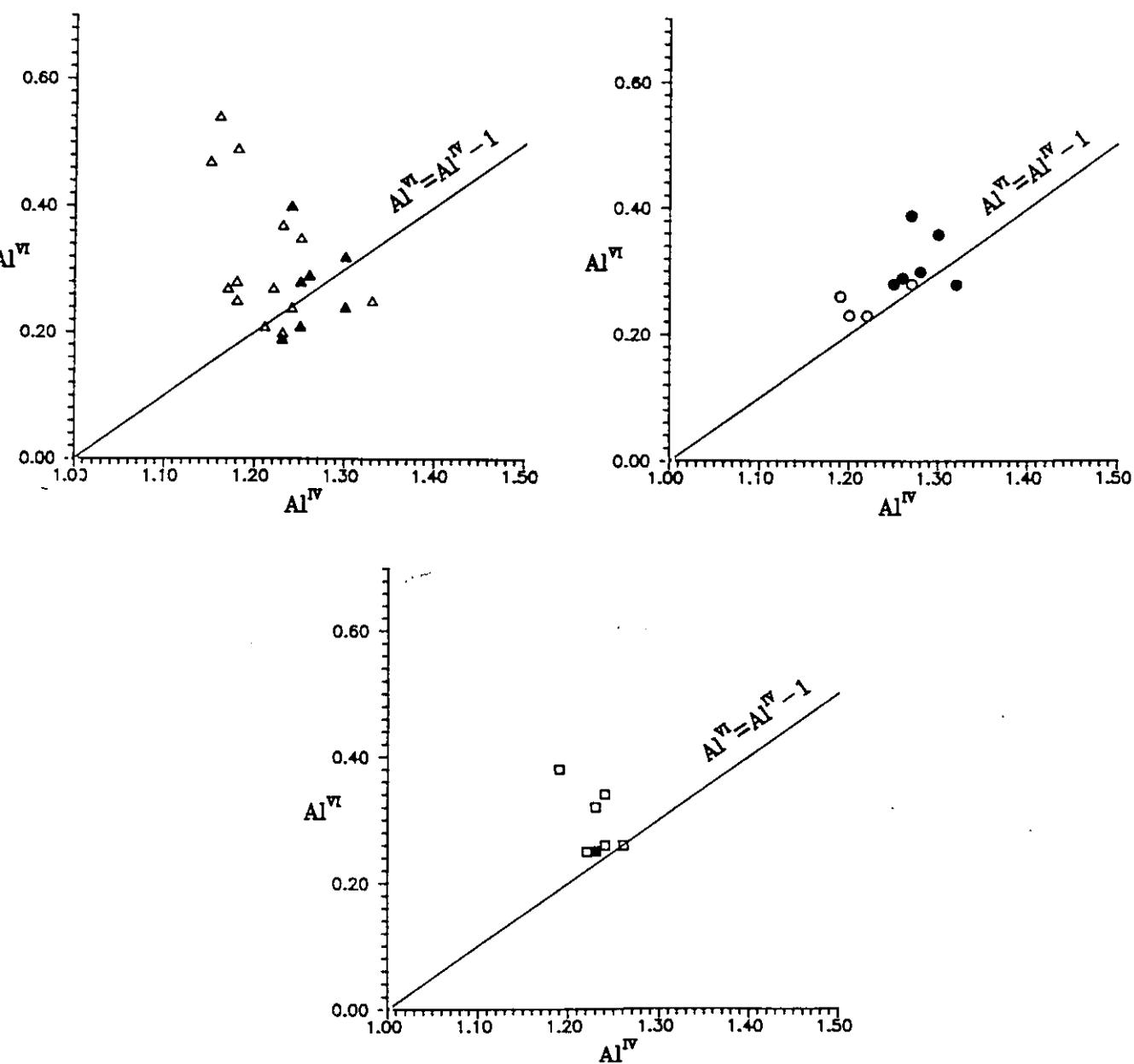


Figura 10.-Diagrama  $Al^{VI}$ - $Al^{IV}$  de las biotitas de los materiales pelíticos, realizado con datos de normalización a 7eCNK.

Si existieran en estas biotitas sustituciones de tipo Al-Tschermak  $(R^{+2})^{VI} + (Si^{+4})^{IV} = (Al^{+3})^{VI} + (Al^{+3})^{IV}$  deberíamos encontrar una buena correlación de tipo  $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$  en un diagrama  $Al^{VI} - Al^{IV}$  (Dymek, op. cit.). Como puede observarse en la figura 10 la casi totalidad de las biotitas estudiadas se proyectan con un exceso de  $Al^{VI}$  frente a  $Al^{IV}$ , por encima de la línea  $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$ , lo que pone de manifiesto la presencia de  $Al^{VI}$  que no está balanceado con  $Al^{IV}$ . Esto trae consigo que si existiera además  $(Fe^{+3})^{VI}$  este desbalance entre ambos tipos de Al debería ser aún mayor; o dicho de otra forma, la existencia de sustituciones de tipo Fe-Tschermak debería traer consigo un exceso de  $Al^{IV}$  sobre  $Al^{VI}$ , hecho éste que no ocurre en nuestro caso por lo que no parece probable que existan cantidades importantes de Fe en estado trivalente. Este hecho queda además avalado por las estimaciones de contenidos en  $Fe^{+3}$  realizadas mediante el método de regresión de Bruijn et al. (1983) que proporciona valores muy bajos.

En cuanto a los contenidos en Ca, Na y K todas las biotitas estudiadas se caracterizan por unas altas sumas Ca+Na+K lo cual es típico una vez más de biotitas de facies granulíticas (Dymek, op. cit.).

En resumen, podemos decir que todas las biotitas estudiadas presentan las características típicas de las de estos minerales en rocas metamórficas de facies granulítica, como son los altos contenidos en Ti,  $Al^{VI}$  y (K+Na+Ca). Se observan diferencias composicionales significativas entre las biotitas incluidas en granate y las de la matriz, siendo aquellas más titanadas, magnésicas y más pobres en  $Al^{VI}$  y quizá también en Na, K y Ca. Estas biotitas podrían denominarse *minerales protegidos* (Spear y Chamberlain, 1986 en Jones y Brown, 1990) y podrían representar una fase relictas del momento de crecimiento del núcleo del granate previo al reequilibrio posterior del granate con la matriz, de carácter retrógrado.

### 2.4.3.-CORDIERITA

En la Tabla III del apéndice II se encuentran recogidos los análisis de cordieritas realizados en tres muestras de granulitas migmatíticas y en dos paragneises no migmatizados, junto con su fórmula estructural a 18 oxígenos.

Su relación  $Fe/(Fe+Mg)$  varía entre 0.38 y 0.53 en las granulitas y entre 0.31 y 0.34 en los paragneises, es decir éstas últimas son más magnésicas al igual que ocurría con el granate y la biotita de estas rocas.

Todas las cordieritas de las metapelitas del CAT se caracterizan por presentar contenidos en Na, K y Ca extremadamente bajos, lo cual es característico de cordieritas de facies granulíticas (Vry et al., 1990). Según estos autores estos bajos contenidos en álcalis implican contenidos totales en volátiles bajos, así como fracciones molares de  $\text{CO}_2$  relativamente altas (0.3-0.7) que resultan de contenidos totales en  $\text{H}_2\text{O}$  bajos. A este respecto se han efectuado medidas ópticas de ángulos  $2V_x$  en cristales bien conservados de cordierita ya que como indican Ambruster e Ivanschek (1983) existe una correlación inversa entre este ángulo y el contenido en volátiles total ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ). Los valores de  $2V_x$  obtenidos son elevados y varían desde  $76$  a  $90^\circ$  con un valor medio de  $82^\circ$  ( $n=14$ ), lo cual implica contenidos en  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 < 1.50$ , valores estos que están en consonancia con los bajos contenidos en álcalis y con las condiciones anhidras, que como veremos más adelante presenta este sector.

En las granulitas puede observarse como en una misma muestra existen diferencias en la relación  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  al considerar las cordieritas de coronas en torno a granate y las que no están en relación con el mismo, siendo estas últimas algo más ricas en Mg. También parece existir un ligero zonado de las cordieritas en torno a granate pues Mg, Al y Mn tienden a aumentar y Fe a disminuir hacia el borde externo de cristal. Así pues, la cordierita que se forma por destrucción del granate (la fase más férrica de estas rocas) es menos magnésica que la cordierita de la matriz, probablemente ligada a equilibrios con biotita y por ello nutriéndose de fases con relaciones  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  menores.

#### 2.4.4.-ESPINELA

En la Tabla IV del apéndice II se encuentran los análisis de esta fase mineral realizados en las granulitas y paragneises junto con su fórmula estructural a 3 cationes y contenidos en  $\text{Fe}^{+3}$  calculado por balance de cargas.

Se trata de términos de hercinita con proporciones entre un 9 y 22% de molécula de espinela, siendo este componente más elevado en los paragneises (19-22%) ya que son rocas más magnésicas. También se observan contenidos variables en molécula de gahnita (0-13%) que presenta valores más bajos (0-2%) en los paragneises y proporciones menores de cromita ( $<3.5\%$ ) y de magnetita ( $<5\%$ ).

En ocasiones se presenta transformada a un mineral marrón verdoso que han sido identificado como diáspora.

### 2.4.5.-FELDESPATO POTASICO Y PLAGIOCLASA

La tabla V del apéndice II recoge los análisis y fórmulas estructurales calculadas a 32 oxígenos, así como los porcentajes en moléculas de ortosa, albita y anortita de estos minerales en los dos tipos metapelíticos estudiados. Como puede observarse en la figura 11 los feldespatos alcalinos presentan elevados contenidos en molécula de albita, hasta un 22% en algunos casos.

Las plagioclasas presenta una mayor variabilidad. En las granulitas son términos entre  $An_{20}$ - $An_{34}$ , es decir entre oligoclasa y andesina (fig. 11). Sin embargo en los paragneises los contenidos en anortita son mayores; entre  $An_{43}$ - $An_{55}$  es decir términos de andesínicos a labrodoríticos. En ningún caso se han encontrado variaciones significativas entre centros y bordes de cristales.

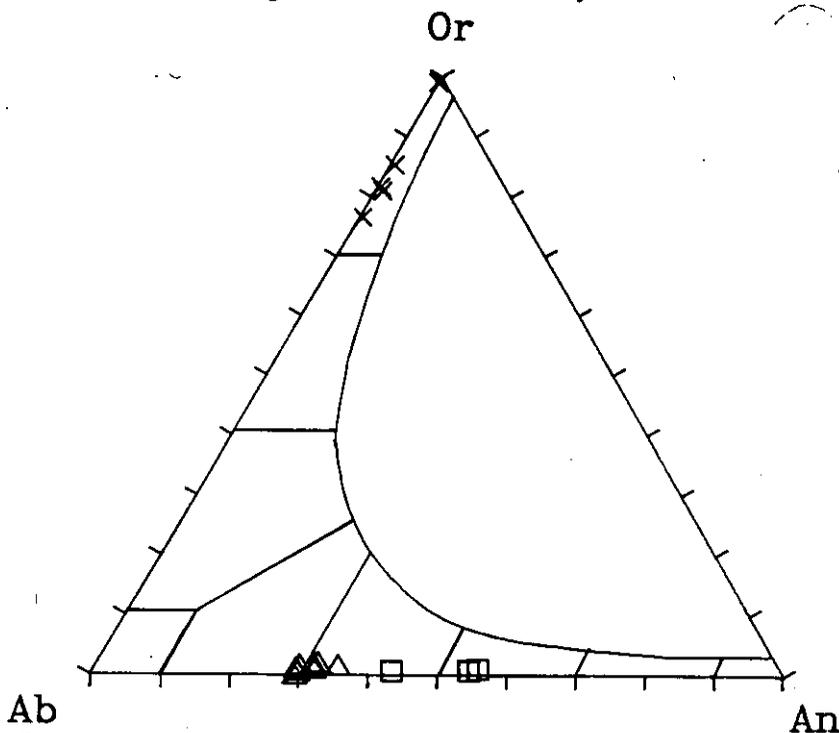


Figura 11.-Diagrama Ab-An-Or de las plagioclasas y feldespatos potásicos. Triángulos: Granulitas migmatíticas; Cuadrados: paragneises; Aspas: feldespatos potásicos de ambos tipos.

### 2.4.6.-MINERALES OPACOS

Todos los minerales opacos analizados tanto en las granulitas como en los paragneises corresponden a términos prácticamente puros de ilmenita, sin nada de magnetita en solución sólida y con contenidos muy bajos en Mg y Mn (Tabla VI, apéndice II). Se ha detectado también mediante la sonda cantidades accesorias de sulfuros de hierro, pero no se han realizado análisis cuantitativos de los mismos.

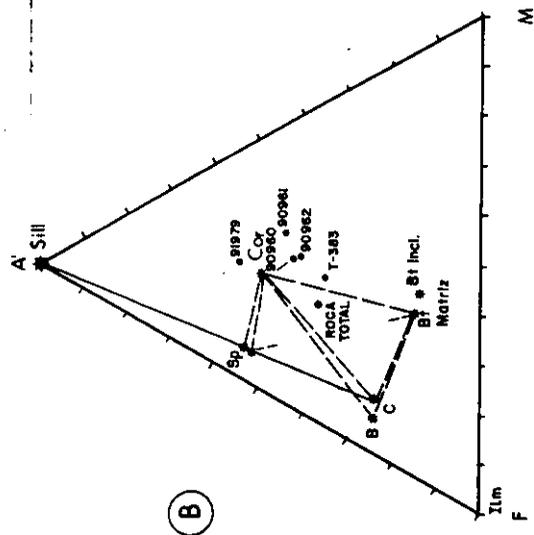
## 2.5.-CONDICIONES TERMOBARICAS DEL METAMORFISMO HERCINICO DEL AREA

### 2.5.1-EQUILIBRIOS MINERALES. PARRILLA PETROGENETICA

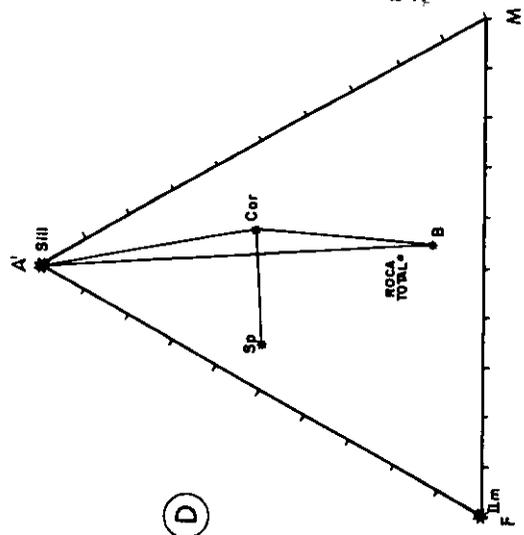
Una primera aproximación al estudio del equilibrio mineral en estas rocas la podemos realizar a través de una proyección A'FM de la composición de las fases minerales y de la roca total. Esta proyección es una modificación del clásico diagrama AFM para rocas pelíticas de alto grado, sin moscovita pero con feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo e ilmenita (o magnetita) en su paragénesis (Winkler, 1978). En la figura 12 se muestra esta proyección realizada para dos mesosomas de granulitas migmatíticas y dos paragneises. En los dos mesosomas de granulitas estudiados se observa una clara tendencia a la proyección de la composición de la roca en las líneas de equilibrio (*tie lines*) cordierita-biotita indicando, por lo tanto, un cierto carácter metaestable para el granate, que ya se había apuntado desde un punto de vista petrográfico, y que parece indicar, a priori, un fuerte proceso descompresivo post-pico metamórfico. Se han proyectado también en estos diagramas la composición química de otras granulitas del sector, y aunque no se dispone de análisis de sus fases minerales de forma genérica si puede decirse que se proyectan en regiones cercanas a la de la composición de la cordierita (fig. 12), lo que avala una vez más es carácter residual que presenta el granate en estos mesosomas.

De la proyección A'FM realizada para los paragneises (fig. 12) se puede deducir la coexistencia de granate, cordierita y biotita estables. Como en un principio no cabe suponer condiciones termobáricas diferentes entre las granulitas y paragneises, la estabilidad del granate en estas últimas debe estar relacionada con una composición global diferente de estas rocas.

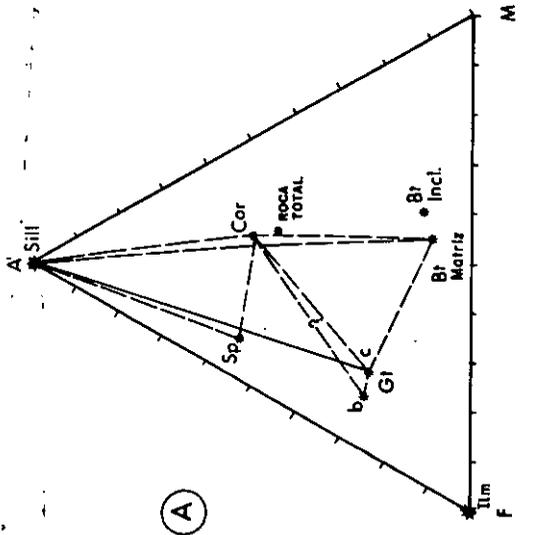
La figura 13 es una parrilla P-T para un sistema KFMASHTO modificada de Clark et al. (1989) que según estos autores puede obtenerse involucrando ilmenita, rutilo y magnetita en un sistema KFMASH. En esta figura se han señalado con una trama rayada y punteada ciertos límites en P y T que vienen impuestos por la no existencia de ortopiroxeno y rutilo en estas metapelitas. El ortopiroxeno puede ser estable en la zona de alta presión y/o alta temperatura de este diagrama, lo cual nos establece unos límites máximos de P y T para estas rocas, si sabemos la posición absoluta de las reacciones de formación de ortopiroxeno en un diagrama P-T. Otra posible restricción a las condiciones P-T puede estar relacionada con la no aparición de rutilo en las metapelitas del CAT, mineral éste que puede ser estable a altas y/o bajas presiones o a baja temperatura. Con todo esto, y teniendo en cuenta por un lado que el silicato aluminico que aparece en las metapelitas es siempre



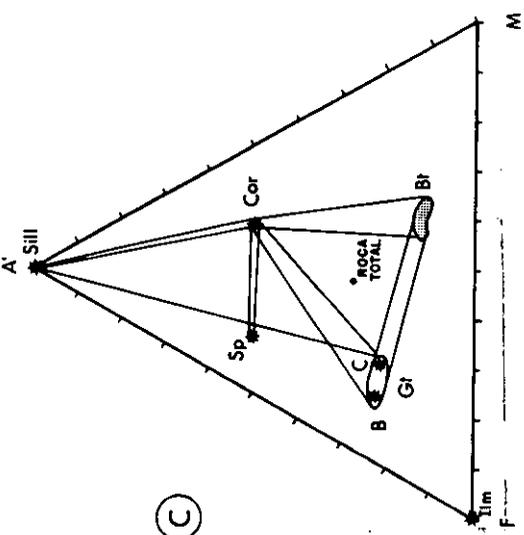
(B)



(D)



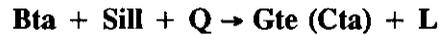
(A)



(C)

Figura 12. Diagramas A'FM de los materiales metapelíticos. A) Granulita 90961. B) Granulita T-356; se han proyectado también la composición de otras granulitas del sector. C y D) Paragneises. Gt=granate; Sp=espinela; Cor=cordierita; Bt=biotita; B=borde; C=centro.

sillimanita, y por otro las evidencias petrográficas de ciertas reacciones minerales, como son las de destrucción de biotita mediante:

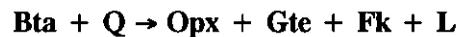


que contribuye o es responsable de la importante anatexia del área, o reacciones claramente retrógradas de transformación del granate del tipo general:



podemos marcar una trayectoria P-T cualitativa como la que se indica en la figura 13. De la parte progradada de esta trayectoria no quedan vestigios ya que toda la información contenida en las posibles zonados progradados del granate ha quedado borrada por homogeneización y los relictos de otras fases anteriores están completamente desaparecidos.

Por lo tanto, y teniendo en cuenta que las condiciones que la mayoría de los autores dan para la aparición del ortopiroxeno en rocas pelíticas mediante la reacción:



se sitúan en condiciones anhidras a temperaturas en torno a 850-870°C (Vielzeuf y Holloway, 1988), y que para estas temperaturas la curva  $Di \leftrightarrow Sill$  se sitúa alrededor de los 10 Kb, parece que las condiciones del clímax metamórfico del área no pueden haber superado estos valores extremos.

La principal causa de que la trayectoria P-T se mantenga dentro del estrecho margen de temperatura entre la primera curva de destrucción de la biotita y la de la primera aparición de ortopiroxeno puede estar relacionada con el efecto tampón de la fusión con respecto a la temperatura, que impide que ésta aumente mientras la generación de líquidos se esté llevando a cabo (Vielzeuf y Holloway, 1988; Vielzeuf et al., 1990).

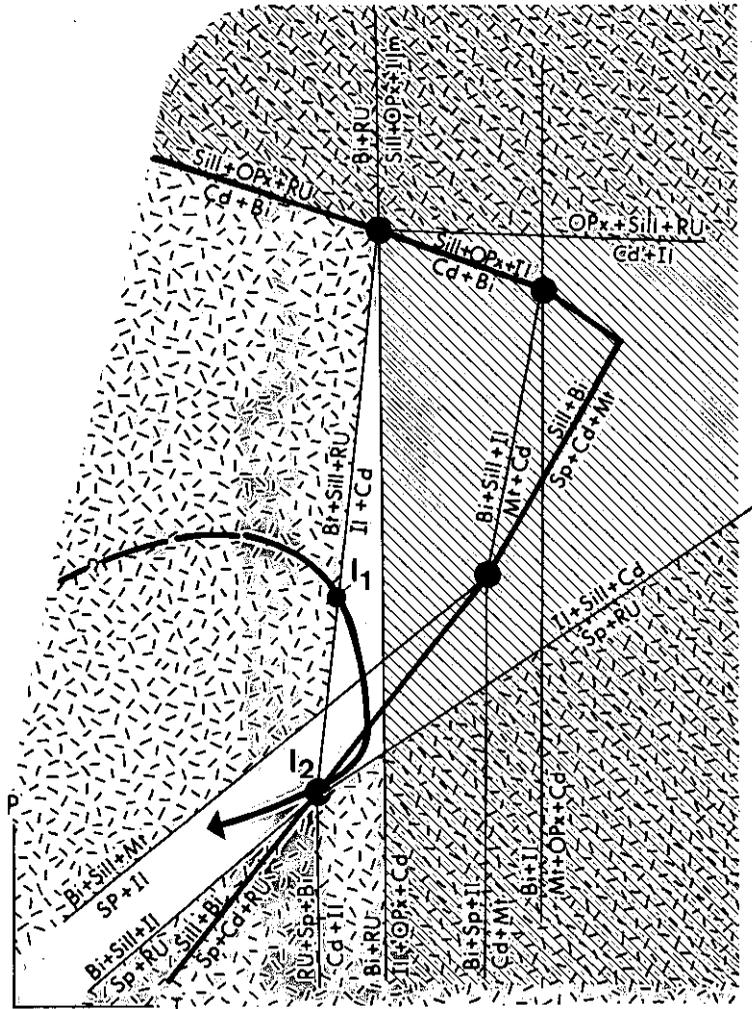


Figura 13.-Parrilla petrogenética para un sistema KFMASHTO modificada a partir de Clark et al. (1989). Ver texto para mayor explicación.

### 2.5.2.-GEOTERMOMETRIA, GEOBAROMETRIA, $fH_2O$ Y $fO_2$

Una de las principales cuestiones a tener en cuenta a la hora de realizar estimaciones termobarométricas, es la existencia o no de equilibrio mineral entre las fases involucradas en los cálculos. Esta premisa puede resultar difícil de comprobar cuando, como suele ocurrir, existe zonado en alguna de las fases utilizadas, como puede ser el granate en el caso de las rocas pelíticas. Por lo tanto, previamente a la realización de los cálculos vamos a estudiar y establecer en equilibrio entre los distintos minerales utilizados.

### 2.5.2.1.-Geotermometría

#### 2.5.2.1.1.-Equilibrio granate-biotita

Como ya se ha comentado anteriormente, la presencia de cristales de biotita incluidos en granate con una composición química diferente a la de las biotitas de la matriz de la roca plantea la posibilidad de cómo estimar la composición de la biotita que estaba originalmente presente en las condiciones del pico metamórfico (Robinson, 1991). La cuestión es: ¿están las biotitas protegidas equilibradas con el granate?, o dicho de otra forma ¿con qué biotitas estuvo equilibrado el granate en las condiciones del clímax metamórfico?. La resolución de estas cuestiones es fundamental a la hora de evaluar la validez de los cálculos termométricos con el par biotita-granate.

Tal y como señala Spear (1991) las temperaturas calculadas con el par granate-biotita dependen, de entre otros factores, de las proporciones relativas entre ambos minerales en la roca, ya que la consecución del equilibrio se produce mediante difusión. Cuando la relación volumétrica  $V_{Gte}/V_{Bta}$  es menor de 0.01, puede considerarse que al ser la cantidad de biotita muy grande con respecto a la de granate, ésta no cambia su composición significativamente al producirse el equilibrio. Por lo tanto, si consideramos los sistemas formados por, en primer lugar el granate y las biotitas incluidas ( $V_{Gte}/V_{Bta} \gg 1$ ), y en segundo lugar el granate y las biotitas de la matriz ( $V_{Gte}/V_{Bta} < 1$ ), nos vamos a encontrar ante dos situaciones muy diferentes. En el primer caso la composición de la biotita se va a ver muy afectada por el equilibrio con el granate (que está homogeneizado a alta T), dando lugar a temperaturas bastante más bajas ( $< 600^{\circ}\text{C}$ ) a las del pico metamórfico, como ha demostrado experimentalmente Spear (op. cit.). En el segundo caso al ser los volúmenes de ambos minerales más parecidos, la composición de la biotita estará mucho menos afectada por el equilibrio con el granate, y podría reproducir teóricamente resultados más cercanos a las condiciones del pico metamórfico. No obstante surge aquí un doble problema: por un lado hay que considerar que en estas rocas, sobre todo en los mesosomas de las granulitas, existe otra fase ferromagnésiana muy abundante, como es la cordierita, que lógicamente puede modificar, por equilibrio, la composición de la biotita; por otra parte la biotita, dada su facilidad de difusión se puede reequilibrar sustancialmente en los procesos retrógrados que sufre la roca (Robinson op. cit.). Por lo tanto, en cierto modo habría que estimar una composición probable, intermedia entre el extremo más férrico de las biotitas de la matriz, ligadas a equilibrios de retrogradación con granate, cordierita, etc, y el extremo más magnésico de las biotitas incluidas en el granate. También hacia una composición teórica intermedia de la biotita apunta el carácter menos titanado de las biotitas de la matriz con respecto a las protegidas, más ricas en este elemento.

Otros dos factores que pueden tener influencia a la hora de efectuar cálculos termométricos son el tamaño de los cristales de granate y la velocidad de enfriamiento del área considerada (Spear, op. cit.). Si el tamaño de los cristales de granate es grande, sus núcleos homogeneizados deberán estar poco o nada modificados por fenómenos de retrodifusión intracristalina, al menos que la velocidad de enfriamiento del área sea excesivamente baja ( $< 1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ) lo cual no parece razonable en áreas orogénicas (Spear op. cit.). En nuestro caso el tamaño de los cristales de granate analizados (entre 5-10 mm) nos permite tener cierta seguridad de que sus perfiles planos del núcleo podrían estar equilibrados a las temperaturas del pico metamórfico. Para cristales de granate suficientemente grandes, el cambio de composición que se produce en su borde como respuesta a la variación del coeficiente de distribución de Fe-Mg con respecto a otra fases ferromagnesianas debido a cambios en las condiciones de temperatura y presión, no se propaga mediante mecanismos de difusión hacia las zonas internas, representando pues las zonas del núcleo del granate la composición del mismo en el pico metamórfico.

Como consecuencia de todos estos factores, las termometrías granate-biotita en las rocas metapelíticas del CAT, usadas para estimar el pico metamórfico han sido calculadas con la composición de los núcleos de granate y con las biotitas de la matriz, estimando que con estas composiciones se obtienen valores de temperatura máximos, pues como ya se ha citado, probablemente la composición de la biotita del pico debió ser algo más magnésica y titanada que la que actualmente medimos.

De este modo, se han efectuado cálculos de temperatura basados en la reacción de intercambio Fe-Mg entre granate y biotita según las calibraciones de Ferry y Spear (1978), Hodges y Spear (1982), Perchuck y Lavrent'eva (1983) e Indares y Martignole (1985) con el objeto de comparar sus resultados y escoger los más adecuados. Los resultados obtenidos para estas cuatro calibraciones proporcionan valores similares para el cálculo de Ferry y Spear y el de Hodges y Spear, mientras que con el cálculo de Perchuck y Lavrent'eva se obtienen temperaturas en torno a  $100^\circ\text{C}$  menores y con el de Indares y Martignole se reproducen temperaturas siempre con diferencias sustanciales, mayores de  $100^\circ\text{C}$ , con respecto a los dos primeros cálculos comentados. Como veremos más adelante, los resultados de estas dos últimas calibraciones se apartan también de los obtenidos mediante otras estimaciones independientes de la temperatura realizadas en otro tipo de materiales. Los cálculos realizados según el método de Perchuck y Lavrent'eva pueden resultar inconsistentes debido a que su calibrado está realizado para composiciones de granate y biotita muy distintas a las de los tipos metapelíticos del CAT, y según afirman estos mismos autores puede haber variaciones en el Kd cuando se está ante términos ricos en Fe o Mg.

La corrección empírica que realizan Indares y Martignole (1985) para rocas granulíticas tiene en cuenta, por un lado el efecto del componente de grosularia y espesartina en el granate, y por otra parte la influencia del Ti y el Al en la biotita. En nuestro caso puede resultar que esta corrección del efecto de la grosularia en el granate esté sobreestimada ya que los granates aquí utilizados presentan  $X_{Ca}$  y  $X_{Mn}$  bastante bajos. Esta posible sobrestimación de este efecto trae consigo un descenso en la temperatura con respecto a la obtenida mediante otras calibraciones. Por otra parte Indares y Martignole (op. cit.) consideran que la entrada de Ti en la estructura de la biotita se produce mediante una sustitución del tipo Ti-vacancia ( $2(R^{+2}) = (Ti^{+4})^{VI} + (\square)^{VI}$ ), y que este tipo de sustitución trae consigo una disminución de volumen, que se compensa mediante sustitución de Mg por  $Fe^{+2}$  que presenta un radio iónico mayor. Este último hecho implica una variación de la relación del Kd con la temperatura, pues la ecuación incluye estos componentes (ver ecuaciones 17 y 18 de Indares y Martignole, op. cit.). En nuestro caso, como ya se ha discutido anteriormente, no parece probable que la entrada de Ti en las biotitas de las rocas metapelíticas estudiadas esté gobernada principalmente por sustituciones de tipo Ti-vacancia, sino más bien por sustituciones Ti-oxibiotita, por lo que en principio puede no ser correcto utilizar esta corrección empírica.

Por último, en la evaluación de los diferentes geotermómetros granate-biotita realizada por Chipera y Perkins (1988) se pone de manifiesto que los termómetros que utilizan Kd puros dan estimaciones más precisas y consistentes que aquellos que intentan incorporar impurezas y por lo tanto es preciso encontrar mejores modelos para los efectos de estas impurezas en los Kd.

Se consideran pues como más precisas las estimaciones de temperatura de los termómetros de Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982). Un refinamiento reciente del geotermómetro granate-biotita realizado por Dasgupta et al. (1991) confirma la validez de los resultados obtenidos mediante el calibrado de Ferry y Spear (op. cit.) para estas composiciones de ambos minerales en condiciones granulíticas.

En el cuadro II se encuentran recogidos las temperaturas obtenidas mediante estos calibrados tanto en las granulitas migmatíticas (mesosomas y leucosomas) como en los paragneises no migmatizados, situándose todas ellas dentro del rango 770-830°C, que representan condiciones de facies granulíticas (Thompson, 1990; Bohlen, 1991). Se encuentran también recogidos en esta tabla los valores que se obtienen utilizando las biotitas protegidas dentro de los granates y los centros de los mismos, comprobándose que se obtienen temperaturas más bajas, como ya se había previsto anteriormente, y que no pueden corresponder a un área que ha sufrido una intensa migmatización en condiciones deficitarias en agua.

Cuadro II.-Termometría granate-biotita según Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982) en los tipos metapelíticos. Se incluyen los resultados obtenidos con biotitas protegidas (sombreado).

Nº	GRANATE			BIOTITA			TEMP. (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ti</sub>	X <sub>Al</sub>	FS	HS
90961 94-103	0.75	0.03	0.01	0.42	0.11	0.03	768	777
90961 95-103	0.75	0.0	0.01	0.42	0.11	0.03	765	774
90961 89-112	0.76	0.02	0.01	0.43	0.11	0.05	781	790
90961 91-112	0.75	0.02	0.02	0.43	0.11	0.05	812	826
90961 92-112	0.75	0.02	0.01	0.43	0.11	0.05	795	804
90961 94-93	0.75	0.03	0.01	0.39	0.13	0.04	712	721
90961 92-93	0.75	0.02	0.01	0.39	0.13	0.04	703	711
90314 31-32	0.76	0.03	0.09	0.38	0.11	0.04	647	655
T-356 61-56	0.81	0.02	0.02	0.48	0.08	0.14	784	793
T-356 61-55	0.81	0.02	0.02	0.48	0.08	0.14	813	827
T-356 62-65	0.81	0.02	0.02	0.50	0.09	0.12	833	848
T-356 66-73	0.80	0.02	0.03	0.47	0.11	0.11	791	800
87085 63-62	0.73	0.03	0.01	0.48	0.08	0.08	785	795
T-361 25-23	0.69	0.05	0.02	0.39	0.07	0.07	793	807
T-361 24-35	0.68	0.04	0.02	0.39	0.07	0.07	814	828
T-361 23-35	0.68	0.04	0.02	0.39	0.07	0.07	814	825

#### 2.5.2.1.2.-Equilibrio granate-cordierita

El estudio de este equilibrio tiene importancia a la hora de dilucidar no sólo las condiciones pico, sino también cómo ha podido ser la trayectoria P-T post-pico dado que, como ya se ha comentado, algunas cordieritas forman parte de texturas de envolvimiento alrededor de granate que

indican una clara desestabilización de este último mineral. Por otra parte, como ya se ha visto, las zonas de borde del granate presentan un zonado inverso retrógrado interpretado como resultado, en gran medida, de este reemplazamiento por cordierita.

La cordierita de estos tipos metapelíticos puede presentarse como formando parte de la matriz de la roca, en paragénesis con diversos minerales (Cdt, Sp, Sill, Ilm, Plg), o bien como coronas en torno a granate. No toda la cordierita procede de una única reacción de formación, lo cual se refleja también en ligeras variaciones composicionales (ver apartado 2.4.3). Las cordieritas procedentes de la destrucción del granate presentan un ligero zonado hacia mayores contenidos en Mg hacia el borde. En definitiva, los bordes inversos del granate están equilibrados con las cordieritas coronáticas, pudiendo reflejar pues las condiciones retrógradas post-pico (Jones y Brown, 1990).

El equilibrio cordierita - núcleo de granate puede considerarse aceptable para estimar condiciones pico por varias razones: En primer lugar, como se expone en el siguiente apartado, el equilibrio basado en el intercambio Fe-Mg entre cordierita y espinela de las texturas de envolvimiento alrededor de granate, proporciona temperaturas suficientemente altas como para suponer que la cordierita es una fase que se forma en condiciones P-T próximas a las del pico metamórfico. Este hecho está además avalado por el aspecto intersticial que presenta con frecuencia la biotita en la granulitas, que parece indicar que la cordierita se forma casi simultáneamente a la destrucción de la biotita. Como ya hemos visto, que la termometría biotita-granate da temperaturas próximas al pico, lógicamente si la cordierita es aparición casi sincrónica debe ser también un mineral del clímax térmico del área. La presencia de abundante cantidad de cordierita en mesosomas, leucosomas y algunos leucogranitos peraluminicos del sector, sin evidencias de la posible existencia de granate previo parece indicar que en las condiciones del pico en algunas bandas de composición más magnésica se puede formar cordierita en lugar de granate. Por otra parte, y siguiendo un razonamiento similar al que expone Spear (1991) para el equilibrio granate-biotita, al ser la relación volumétrica  $V_{Crd}/V_{Grt}$  mucho menor que la unidad, se puede considerar que la cantidad (*reservoir* en terminología inglesa) de cordierita es infinita, por lo que la composición de ésta no ha debido de modificarse sustancialmente por reequilibrio con otras fases ferromagnesianas, al contrario de lo que ocurre por ejemplo con el granate, que sí que lo hace debido, en parte, a su menor volumen así como a su menor capacidad de difusión. En definitiva, parece correcto realizar cálculos termobarométricos con núcleos de granate y cordieritas de matriz para estimar condiciones del pico metamórfico.

Los cálculos termobarométricos en los que interviene la cordierita pueden presentar el problema de la influencia del contenido en H<sub>2</sub>O y otras especies volátiles en los cálculos del Kd. Tal y como señalan Aranovich y Podlesski (1983), esta cuestión es controvertida; Para Newton y Wood

(1979) el efecto del agua en los equilibrios con cordierita es tal que la distribución del Fe y Mg entre el granate y la cordierita es prácticamente independiente de la temperatura, aunque esta afirmación es contradicha por otros numerosos estudios así como por evidencias naturales.

Cuadro III.-Termometría granate-cordierita según Holdaway y Lee (1977) y Perchuck y Lavrent'eva (1983) y barometría según Holdaway y Lee (1977) para los materiales metapelíticos.

MUESTRA	GRANATE			CORD	TEMP. (°C)		PRES. (Kb)	
	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Fe</sub>	HL	PL	T <sub>HL</sub>
90961 110-91	0.75	0.02	0.02	0.42	811	781	5.5	5.5
90961 85-88	0.74	0.03	0.02	0.42	829	799	4.2	4.3
90961 105-91	0.74	0.03	0.02	0.42	805	775	4.3	4.4
T-356 84-73	0.80	0.02	0.03	0.47	723	692	5.6	5.6
T-356 49-68	0.81	0.02	0.02	0.53	779	748	4.0	4.0
T-356 45-36	0.81	0.02	0.03	0.53	762	731	4.0	4.1
T-356 51-36	0.80	0.02	0.03	0.53	794	764	3.9	4.0
90314 33-36	0.77	0.02	0.01	0.39	764	733	4.6	4.7
90314 28-21	0.75	0.03	0.01	0.40	776	745	4.5	4.6
87085 63-61	0.73	0.03	0.01	0.51	827	797	3.8	3.9
T-361 23-21	0.68	0.04	0.02	0.31	722	690	5.4	5.4

Se han efectuado cálculos de temperatura mediante la reacción de intercambio de Fe-Mg entre granate y cordierita de las condiciones del pico térmico, con composiciones de centro de granate y cordierita de matriz, y de las condiciones retrógradas con los bordes de granate y cordieritas en contacto. Para estas estimaciones se han utilizado los calibrados de Holdaway y Lee (1977), Lavrent'eva y Perchuck (1983) comprobándose que se obtienen valores muy similares, con diferencias que no llegan a superar los 30°C. Como puede observarse en el cuadro III las estimaciones del pico, tanto para las granulitas migmatíticas como para los paragneises dan temperaturas en el rango 720-

830°C. Este rango, aún siendo más amplio coincide con las temperaturas obtenidas para el par granate-biotita. Las estimaciones realizadas con los bordes de granate y cordieritas adyacentes proporcionan temperaturas entre 595-699°C (cuadro III), es decir entre 100 y 200°C inferiores a las del pico metamórfico del área.

### 2.5.2.1.3.-Equilibrio cordierita-espínela

La reacción de intercambio Fe-espínela + Mg-cordierita  $\rightleftharpoons$  Mg-espínela + Fe-cordierita puede ser utilizada como geotermómetro en paragneises granulíticos (Vielzeuf, 1983). Hemos utilizado la relación entre el  $K_d = [(Fe^{+2}/Mg)_{Cdn} / ((Fe^{+2} + Zn)/Mg)_{Sp}]$  y la temperatura dada por este autor, pero teniendo en cuenta el efecto de la molécula de gahnita en la espínela, ya que este componente puede rebajar la temperatura del equilibrio incluso más de 100°C como señalan Bingen et al. (1988).

Cuadro IV.-Resultados de la termometría cordierita-espínela según Vielzeuf (1983) en los materiales metapelíticos. 1.-Coronas en torno a granate. 2.-Bandas sin granate. 3.-Matriz

MUESTRA	X <sub>Fe</sub> Cord.	X <sub>Fe</sub> Espin.	TEMP. (°C)
T-356 40-38 <sup>1</sup>	0.52	0.74	751
T-356 80-84 <sup>2</sup>	0.47	0.68	743
90961 107-110 <sup>2</sup>	0.42	0.74	839
90314 24-23 <sup>1</sup>	0.38	0.80	795
90314 21-25 <sup>1</sup>	0.40	0.82	823
90314 37-36 <sup>1</sup>	0.39	0.82	782
T-361 18-14 <sup>3</sup>	0.31	0.75	768
T-361 20-22 <sup>2</sup>	0.34	0.79	753

Los pares cordierita-espínela que se han elegido para estos cálculos pertenecen tanto a zonas de aureolas de cordierita, espínela e ilmenita alrededor de los granates de los mesosomas de las

granulitas, como a paragénesis del tipo  $Cdta + Sp + Sill + Ilm \pm Plg$  (cuadro II) tanto en las granulitas como en los paragneises, y en un caso a una espinela suelta entre cristales de cordierita y biotita de un paragneis. Como puede observarse en el cuadro IV las temperaturas que se obtienen en todos los casos son elevadas, entre 740-870°C, lo que confirma por una parte que la reacción  $Gte + Sill \rightarrow Cdta + Sp \pm Ilm$  se produce a temperaturas del pico metamórfico, siendo pues tanto la cordierita como la espinela fases que se forman durante el clímax térmico del área; por otro lado, al ser estas estimaciones parcialmente independientes de las obtenidas con los equilibrios que involucran granate son una apoyatura que confirma el carácter granulítico del clímax metamórfico del CAT.

### 2.5.2.2.-Geobarometría

#### 2.5.2.2.1.-Equilibrio GRIPS

El equilibrio Granate + Rutilo  $\rightleftharpoons$  Ilmenita + Anortita + Cuarzo, generalmente abreviado por sus iniciales inglesas **GRIPS** ha sido calibrado como barómetro por Bohlen y Liotta (1986) y es aplicable a anfibolitas con granate y a granulitas. En ausencia de rutilo y a una temperatura determinada puede calcularse un límite máximo de presión considerando  $a_{TiO_2}=1$  (Ghent y Stout, 1984), para la paragénesis  $Gte+Sill+Ilm+Plg+Q$ . Tan sólo se ha encontrado un rutilo en un leucosoma y presumiblemente es un producto de alteración de biotita titanada y además no está en equilibrio con plagioclasa pues ésta no existe en este leucosoma, por lo que no lo podemos considerar para calcular una presión mínima.

Hemos calculado la posición de este equilibrio para obtener un límite máximo de presión, utilizando el modelo de actividad de anortita en plagioclasa de Newton et al. (1981) y los modelos de actividades de los distintos componentes del granate según Ganguly y Saxena (1984). Los cálculos se han realizado según una formulación numérica de Munha (com. per.) en un programa de ordenador diseñado por González del Tánago (com. per.). Se han utilizado las composiciones del centro del granate y plagioclasa con el objeto de evaluar las condiciones máximas de presión en el pico térmico (Cuadro IV) para temperaturas de 700, 750 y 800°C (cuadro V). En la figura 14 se ha representado la posición de este equilibrio calculada para T entre 650 y 850°C, en un diagrama P-T en donde se observa que este límite máximo estimado para las granulitas y paragneises está situado en torno a los 7-7.5 Kb para temperaturas alrededor de los 800°C, que se estiman como más probables para este área. Este límite máximo de presión queda por debajo de la curva  $Sill \rightleftharpoons Dis$ , lo cual está de acuerdo con las observaciones petrográficas que ponen de manifiesto que el único silicato aluminico que aparece es la sillimanita, no habiéndose encontrado hasta ahora distena.

Cuadro V.-Cálculo de las presiones máximas según los barómetros GRIPS y GRAIL (negrilla) en las metapelitas

Muestra	GRANATE			PLG.	PRESION (Kb)		
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Ca</sub>	T=700	T=750
T-356 73-79	0.80	0.02	0.03	0.29	6.8 <b>8.01</b>	7.31 <b>8.52</b>	7.81 <b>9.04</b>
T-356 49-79	0.81	0.02	0.02	0.29	6.6 <b>8.2</b>	7.1 <b>8.7</b>	7.6 <b>9.0</b>
90961 89-99	0.75	0.02	0.01	0.31	6.2 <b>8.0</b>	6.6 <b>8.5</b>	7.1 <b>9.2</b>
90961 89-100	0.75	0.02	0.01	0.31	6.2 <b>8.0</b>	6.7 <b>8.5</b>	7.2 <b>9.0</b>
90961 91-99	0.75	0.02	0.02	0.31	6.8 <b>8.0</b>	7.3 <b>8.5</b>	7.9 <b>9.0</b>

#### 2.5.2.2.2.-Equilibrio GRAIL

Otro geobarómetro de uso frecuente en rocas peraluminicas es el basado en el equilibrio Ilmenita + Silicato Aluminico  $\rightleftharpoons$  Almandino + Rutilo, generalmente denominado por sus iniciales inglesas **GRAIL** (Bohlen et al., 1983). El uso de este barómetro para establecer condiciones máximas de presión se fundamenta, al igual que vemos en el apartado anterior, en considerar que la  $a_{TiO_2} = 1$ . Los resultados que se obtienen mediante la solución de la formulación numérica de Munha (com. per.) (cuadro V) y gráfica de este barómetro son similares a las que se obtienen para el equilibrio GRIPS, es decir presiones máximas de 6.5-7 Kb para temperaturas en torno a los 800°C (fig. 14).

#### 2.5.2.2.3.-Equilibrio GASP

Así como los dos equilibrios anteriores nos han permitido establecer unas condiciones máximas de presión, el equilibrio Plagioclasa  $\rightleftharpoons$  Granate + Silicato aluminico + Cuarzo, generalmente abreviado **GASP**, nos van a permitir precisar más las condiciones b́aricas en el pico térmico. Se ha utilizado el calibrado de Ganguly y Saxena (1984), utilizando los datos del centro del granate y plagioclasa como en apartados anteriores. Este equilibrio es dependiente de la temperatura, por lo que hemos realizado los cálculos a temperaturas entre 750-850°C en cuyo rango se estima el pico térmico, con el objeto de poder definir la pendiente del mismo (cuadro VI). Su posición se encuentra representada en la figura 14 en donde se observa que queda claramente por debajo de los límites máximos dados por el GRIPS y GRAIL, y que para las temperaturas estimadas del pico

metamórfico las presiones que se obtienen se sitúan entre los 5-6 Kb.

Cuadro VI.-Resultados de la barometría GASP en los materiales metapelíticos

MUESTRA	GRANATE			PLG. X <sub>Ca</sub>	PRESION (Kb)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		T=750	T=800
T-356 54-79	0.81	0.02	0.02	0.29	4.6	5.3
90961 92-99	0.75	0.02	0.01	0.31	4.5	5.3
90961 92-100	0.75	0.02	0.01	0.31	4.5	5.3
90961 92-102	0.75	0.02	0.01	0.32	4.4	5.2
T-361 22-17	0.69	0.04	0.02	0.55	5.4	6.2

#### 2.5.2.2.4.-Equilibrio Gte-Cta-SA-O

La reacción de intercambio Fe-Mg entre granate y cordierita puede ser también utilizada para estimar valores de presión. Como ya se descrito anteriormente, la desestabilización del granate genera diversas texturas de cordierita ± espinela alrededor de los mismos; por lo tanto, al igual que ocurría con los cálculos de la temperatura, las composiciones del centro del granate y las cordieritas de la matriz deberán reproducir las presiones del pico metamórfico, mientras que los bordes del granate y las cordieritas adyacentes nos reflejarán las condiciones retrógradas de desestabilización del granate.

En el cuadro V se encuentran recogidos los resultados de este equilibrio según el calibrado de Holdaway y Lee (1977): Se han utilizado las temperaturas calculadas previamente mediante el par granate-cordierita en esos mismos minerales. Para las temperaturas del pico metamórfico en torno a los 800°C se obtienen presiones entre 4-5.5 Kb, que están en consonancia con las que se obtenían mediante el equilibrio GASP. Para las temperaturas de 600 a 700°C de los bordes retrógrados del granate y las cordieritas adyacentes las presiones calculadas se sitúan entre 4.5 y 5Kb, es decir entre 0.5 y 1 Kb menores que las del pico metamórfico.

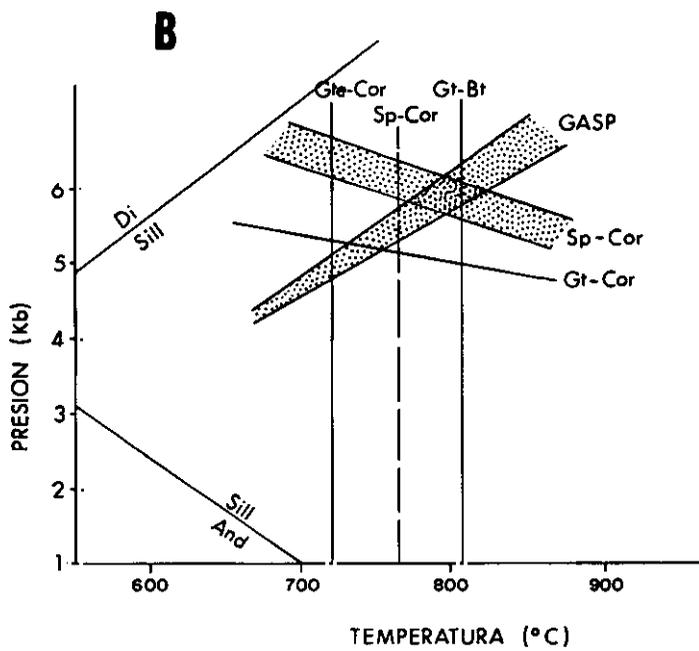
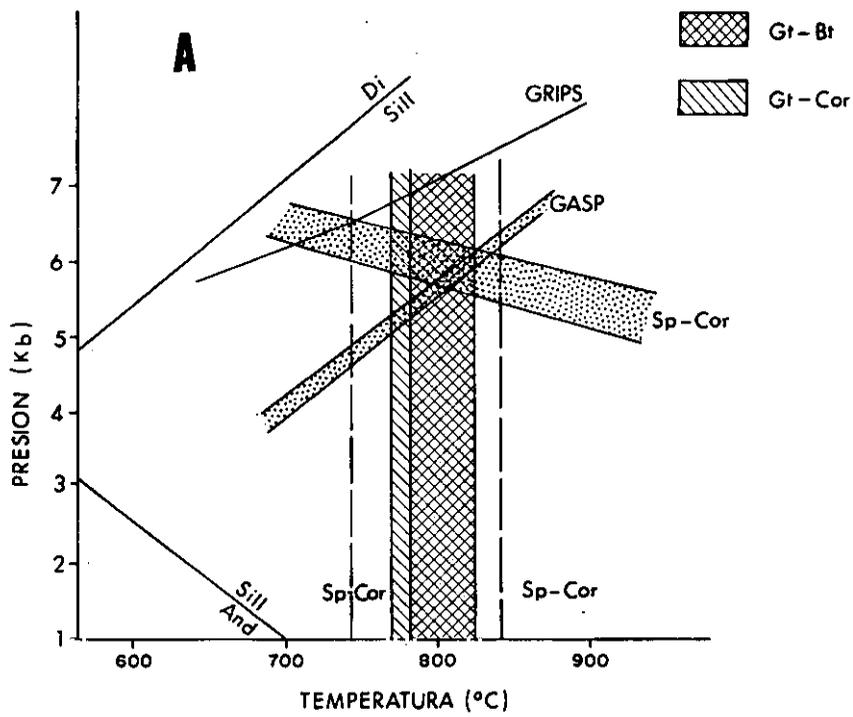


Figura 14.-Situación en el diagrama P-T de los equilibrios termobarométricos calculados. A) Granulitas; B) Paragneises

### 2.5.2.3.-Estimación de la fugacidad de H<sub>2</sub>O

La evaluación del papel de la fase fluida acuosa en terrenos metamórficos de alto grado es de importancia, dado que tal y como señala Phillips (1980) no está justificado asumir condiciones de  $a_{H_2O} = 1$ , ya que en terrenos granulíticos la insuficiente disponibilidad de H<sub>2</sub>O puede ser uno de los factores determinantes que permitan que se puedan alcanzar condiciones extremas. También resulta importante conocer este parámetro ya que, en terrenos en donde se ha producido una intensa anatexia, la naturaleza y cantidad de fluidos presentes va a ser determinante en el tipo de proceso de fusión y en la extensión o importancia del mismo.

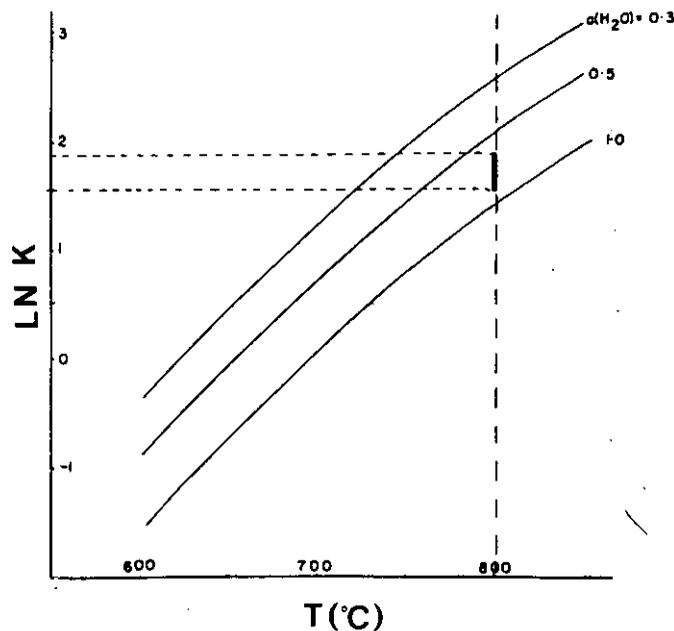


Figura 15.-Diagrama  $\ln(K)$ - $T(^{\circ}C)$  en el que se señala, para la temperatura media estimada de  $800^{\circ}C$  las condiciones de  $a_{H_2O}$  según las curvas dadas por Phillips (1980).

Phillips (op. cit.) desarrolla un método para evaluar la actividad de agua basado en el equilibrio granate-biotita-sillimanita-feldespato potásico-cuarzo en rocas pelíticas, una vez que se conocen las condiciones P-T. Por lo tanto, a una presión y temperaturas determinadas, las del equilibrio del pico metamórfico, podemos estimar la actividad de agua. Hemos utilizado en estos cálculos las condiciones de temperatura estimadas para cada par de minerales en el termómetro granate-biotita (resultados utilizando la fórmula de Ferry y Spear, 1978), los datos composicionales de centros de granates considerando para el mismo un modelo iónico ideal asumiendo que no hay sustitución de Al en el almandino y un modelo de actividad-composición para la biotita según Froese, (1976) y Bohlen et al. (1980) (ver Phillips, 1980) (cuadro VI). La figura 15 es un diagrama  $\ln K$ -

T(°C) con curvas de actividad de agua según Phillips (op. cit.), en el que se han representado las condiciones calculadas para las granulitas y paragneises del CAT. Como puede observarse se trata de condiciones de actividad de agua menores que la unidad, entre 0.65 y 0.90. Hay que hacer notar que, como puede verse en la figura 15 este método es muy sensible a pequeñas variaciones en la temperatura. Una variación de  $\pm 25^\circ\text{C}$  trae consigo que para los Kd calculados la  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  pueda variar entre 0.45 y 1.0.

**Cuadro VI.-Resultados del cálculo de la actividad de H<sub>2</sub>O según el método de Phillips (1980) en los materiales metapelíticos**

MUESTRA	$a_{\text{Alm}}$	$a_{\text{Ann}}$	lnK	$a_{\text{H}_2\text{O}}$
90961 94-103	0.44	0.059	1.77	0.4
T-356 61-55	0.55	0.093	1.55	1.0
T-356 62-55	0.55	0.093	1.55	1.0
T-361 23-35	0.35	0.044	1.84	0.7

Otro método para estimar la actividad de agua se basa en los valores molares medios de ésta en la cordierita. Siguiendo a Martignole y Sisi (1981) si consideramos la Mg-cordierita anhidra y el H<sub>2</sub>O como fases puras, la hidratación de aquella se produce de acuerdo con  $\text{Mg-Cdta} + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg-Cdta-nH}_2\text{O}$ . En esta nueva fase, cordierita hidratada, el número de moles de H<sub>2</sub>O que entran en su estructura es función de la  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  a una temperatura constante. De la reacción anterior se deduce, por lo tanto, que el número de moles de H<sub>2</sub>O en la cordierita tiene que estar en equilibrio con el agua de la fase vapor. De esta forma, cualquier cambio en la fugacidad de agua en la fase volátil, ya sea por variaciones en la presión, temperatura o fracción molar de agua de la fase volátil tendrá como resultado un cambio en el número de moles de agua en la cordierita (Martignole y Sisi, op. cit.). Así, una reacción del tipo  $\text{Fe-Mg Cdta} \rightleftharpoons 2\text{Fe-Mg Gte} + 4\text{Sill} + 5\text{Q}$  en la que interviene cordierita hidratada, está directamente combinada con el equilibrio  $(n\text{H}_2\text{O})^y \rightleftharpoons (n\text{H}_2\text{O})^{\text{Mg-Cd-nH}_2\text{O}}$ . Se ha aplicado este método para los pares granate-cordierita del cuadro III a una temperatura de 800°C y una presión de 5 Kb, obteniéndose valores de fracción molar de H<sub>2</sub>O en la cordierita  $\approx 0.5$ , lo cual implica  $f_{\text{H}_2\text{O}} < 1700$  bar, valores éstos muy bajos y típicos de medios anhidros o parcialmente anhidros. A este respecto Burnham et al. (1969) consideran que la fugacidad teórica en medios hidratados en condiciones termobáricas similares se aproxima a los 3275 bar.

Por otra parte, según los datos experimentales de Johannes y Schreyer (1981) y los cálculos teóricos de Bhattacharya y Sen (1985) para la fraccionación del H<sub>2</sub>O entre la cordierita y la fase fluida, y considerando como válidos unos valores máximos de porcentaje en peso de H<sub>2</sub>O en la cordierita de 1.5, como se dedujo mediante métodos ópticos en el apartado 2.4.3. se obtendrían unos valores máximos de X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> en la fase volátil, para unas condiciones de referencia de 800°C y 5 Kb, en torno a 0.6 (fig 3a de Bhattacharya y Sen, (op. cit.), lo cual está en consonancia con los bajos valores de fugacidad de agua que se obtenían en el apartado anterior, que indican condiciones deficitarias en H<sub>2</sub>O para las estimaciones termobáricas del sector.

Las condiciones anhidro o parcialmente anhidro del metamorfismo en facies granulítica pueden ser debidas a varios factores: (1) Fusión parcial (Fyfe, 1973; Waters, 1988; Valley et al., 1990), que trae consigo que el H<sub>2</sub>O se disuelva en el fundido dejando al residuo granulítico en condiciones relativamente secas (Lamb, 1990). (2) Presencia de otras fases volátiles, principalmente CO<sub>2</sub> por infiltración (Newton et al., 1983). (3) Metamorfismo de rocas inicialmente secas, como puedan ser ortogneises o rocas previamente metamorfozadas en condiciones de alto grado (Lamb y Valley, 1984, 1985; Macaya et al., 1990). En el caso del CAT este último factor no parece ser el que haya jugado el papel dominante puesto que los ortogneises que aparecen en el área están poco a nada migmatizados, y tampoco existen evidencias de que algún otro tipo de protolito fértil fuera anhidro. Es más, parece claro que la serie metamórfica, por su carácter metapelítico dominante debió ser rica en minerales micáceos y filosilicatos durante el metamorfismo progrado. Por las características geológicas del área parece más probable que el origen de la granulitización esté ligado a procesos magmáticos, concretamente de fusión parcial de la serie pelítica. Como se deduce de los caracteres generales del metamorfismo del área se superan las condiciones de estabilidad de la biotita, destruyéndose ésta y posibilitándose la formación de volúmenes apreciables de fundidos peraluminicos (Le Breton y Thompson, 1988; Vielzeuf y Holloway, 1988; Clemens y Vielzeuf, 1987), que va a ser lo que tampone además de la temperatura, la cantidad de H<sub>2</sub>O neoformada en la reacción de deshidratación de la biotita, pues nunca se llega a condiciones de saturación o sobresaturación de H<sub>2</sub>O en estos fundidos anatéticos.

#### **2.5.2.4.-Estimación de la fugacidad de O<sub>2</sub>**

La presencia de términos puro o casi puros de ilmenita en estas rocas nos va a permitir establecer unos límites para la fO<sub>2</sub> del metamorfismo de este Complejo catazonal. Estas composiciones de ilmenitas puras nos sitúan, en el diagrama T-fO<sub>2</sub> (Spencer y Linsley, 1981) a la derecha del límite

del tampón wustita-magnetita, y por lo tanto para las temperaturas estimadas de unos 800°C,  $\log(fO_2)$  máxima estará en torno a -18. Aplicando el método gráfico de Ghiorso y Sack (1991) considerando composiciones de ilmenita  $Ilm_{98}$  a 800°C obtendríamos desviaciones del  $\log(fO_2)$  con respecto al QFM en torno a -3, lo cual considerando la posición de este tampón a la citada temperatura (Berman, 1988) nos lleva  $\log(fO_2)$  -18, lo cual nos sitúa también por debajo del tampón MW (magnetita-wustita). Estos bajos valores de  $fO_2$  son, a su vez, consistentes con las bajas fracciones molares de magnetita que presentan las espinelas de las granulitas (ver figura 5 de Ghiorso y Sack, op. cit.). Se ha intentado realizar un cálculo termodinámico de la  $fO_2$  siguiendo el método de Bhattacharya y Sen (1986) pero al ser la actividad de  $Fe_2O_3$  tendente a 0 (son ilmenitas de composición muy pura) esto implica que  $\log(fO_2) \rightarrow -\infty$ , lo cual no hace más que apoyar las estimaciones previas de condiciones muy reductoras del área.

### 2.5.3.-EVOLUCION METAMORFICA DEL COMPLEJO DE TOLEDO

Del estudio petrográfico, mineralógico y de los equilibrios minerales de los materiales metamórficos del CAT quedan de manifiesto varios hechos que son relevantes a la hora de evaluar los cambios en las condiciones P-T durante el transcurso de la orogenia (pauta P-T-t).

En primer lugar hay que señalar que tanto en las metapelitas, como en rocas más básicas (paranfibolitas y metagabros), y en ortogneises no se han encontrado vestigios de una posible etapa metamórfica progradada previa al clímax térmico del área. Al contrario de lo que ocurre en otros sectores próximos del Hercínico Centro-Ibérico como es la Sierra de Guadarrama, en donde sí que se han encontrado algunas asociaciones minerales residuales, tanto en metabasitas como en metapelitas (Villaseca, 1983; Arenas et al. 1991), en el CAT estos vestigios son inexistentes. En concreto, en las rocas metapelíticas no se han encontrado inclusiones de rutilo, distena o estaurolita ni en granates ni en otras fases minerales. Además la posible información contenida en los zonados del granate está completamente borrada por su homogeneización en el pico térmico. En litologías básicas (fundamentalmente anfibolitas y gabros precoces metamorfizados) nunca se ha encontrado granate ni rutilo que pudieran indicar una etapa previa de mayor presión. Estos hechos deben interpretarse como consecuencia de la total obliteración de los relictos previos durante el máximo térmico, ya que como señalan varios autores (Bohlen, 1987; Ellis, 1987; Sandiford y Powell, 1986; Harley, 1989) a estas altas temperaturas del clímax metamórfico las velocidades de reacción son relativamente rápidas y equilibran todas las composiciones previas. No tenemos pues ningún medio para conocer como ha podido ser la trayectoria P-T de la etapa de enterramiento anterior al pico. De forma especulativa podemos quizá pensar que no debieron ser condiciones excesivamente distintas a las de de la Sierra

de Guadarrama, pues los datos de presión para el pico térmico tanto en Guadarrama (Villaseca, 1983; Arenas et al. 1991) como en el CAT son bastante similares, (entre 4.5-5.5 Kb) lo que parece llevarnos a una extrapolación de presiones a los tiempos del M1 posiblemente similares (ver fig. 16).

La etapa M2 puede suponerse que se inició al superarse la reacción de destrucción de biotita en presencia de silicato aluminico y cuarzo (punto I<sub>1</sub> figura 13). Esta etapa metamórfica debe corresponder con la tercera fase deformativa del área, y su temperatura máxima ha sido estimada en el CAT, como acabamos de exponer, en torno a los  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  y presiones de 4.5-5.5 Kb. Tal y como señalan Harley (1989) y Bohlen (1991), entre otros autores, en terrenos orogénicos es difícil que se lleguen a conseguir temperaturas por encima de los  $800^\circ\text{C}$  por simple apilamiento de material, a no ser que se consideren valores poco realísticos de conductividad térmica de las rocas o generación extremadamente alta de calor interno de origen radiogénico. Es necesario, por lo tanto, recurrir a fuentes externas de calor adicional, como puede ser la intrusión en momentos sin-orogénicos de magmas básicos y ácidos. Como ya hemos citado en la introducción existe en el sector un importante magmatismo básico-intermedio-ácido, que es en parte sincrónico con la tercera fase de deformación y ligeramente previo o sincrónico con la migmatización generalizada del área, y que podría ser el responsable de que se lleguen a alcanzar temperaturas en torno a los  $800^\circ\text{C}$ . Hay que hacer notar que, como veremos más adelante, este magmatismo ácido sinorogénico, representado por los granitoides de tipo Argés, puede aportar, quizá, una cantidad significativa de calor radiogénico, pues se trata de granitoides excepcionalmente ricos en Th, y presumiblemente también en U (ver apartado 3.6).

En el diagrama de la figura 16 se han representado las trayectorias P-T de cuatro áreas diferentes de la Sierra de Guadarrama (Arenas et al., 1980, 1982; Villaseca, 1983; en Macaya et al., 1991), las condiciones para el pico y la retrogradación en el domo del Tormes (Ibarguichi y Martínez, 1982), la pauta del Complejo Anatéctico de Peña Negra (Pereira, en prensa) y la pauta estimada en este trabajo para el CAT. La principal diferencia que se puede observar es en cuanto a los valores de temperaturas, unos  $60\text{-}70^\circ\text{C}$  superiores en el sector de Toledo con respecto al resto de áreas consideradas y en concreto la zona de Segovia en la que las condiciones más probables han sido establecidas por Villaseca (op. cit.) en unos  $715^\circ\text{C}$  y 4.5 Kb. El gradiente geotérmico estimado para todas las pautas consideradas es aproximadamente similar y se sitúa en valores próximos a los  $45^\circ\text{C}/\text{Km}$  (ver también Villaseca, op. cit.), si bien en el CAT tiende quizá a ser ligeramente superior. En definitiva, la principal diferencia de la pauta de Toledo con respecto a las de otros sectores del Hercínico Centro-Ibérico considerados es un mayor calentamiento a presiones aproximadamente similares o quizá ligeramente superiores, relacionado con la intrusión en momentos sintectónicos de un relativamente importante magmatismo básico-ácido (gabros tipo La Bastida, Toledo, Villanueva y granitoides de tipo Argés).

---

La etapa retrógrada (M3) se caracteriza por un enfriamiento de tendencia más bien isobárica si lo comparamos con las otras pautas de otros sectores del Hercínico Centro-Ibérico, que pensamos pueda estar relacionado con una búsqueda de equilibrio térmico más rápida debida quizá a el citado sobrecalentamiento previo. Parece lógico suponer que el inicio de esta etapa debe situarse en el momento en el que las rocas comienzan a *reconstruir* nueva biotita y sillimanita (fibrolita) en una *vuelta atrás* de la reacción de destrucción por deshidratación anteriormente citada (punto I<sub>2</sub>, figura 13) De esta etapa no hemos encontrado temperaturas de retrogradación por debajo de los 600°C en las estimaciones ya comentadas del termómetro realizado con borde de granate y cordieritas adyacentes. Estos datos coinciden con los que se obtienen mediante termometrías de dos feldespatos realizadas según el método de Fuhrman y Lindsley (1988), en minerales sin síntomas de exsoluciones peritéticas, que dan temperaturas en el rango 620-690°C, lo cual confirma las temperaturas de retrogradación obtenidas mediante otros métodos. Según Mezger et al. (1990) estas altas temperaturas obtenidas en feldespatos no peritéticos son indicativas también de bajas  $a(\text{H}_2\text{O})$  durante el metamorfismo.

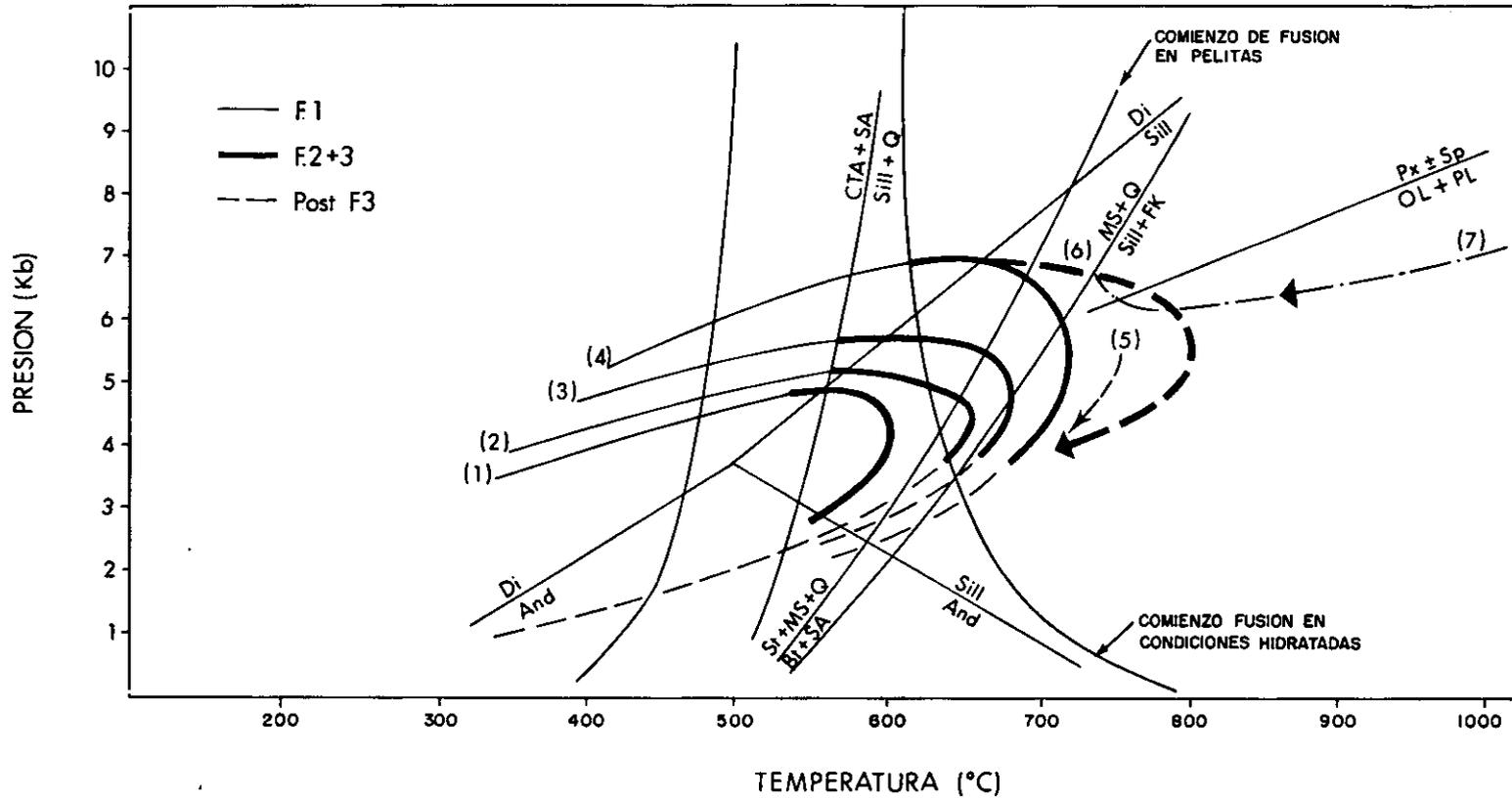


Figura 16.-Pauta P-T-t deducida para el CAT. Se representan también, para su comparación las pautas de otras zonas Hercínicas adyacentes. (1) Zona al este de la falla de Berzosa (Sierra de Guadarrama). (2) y (3) Zona de la distena y sillimanita al oeste de la falla de Berzosa (Sierra de Guadarrama). (4) Area de Segovia. (ver Macaya et al., 1991, fig. 8). (5) Domo del Tormes (Ibarguchi y Martínez, 1982). (6) Pauta estimada para el CAT en este trabajo. (7) Pauta de enfriamiento del sill gabroideo de la Bastida (CAT) (ver Parte 2ª de esta misma memoria). Modificado de Macaya et al. (1991). Ver texto para mayor explicación.

**2ª PARTE**  
**EL PLUTONISMO DE AFINIDAD CALCOALCALINA**

### **3.1.-INTRODUCCION**

En esta 2ª parte de la memoria vamos a estudiar dos grandes grupos de rocas de afinidad calcoalcalina. Por una parte se van a estudiar diversos grupos de rocas básicas, que aparecen en pequeños afloramientos muy dispersos por todo el Complejo (fig. 1), pero que normalmente se encuentran asociados espacial y temporalmente con rocas graníticas de afinidad calcoalcalina, planteando desde un principio la problemática del posible cogenetismo entre los distintos grupos litológicos. Un aspecto importante de estos grupos plutónicos es que parece que su intrusión se produce en momentos previos al emplazamiento de otros granitoides de marcado carácter peralumínico del sector. Es particularmente notable el carácter intrusivo que suelen presentar algunos leucogranitos peralumínicos (tipo Cervatos) que atraviesan como diques o venas a diversos cuerpos básicos y más ocasionalmente a granitoides porfídicos. Otros granitoides peralumínicos engloban enclaves dispersos de estas series plutónicas de afinidad calcoalcalina, no habiéndose observado el caso inverso. En suma, los tipos calcoalcalinos parecen ser previos a los granitoides de carácter aluminico, en gran parte genéticamente ligados a los procesos de fusión generalizada del área.

### 3.2.-EDAD DE EMPLAZAMIENTO Y ESTRUCTURA. LITOLOGIAS.

En este trabajo no se han realizado dataciones absolutas de los granitoides del área, por lo que, hasta el momento tan sólo se dispone de los datos radiométricos de Andonaegui (1990) para granitoides calcoalcalinos de tipo Argés, que no proporcionan una edad absoluta fiable. No obstante, basados en estos datos Barbero et al., (1990) utilizan una edad de referencia de  $340 \pm 25$  Ma, que se aproxima a la edad probable de la segunda fase del orógeno en esta zona axial (Serrano Pinto et al., 1987), fase con la que estos granitoides de Argés podrían ser en parte algo sincrónicos.

Como ya se ha comentado, dentro del magmatismo de tendencia calcoalcalina el volumen más importante está emplazado de forma sincrónica con etapas deformativas, lo que queda reflejado en forma de diversas estructuras en estas rocas. En primer lugar tenemos que los cuerpos de granitoides de tipo Argés presentan una morfología alargada según direcciones entre  $120^\circ$  y  $160^\circ$  (fig. 1). Estos cuerpos alargados se encuentran a su vez afectados por pliegues amplios de direcciones similares a las de su alargamiento y plano axial subvertical, que verticalizan la estructura de la roca, y que deben corresponder a alguna fase posterior a la F3, seguramente a la F4 (ITGE, en prensa). Posteriormente se observa un arqueamiento de estas estructuras previas según direcciones en torno a  $20-30^\circ$ . Microtexturalmente, estas estructura presentan diverso grado de penetratividad. Así, las rocas básicas suelen ser más masivas y conservan con frecuencia texturas y estructuras de origen ígneo bien definidas, sobre todo los gabros tipo La Bastida, salvo en las zonas de contacto de los cuerpos, en donde se suelen encontrar foliados y/o cizallados según direcciones subconcordantes con la foliación F2 del encajante metamórfico y fuertemente anfibolitizados. Los macizos de granitoides calcoalcalinos, en concreto los de tipo Argés, sí presentan una estructura planar o plano-lineal definida por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico en las variedades porfídicas (lámina III, A), y en general por orientación de micas o de otros elementos como puedan ser incluso los enclaves de tipo microgranular. Sólo en una ocasión se han encontrado estos granitoides con una fuerte foliación penetrativa que les confiere un aspecto ortognefsico en algunas bandas decamétricas (zona sureste de la hoja de Toledo, 629).

En algunos sectores es relativamente frecuente encontrar cizallas de direcciones muy norteadas ( $0-10^\circ$ ) y de plano con fuerte buzamiento generalmente al SE, que afectan a estos granitos, pero que en las variedades porfídicas del mismo no rompen los fenocristales, sino que éstos se adaptan perfectamente al movimiento de la cizalla. El carácter posiblemente distensivo de algunas de estas cizallas, que contrasta mucho con el estilo de deformación por cabalgamientos que generalmente se atribuye a la F2 (Macaya et al., 1991; Arenas et al., 1991) nos induce a pensar que estas cizallas

A.-Aspecto de los granitoides porfídicos deformados de tipo Argés. Puede observarse también un enclave microgranular alargado y un megacristal redondeado de feldespatos potásicos. Ronda de circunvalación de Toledo.

B.-Cizallas distensivas subverticales afectando a granitoides de Argés, seguramente ligadas a la tercera fase de deformación del área. Ronda de circunvalación de Toledo.

C.-Fábrica cumular de tipo *phase layering* en los gabros de La Bastida. La parte oscura corresponde a gabros olivínicos, mientras que el otro bandeo son tipos sin olivino. Ermita de La Bastida.

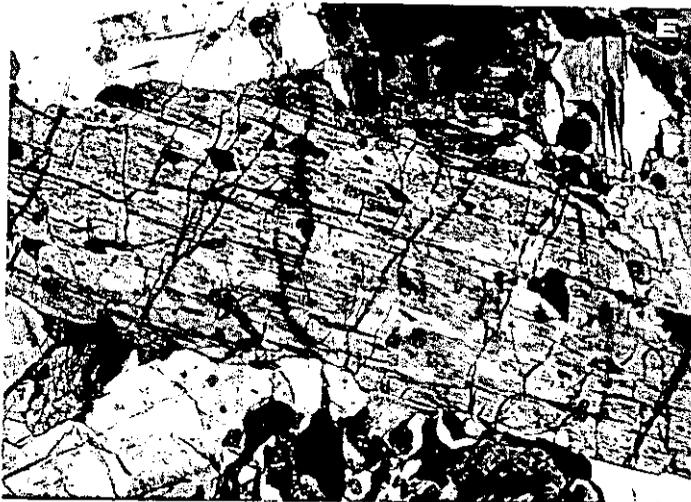
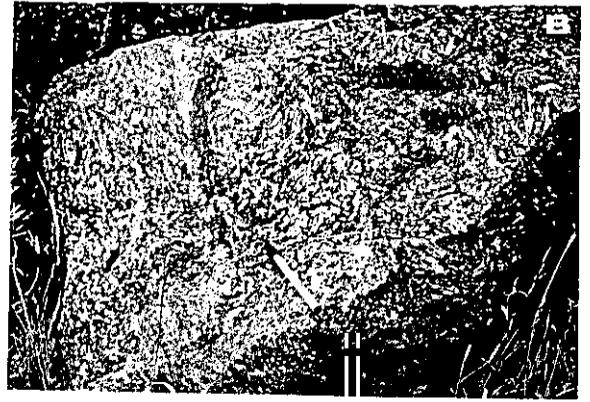
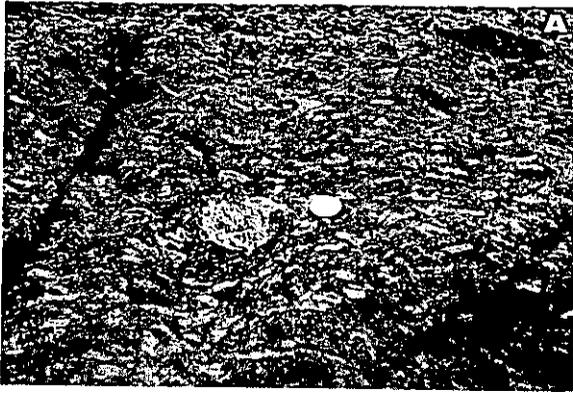
D.-Textura ofítica con grandes oicocristales de ortopiroxeno englobando plagioclasas y olivinos en los gabros de La Bastida. NP x6.4.

E.-Aspecto de un ortopiroxeno ígneo de hábito prismático definiendo la textura intergranular en algunos sectores de los gabros de La Bastida. Observense los procesos incipientes de anfibolitización. NC x16.

F.-Textura intergranular en los tipos gabronoríticos (sin olivino) de La Bastida, en la que se pueden observar los cristales de piroxeno fuertemente intersticiales con respecto a la plagioclasa. Pueden observarse también incipientes procesos de anfibolitización. NP x16.

G.-Aspecto de los tipos de afinidad troctolítica, con las texturas coroníticas fuertemente retrogradadas. NP x16.

# LAMINA III



dúctiles de alta temperatura, que afectan de manera sintectónica a estos granitos, estén ligadas más bien a la tercera fase de deformación y que por lo tanto el emplazamiento de estos granitoides y rocas básicas asociadas sea fundamentalmente durante dicha fase.

De forma esporádica puede observarse como la migmatización del área puede llegar a afectar también a estas rocas, generándose pequeñas vénulas o bolsadas de leucogranitos que se disponen tanto paralelas a la estructura de la roca (vénulas) como cortando a la misma (bolsadas irregulares). Parece, por lo tanto, que el evento migmatítico se desarrolla fundamentalmente con posterioridad a la intrusión de estas rocas, pues llega a afectarlas, lo cual está de acuerdo con el hecho de que el clímax metamórfico M2 debe estar situado en la F3.

### **3.2.1.-LITOLOGIAS**

#### **3.2.1.1.-Las rocas básicas**

Dentro del CAT se han distinguido tres grupos de rocas básicas que se han denominado como gabros tipo La Bastida, tipo Toledo y tipo Villanueva. De estos tres grupos gabroideos los dos primeros se encuentran relacionados desde un punto de vista espacial y temporal con granitoides calcoalcalinos de tipo Argés, mientras que el tercer grupo, que aflora en el sector más suroriental del Complejo, intruye en series metasedimentarias, y están sin relación precisa con granitoides. No obstante, en granitoides fuertemente peralumínicos de tipo Layos se han encontrado enclaves básicos asimilables a gabros de tipo Villanueva, precisamente en el sector de Villanueva de Bogas que es en donde afloran este tipo de gabros, por lo que pensamos que deben ser anteriores al plutonismo peralumínico más abundante.

Como ya hemos mencionado, todas estas rocas están afectadas por el metamorfismo paroximal M2, lo que se pone de manifiesto por diversas texturas de reconstrucción metamórfica, que son especialmente evidentes en el grupo de gabros de La Bastida, como veremos a continuación.

##### **3.2.1.1.1.-Gabros olivínicos y piroxénicos tipo La Bastida**

El principal afloramiento de este tipo de rocas lo constituye un sill de aproximadamente 1000 m de longitud por menos de un centenar de metros de potencia, que aflora en la Ermita de La Bastida, situada a unos tres kilómetros al oeste de Toledo capital (fig. 1), y que es conocido desde hace bastantes años por estar situado a ambos lados de la carretera de Toledo a Guadamur. Gómez de Larena en 1966 publica una breve nota sobre este sill gabroideo, que ya él había citado en 1916, clasificándolos entonces

como dioritas e indicando su composición olivínica.

Este sill se encuentra plegado según dos directrices, una de dirección aproximada  $160^\circ$  y otra en torno a  $30^\circ$ , que le confiere una morfología antiforme ligeramente curvada. Dado que en el afloramiento de la Ermita de La Bastida es donde mejor representadas están estas rocas, se ha centrado el estudio petrográfico, mineralógico y geoquímico en este sector, si bien también se han recogido muestras de los megaenclaves dispersos dentro de los granitoides de tipo Argés, no habiéndose encontrado más diferencia que la inexistencia de tipos olivínicos al contrario de lo que ocurre en el sill de La Bastida, en donde aparecen tanto tipos con olivino como sin él.

Las rocas gabroideas de tipo La Bastida presentan un color oscuro, tamaño de grano medio y debido a procesos de alteración concéntrica y descamación se encuentran formando la típica disyunción en bolas de las rocas básicas.

Encajan en leucogneises presentando con ellos un contacto neto y paralelo a la foliación de F2 de los mismos. En algún sector este contacto está cizallado, lo que puede ser debido al distinto comportamiento mecánico que ambos tipos litológicos presentan frente a la deformación. El borde del sill presenta una foliación paralela a la de su encajante que tiende a ser menos intensa hacia las zonas internas en donde llega a desaparecer totalmente. Por encontrarse incluidos frecuentemente en granitoides de tipo Argés, cuya deformación asignamos principalmente como de F3, pensamos que la deformación del borde del sill de La Bastida debe ser también de esta etapa, aunque los gabros sean ligeramente previos a los granitoides que los incluyen. Por lo tanto, estas rocas básicas van a estar también afectadas

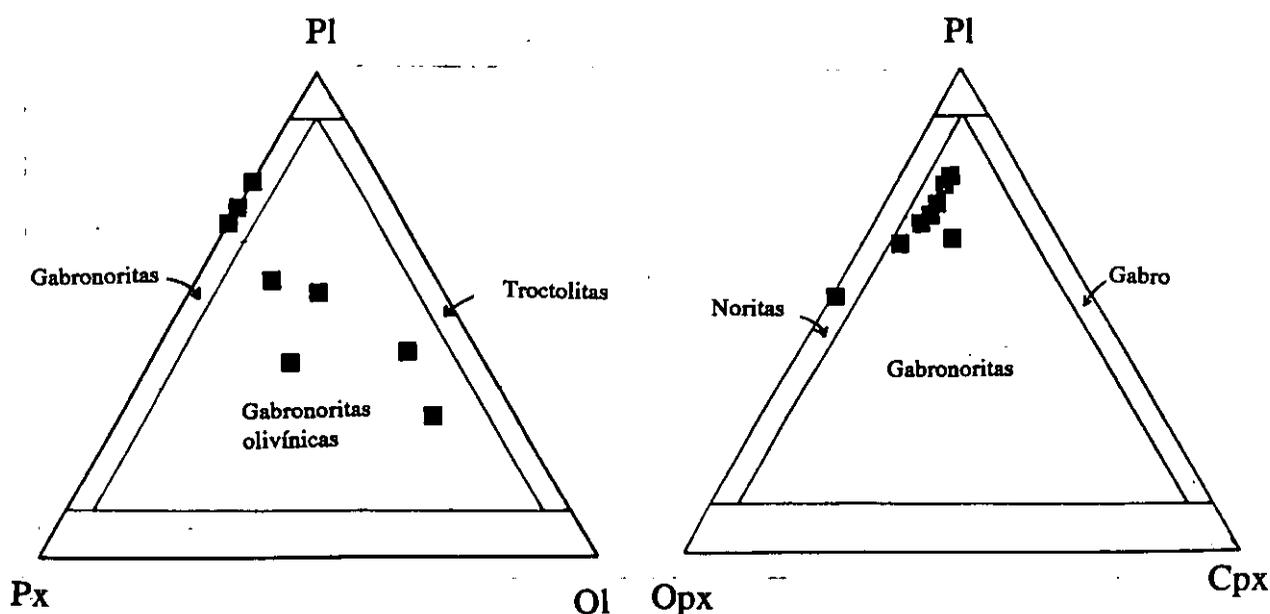


Figura 17.-Diagramas de clasificación modal de las rocas gabroideas de La Bastida.

por el metamorfismo M2, lo que va a manifestarse en unas paragénesis y texturas minerales superpuestas a las ígneas originales, lo que complica el estudio de estas rocas. En determinados sectores los gabros se encuentran intruidos y brechificados por pequeñas vénulas o diques leucograníticos posteriores, lo que pone de manifiesto también su anterioridad al plutonismo peraluminico del sector.

En las partes internas del macizo se puede observar de manera muy esporádica alguna fábrica cumular de tipo *phase layering* (Best, 1982) consistente en un bandeado ígneo entre una facies más leucocrática (gabros sin olivino) y los tipos más abundantes (olivínicos) más mesócratos, hecho este que, a priori, apunta hacia la existencia de fenómenos de cristalización fraccionada y acumulación cristalina (lámina III, C).

En cuanto a la composición mineralógica de estas rocas, como ya se viene diciendo hay que distinguir entre unas paragénesis, que por su estudio petrográfico se identifican como claramente ígneas y que están formadas por minerales anhidros, y otras de origen metamórfico en las que encontramos ya fases hidratadas. La paragénesis ígnea fundamental está constituida por plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno. Ilmenita, circón, sulfuros de hierro y apatito aparecen como fases accesorias más frecuentes. Como productos secundarios encontramos clorita, actinolita, sericita, serpentina y talco. A esta paragénesis ígnea se le superpone otra u otras de origen metamórfico constituidas por recristalizaciones de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y neoformación de anfíbol anaranjado, flogopita y espinela.

Al clasificar estas rocas según criterios modales hay que tener en cuenta una serie de factores:

1.-Desde un punto de vista estricto, siguiendo las recomendaciones dadas por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la I.U.G.S. de 1989, el nombre de estas rocas debe llevar el prefijo meta- que indica que se trata de rocas ígneas que han sufrido metamorfismo, pero en las cuales todavía se preserva su textura ígnea y se puede reconocer el tipo de roca original. De todas formas, y con objeto de simplificar la nomenclatura, ya que la mayoría de las rocas del Complejo están variablemente afectadas por procesos de recristalización metamórfica, pero en todas ellas es evidente su origen ígneo, va a omitirse, de aquí en adelante este prefijo.

2.-En las rocas gabroideas de La Bastida existe un cierto porcentaje de minerales metamórficos (anfíbol, flogopita, piroxenos) que pueden afectar a su clasificación modal. El citado Subcomité de la I.U.G.S. no se pronuncia al respecto, y por lo tanto se ha adoptado el criterio de no contabilizar los minerales claramente metamórficos a la hora de clasificar las rocas, aunque en la mayoría de los casos las proporciones en las que estos minerales se encuentran no afectarían en gran medida a la denominación de las rocas.

Teniendo en cuenta estas premisas en la figura 17 se ha realizado la proyección de los análisis modales de estas rocas, que se encuentran recogidos en el cuadro VII. En el diagrama Pl-Ol-Px se diferencian por un lado gabronoritas olivínicas, algunas de las cuales quedan proyectadas cercanas al campo de las troctolitas (muestras 89081 y 89084), y por otro gabronoritas, ya sin olivino. Al considerar la clasificación en el triángulo Pl-Cpx-Opx (fig. 17) se comprueba que la mayoría de las gabronoritas olivínicas quedan dentro de dicho campo, salvo una que no presenta clinopiroxeno y que debe ser

**Cuadro VII.(A).- Análisis modales de los gabros tipo La Bastida.**

N°	89081	87075	87078	87214	89084
Plg	33.3	24.0	43.7	40.0	24.9
Ol	36.5	15.4	10.6	16.9	47.9
Opx1	6.8	21.0	19.5	11.4	7.1
Opx2	4.0	11.4	9.6	7.0	7.2
Cpx	3.6	0.2	4.6	5.3	5.9
Flg	5.2	6.1	6.3	8.2	6.7
Anf	10.2	20.7	5.1	10.9	3.6
Op	0.0	0.6	0.5	0.4	2.2
M'	66.3	75.4	56.3	60.0	75.1

**Cuadro VII (B).-Continuación análisis modales de los gabros de tipo La Bastida.**

N°	87079	87099	89082
Plg	59.1	53.0	59.8
Opx	7.5	18.0	7.5
Cpx	10.5	6.3	15.3
Flg	10.2	17.6	14.2
Anf	4.6	0.0	0.0
Op	1.7	0.6	1.9
Q	0.0	4.5	0.0
M'	40.9	42.5	40.2

clasificada como norita olivínica (muestra 87075). En cuanto al índice de color M' se ha calculado teniendo en cuenta también a los minerales metamórficos, pues la blastesis de ferromagnesianos se produce a partir de antiguos minerales máficos ígneos, y aunque su influencia en la clasificación modal pueda ser mayor, no ocurre así en la determinación del índice de coloración de la roca. Teniendo en cuenta esto y resumiendo las variedades petrográficas que encontramos dentro del grupo de rocas gabroideas de La Bastida son melagabronoritas olivínicas, gabronoritas olivínicas, noritas olivínicas, noritas y gabronoritas, siendo este último grupo el más repartido en el área, pues los tipos olivínicos están restringidos al afloramiento de la Ermita de La Bastida.

### 3.2.1.1.1.1.-Aspectos texturales de origen ígneo

Aunque en ocasiones la recristalización que han sufrido estas rocas ha sido relativamente grande, generalmente se reconocen bien las paragénesis y texturas ígneas primarias. En general, la buena conservación de la fábrica ígnea primaria en los metagabros de tipo La Bastida se debe al carácter fuertemente anhidro de los mismos junto a la gran competencia mecánica que presenta este tipo de materiales. Esto contrasta con lo que ocurre en otros tipos gabroideos del sector, en los cuales el reconocimiento de las texturas primarias es más complicado.

Los aspectos texturales de origen ígneo más abundantes en los gabros olivínicos són de tipo ofítico o a veces subofítico, con grandes oicocristales (hasta 1 cm) de ortopiroxeno englobando a plagioclasas, olivino e ilmenita (lámina III, D), y también tipos intergranulares con cristales prismáticos de ortopiroxeno en posición intersticial con respecto a la plagioclasa y el olivino. De manera más esporádica, y en aquellas rocas con abundante olivino (lámina III, E) (alguno de los tipo analizados modalmente llegan hasta  $\approx 50\%$ , cuadro VII A), existen texturas de tipo ofítico o subofítico en las que cristales de tendencia poiquilitica de olivino engloban a las plagioclasas. Siguiendo la terminología de Wager et al. (1960) también podríamos asignar a estas rocas una textura de acumulados de tipo ortocumulado, con cristales cúmulos de plagioclasa y olivino y cristalización posterior en los intersticios o formando cristales esqueléticos poiquiliticos de orto- y clinopiroxenos.

En los términos noríticos y gabronoríticos sin olivino no se han encontrado texturas de tipo ofítico sino que aparecen tipos intergranulares con los piroxenos dispuestos intersticialmente a la plagioclasa (lámina III, E y F).

La plagioclasa se presenta en proporciones modales variables siendo ésta más abundante en las gabronoritas ( $> 50\%$ , cuadro VII B) con respecto a los tipos con olivino (24-44%). Se presenta como cristales tabulares idiomorfos o subidiomorfos, con zonados directos a veces complejos y con escasas inclusiones de otras fases minerales, salvo ocasionalmente algún olivino o ilmenita, por lo que debe ser una de las primeras fases en cristalizar.

El olivino, como puede observarse en la figura 17 se presenta en proporciones variables, desde aproximadamente el 10% del volumen total hasta casi el 59% en los tipos de tendencia troctolítica. Suelen ser cristales alotriomorfos, corroídos, en ocasiones de tamaño hasta 1 cm. Pueden presentar inclusiones de ilmenita y pequeños cristales redondeados de espinela verde. En ocasiones presenta formas esqueléticas dando lugar en determinados sectores a texturas pseudo-subofíticas, aunque generalmente define junto con la plagioclasa la textura intergranular. De todas formas, la escasa tendencia del olivino a englobar plagioclasa y definir auténticas texturas ofíticas, junto con el pequeño tamaño que presentan estos cristales cuando están incluidos en el olivino, en claro contraste con los cristales prismáticos de plagioclasa mucho más abundantes, parecen indicar que el olivino no es una fase posterior en cristalización al volumen principal de plagioclasa. En los tipos más mesócratos, en donde llega a ser muy abundante, el olivino está transformado a productos de alteración de tipo serpentina (y/o talco).

El ortopiroxeno aparece en todas las variedades petrográficas. En los tipos olivínicos se trata generalmente de grandes cristales poiquilíticos, de hasta 1 cm, que engloban a plagioclasas, minerales opacos y con bastante frecuencia a olivinos (lámina III, D). Otras veces puede tratarse de cristales de pequeño tamaño adoptando posturas intersticiales con respecto a la plagioclasa (lámina III, E). Estos tipos texturales parecen indicar una cristalización más reciente de este mineral con respecto a la plagioclasa, al olivino y a la ilmenita. En los tipos sin olivino suele aparecer como cristales subidiomorfos de pequeño tamaño, en especial en los términos noríticos, en posición intersticial con respecto a la plagioclasa.

El clinopiroxeno, al igual que ocurría con la plagioclasa, es significativamente más abundante en las gabronoritas con respecto a las rocas olivínicas, en donde, como se ha visto puede llegar a ser muy accesorio (cuadro VII). Se presenta como cristales subidiomorfos a alotriomorfos de carácter intersticial con respecto a la plagioclasa definiendo texturas intergranulares. Tanto en los clinopiroxenos como en los ortopiroxenos suelen aparecer exsoluciones de opacos según las líneas de exfoliación.

Partiendo de las relaciones texturales observadas en estas rocas se puede deducir un orden de cristalización que podría ser el siguiente: Las primeras fases en cristalizar serían espinela, ilmenita y olivino. Tal y como señalan Drever y Johnston en Wyllie (1967), las formas esqueléticas de gran tamaño que presentan los olivinos, que en algunos sectores dan texturas pseudo-subofíticas, y sus frecuentes bordes ameboides sugieren condiciones de enfriamiento relativamente rápidas. De forma más o menos simultánea se produciría la cristalización de la plagioclasa, que junto con el olivino forma los cristales cúmulos. Posteriormente, en los intersticios dejados por dichos cristales precipitan los piroxenos.

#### 3.2.1.1.1.2.-Aspectos texturales de origen metamórfico

Como ya se ha citado todas estas rocas, incluso en las zonas más internas de los macizos, son en realidad metagabros en los cuales se desarrollan texturas coroníticas variadas, texturas granoblásticas y otras texturas de recristalización variadas. Los tipos coroníticos más complejos están restringidos a las facies olivínicas, mientras que en los términos piroxénicos sólo se observan aureolas parciales simples alrededor de piroxenos, como se describe a continuación.

##### *3.2.1.1.1.2.1.-Texturas coroníticas en torno a olivino*

Uno de los aspectos que llama la atención al realizar el estudio microscópico de estas rocas es la presencia bastante generalizada de texturas coroníticas diversas alrededor de los cristales alotriomorfos de olivino. Estas texturas coroníticas se desarrollan en la inmensa mayoría de las ocasiones en los contactos entre olivino y plagioclasa, o dicho de otra forma, el contacto externo de la corona es casi siempre con plagioclasa, y sólo en escasas ocasiones se encuentran olivinos coroníticos incluidos o con contactos con otras fases minerales, como ocurre a veces cuando está incluido en ortopiroxeno (lámina III, D). Esta localización concreta de las coronas entre el olivino y la plagioclasa apuntan hacia un origen por reacción entre estos minerales, pudiendo, en los casos en los que parece no ocurrir así, tratarse simplemente de un problema de observación de la sección de la roca.

Se han observado cuatro tipos texturales de coronas en torno a olivino que son:

---

- Coronas simples de ortopiroxeno:

Es el tipo más frecuente de todos. Se trata de una banda continua de varios cristales de ortopiroxeno prismático dispuesto de forma radial en la superficie del olivino. En los casos en los que las coronas son de gran desarrollo éstas presentan una textura de tipo granoblástico. La anchura de estas coronas es variable, siendo la media de unas 400-500  $\mu$ . El contacto interno con el olivino es de tipo planar, y el externo con la plagioclasa suele ser también planar o ligeramente irregular (lámina IV, A).

---

- Coronas dobles de ortopiroxeno-ortopiroxeno + espinela:

En ocasiones, se puede encontrar una segunda corona, desarrollada en la parte externa de la anteriormente descrita, consistente en un crecimiento simplectítico de ortopiroxeno y espinela verde. Esta última aparece como cristales alargados dactilados dispuestos en forma de abanico abierto hacia el exterior de la corona. Su contacto interno con la corona simple de ortopiroxeno es planar mientras que el borde externo con la plagioclasa suele ser irregular (lámina IV, B).

---

- Coronas dobles de ortopiroxeno-anfibol:

Con frecuencia, alrededor de las coronas de ortopiroxeno descritas anteriormente se genera una segunda corona de un anfibol marrón-anaranjado pleocroico, pargasítico, que no suele tener tanta continuidad como las primeras. La textura de esta corona anfibólica es granoblástica, con gran cantidad de contactos triples entre los cristales y presenta contactos internos irregulares con la corona de ortopiroxeno. De forma esporádica puede encontrarse algún pequeño cristal dactilado de espinela verde incluida en estos anfíboles (lámina IV, C).

---

- Coronas simples de anfibol:

Es un tipo muy poco extendido, ya que la corona de ortopiroxeno en contacto con el olivino suele estar casi siempre presente. Se trata de pequeños rebordes de un anfibol similar al descrito en el anterior tipo de coronas, dispuesto en la interfase olivino-plagioclasa y de forma mucho más esporádica entre olivino y ortopiroxeno.

### 3.2.1.1.1.2.2.-Texturas coroníticas en torno a ilmenita

Además de los tipos coroníticos alrededor del olivino se ha generado en estas rocas diversas texturas de envolvimiento de flogopita y anfibol alrededor de ilmenita, ya descritas en Barbero (1991), habiéndose observado que éstas tienen un desarrollo muy preferente en las rocas que presentan texturas coroníticas en torno a olivino, estando prácticamente ausentes en las gabronoritas y noritas sin olivino, en donde esporádicamente pueden aparecer en las zonas cercanas a los interbandeados entre litologías con y sin olivino. Este hecho apunta hacia una conexión genética entre los procesos que generan ambos tipos de texturas coroníticas. Por otra parte, también se ha podido constatar que este tipo de coronas se desarrolla entre la ilmenita y la plagioclasa, estando muy poco o nada desarrolladas cuando aquella está incluida o rodeada por otras fases minerales, como por ejemplo ortopiroxeno, lo que apunta también hacia un origen por algún tipo de reacción entre la plagioclasa y la ilmenita, como ya se discutirá más adelante.

- A.-Corona simple de ortopiroxeno alrededor de olivino en los gabros de tipo La Bastida. NP x16.
- B.-Corona doble de ortopiroxeno (interna) y ortopiroxeno con espinela simplectítica (externa) en los gabros de La Bastida. NC x16.
- C.-Corona doble de ortopiroxeno (interna) y pargasita (externa) alrededor de olivino en los gabros de La Bastida. NP x16.
- D.-Doble corona alrededor de ilmenita en los gabros de La Bastida. La flogopita, más interna, tiene tendencia poiquilítica, mientras que la pargasita externa presenta una textura de tipo granoblástico. NP x16.
- E.-Corona simple de pargasita granoblástica alrededor de ilmenita. NP x16.
- F.-Fenómenos de recristalización con generación de texturas granoblásticas y crecimientos simplectíticos abundantes en los gabros de tipo La Bastida. NP x6.4.
- G.-Crecimiento simplectítico entre plagioclasa y ortopiroxeno en los gabros de La Bastida. NP x40.

# LAMINA IV



La ilmenita sobre la que se desarrollan estas texturas suele presentar formas de tendencia ameboide y bordes suturados, mostrando a veces signos de corrosión (lámina IV, D y E). Alrededor de ésta se disponen la flogopita y el anfíbol pargasítico de varias formas que se describen a continuación.

La flogopita, de color marrón-rojizo y fuertemente pleocroica, se puede disponer en torno a la ilmenita de diferentes formas: como cristales grandes poiquilíticos, cuyos bordes externos tienden a seguir o dibujar la morfología de la ilmenita incluida (lámina IV, D); o bien como agregados de tendencia fibroso-granoblástica situados con el eje mayor perpendicular a la superficie de la ilmenita. Estas coronas simples de flogopita son el tipo más extendido, pero esporádicamente pueden no estar presentes, siendo siempre la corona más interna cuando éstas son dobles.

Como una segunda corona o, en menor grado como una corona simple, aparece un anfíbol marrón-anaranjado pargasítico que generalmente muestra una textura granoblástica, aunque también puede tratarse de cristales poiquilíticos que incluyen a la ilmenita (lámina IV, E).

### 3.2.2.1.1.2.3.-Otra texturas metamórficas

Todos los tipos texturales descritos en los apartados anteriores son exclusivos de las rocas olivínicas. Sin embargo, existen otra texturas de recristalización que afectan tanto a los tipos con olivino como sin él, aunque de forma general parece ser que son más importantes en las rocas olivínicas.

Como ya se ha visto existe un proceso general de anfíbolitización que genera coronas ya sean simples o sobre otras coronas previas. Esta anfíbolitización se manifiesta también con mucha frecuencia en la aparición de aureolas anfíbolicas, de un anfíbol petrográficamente similar al que venimos describiendo, alrededor de los cristales de ortopiroxeno poiquilítico. Suele tratarse de un fino reborde ópticamente continuo y cuyo contacto interno con el ortopiroxeno es algo difuso, y que se genera siempre en los contactos entre este mineral y la plagioclasa (lámina III, D), lo que sugiere también un origen por reacción entre estos dos minerales. En ocasiones, cuando los ortopiroxenos primarios desarrollan esta corona o aureola anfibólica, la zona central del mismo presenta un aspecto microsimplectítico, sin que se haya podido hasta el momento determinar cuál es la fase que está intercrecida con el ortopiroxeno. Estos procesos de anfíbolitización son muy escasos o inexistentes en las gabronoritas s.s., lo que nos induce a pensar que su existencia está directamente ligada a la génesis de las texturas coroníticas.

Otras texturas de envolvimiento mucho más escasas son aureolas más o menos continuas de clinopiroxeno y anfíbol alrededor de los ortopiroxenos ígneos.

Existe en algunos metagabros un desarrollo de texturas granoblásticas que, en ocasiones llega a ser importante y oblitera gran parte de la textura ígnea original de la roca, pero que en otros sectores es muy escaso (lámina IV, F). Los minerales metamórficos que desarrollan este tipo de texturas son principalmente los ortopiroxenos y plagioclasas, y en menor medida los anfíboles pargasíticos y flogopitas. Tal como señalan Selverstone y Stern (1982), entre otros autores, este tipo de texturas con

gran cantidad de uniones triples a 120° sugieren condiciones de recristalización a alta temperatura.

Es también bastante frecuente que en los tipos sin olivino, principalmente, se observe un proceso de génesis de micas flogopíticas a modo de flecos en los bordes de los cristales de piroxeno, habiéndose observado incluso estos crecimientos desarrollados sobre plagioclasas, seguramente pseudomorfizando a piroxenos simplectíticos previos.

Por último, en aquellas muestras de tipos gabronoríticos cercanas a los bandeados ígneos aparecen crecimientos simplectíticos entre plagioclasa y clinopiroxeno, y plagioclasa y ortopiroxeno, en los cuales los piroxenos presentan morfologías vermiculares, disponiéndose los pequeños cristales de manera agrupada, que sugiere en ocasiones fenómenos de reemplazamiento de algún mineral previo (lámina IV, G).

Finalmente, superpuesto a todos los tipos texturales descritos se observa, en ocasiones, un importante fenómeno de retrogradación de menor temperatura que genera anfíboles de tipo tremolita y actinolita, epidota, clinozoisita, clorita, talco, serpentina, minerales opacos, esfena, feldespato potásico y cuarzo como fases secundarias más frecuentes.

#### 3.2.2.1.2.-Gabros anfibólicos de tipo Toledo

Este tipo de rocas gabroideas ricas en anfíbol presentan unas características de afloramiento similares a las descritas para los gabros de La Bastida, es decir, en relación casi siempre con granitoides de tipo Argés, con los que localmente presentan fenómenos de mezcla física (*mingling*) en las zonas de contacto, lo cual indica un emplazamiento simultáneo de ambos tipos de materiales (lámina V, A). Suelen formar macizos mayores de varios centenares de metros de longitud por varias decenas de metros de potencia, como el que aflora en la parte baja de la ciudad de Toledo (fig. 18). En estos gabros es visible una orientación plano-lineal marcada principalmente por anfíboles y biotitas, y de edad imprecisa F<sub>2</sub>-F<sub>3</sub>. En algunos sectores son visibles escasas vénulas pegmatíticas (lámina V, B), pero por lo general son macizos homogéneos sin bandeo composicional apreciable. También pueden aparecer como enclaves o megaenclaves en los granitoides de tipo Argés, mostrando similares características a los que aparecen en los macizos.

Se trata de rocas de tonalidad oscura, constituidas fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol, biotita y clinopiroxeno. Como minerales accesorios aparecen ortopiroxeno, cuarzo, apatito, circón y feldespato potásico, y como fases accesorias epidota, anfíbol incoloro, esfena y rutilo. En el cuadro VIII se encuentran recogidos los análisis modales de estas rocas, ordenadas de izquierda a derecha por SiO<sub>2</sub> creciente.

En el diagrama QAP de la figura 19 (A) estas rocas varían desde gabros hasta cuarzodioritas, teniendo en cuenta la composición de su plagioclasa y el menor índice de color hacia los términos más diferenciados. Al realizar la proyección en el diagrama Pl-Hb-Px observamos que los términos gabroideos

**Cuadro VIII.-Análisis modales de tipos representativos de los Gabros de tipo Toledo**

Nº	87109	87092	87198	87112	87197
Pl	53.8	59.7	53.1	54.5	52.9
Anf	23.8	16.4	17.6	7.9	5.5
Bta	22.4	18.9	25.9	25.4	28.3
Cpx		0.3	0.2		0.5
Fk			0.3		0.2
Q		1.9	2.0	10.4	10.5
Op		1.8	0.1	1.7	0.1
Ap		0.9			1.4
M'	46.19	38.4	44.6	35.1	34.9

(nº 87109, 87092 y 87198) se proyectan en el campo de gabros hornbléndicos, siendo su proyección hacia la parte alta del diagrama consecuencia de las proporciones de biotita no tenidas aquí en cuenta. En resumen, este grupo básico varía desde términos de gabros hornbléndicos hasta tipos cuarzodioríticos.

Al igual que ocurría con los gabros de tipo La Bastida, y dado que estas rocas básicas de tipo Toledo deben ser de emplazamiento simultáneo al de aquellos, estarán igualmente afectados por el metamorfismo M2. De todas formas, la diferente composición química de los mismos es un factor que en gran medida induce el tipo y grado de recrystalización que sufre la roca. No existen en estos gabros texturas metamórficas tan claras como en el caso anterior, salvo el aspecto a veces nematoblástico o lepidoblástico de los cristales de anfíbol y biotita. El estudio microscópico detallado y de la química mineral, que se trata más adelante, son compatibles con una recrystalización de alto grado similar a la experimentada por otras rocas precoces o claramente sin-M2.

La plagioclasa se encuentra siempre en proporciones superiores al 50%. Se trata de cristales subidiomorfos a idiomorfos y con zonados poco marcados, lo cual indica que han sufrido homogeneización en ambiente metamórfico. Pueden incluir pequeños cristales de biotita, algún anfíbol de forma esporádica, apatito y minerales opacos. En algún sector existe algún agregado de aspecto granoblástico.

El anfíbol tiende a ser más abundante en los tipos gabroideos, en torno a 15-20%, mientras que en las variedades cuarzodioríticas se suele presentar en proporciones menores al 10%. Se pueden distinguir dos tipos de anfíboles. Un primer tipo constituido por anfíboles de color verde oscuro o marrón, fuertemente pleocroicos, de aspecto hornbléndico, que pueden presentarse en la roca o bien como

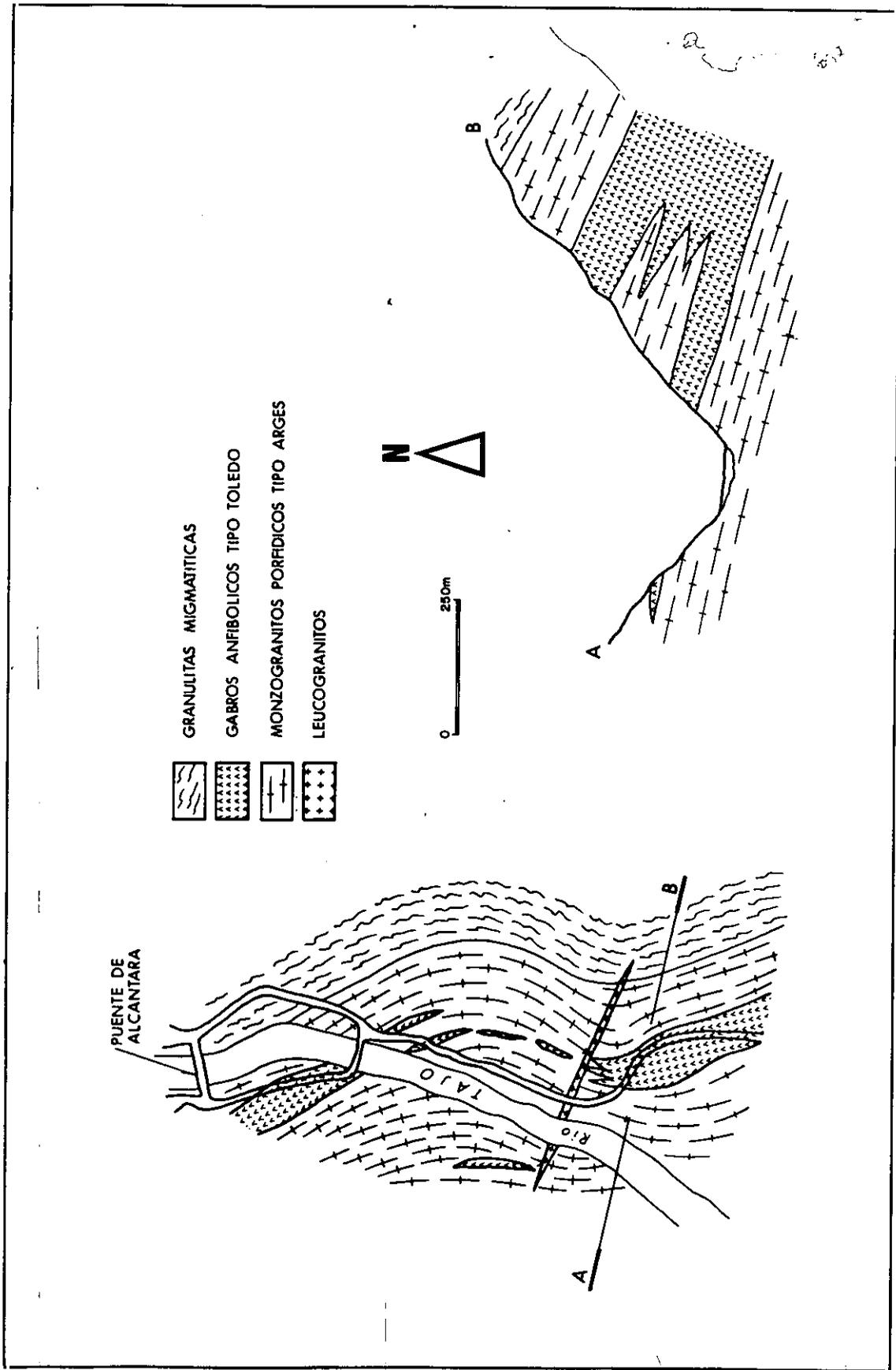


Figura 18. Esquema geológico del afloramiento de gabros de tipo Toledo y monzogranitos porfídicos de Argés de la Ronda de circunvalación de Toledo.

cristales prismáticos subidiomorfos a alotriomorfos, orientados entre la plagioclasa, o bien como cristales grandes muchas veces de tendencia idiomorfa, de carácter intersticial, que engloban frecuentemente pequeños cristales de plagioclasa dando lugar a texturas de tipo ofítico o subofítico. En este tipo de cristales es frecuente encontrar inclusiones de minerales opacos alineadas según direcciones de exfoliación, que penetran también en los cristales de plagioclasa incluidos en el anfíbol, lo que parece indicar que no se trata de procesos de exsolución (lámina V, C). En el interior de estos anfíboles hornbléndicos pueden aparecer esporádicamente cristales de morfología corroída de orto- y clinopiroxeno (lámina V, E), lo cual nos induce a pensar que al menos parte del anfíbol pueda tener un origen metamórfico por reemplazamiento de piroxenos previos (lámina V, F). En raras ocasiones se han observado estos anfíboles como agregados granoblásticos.

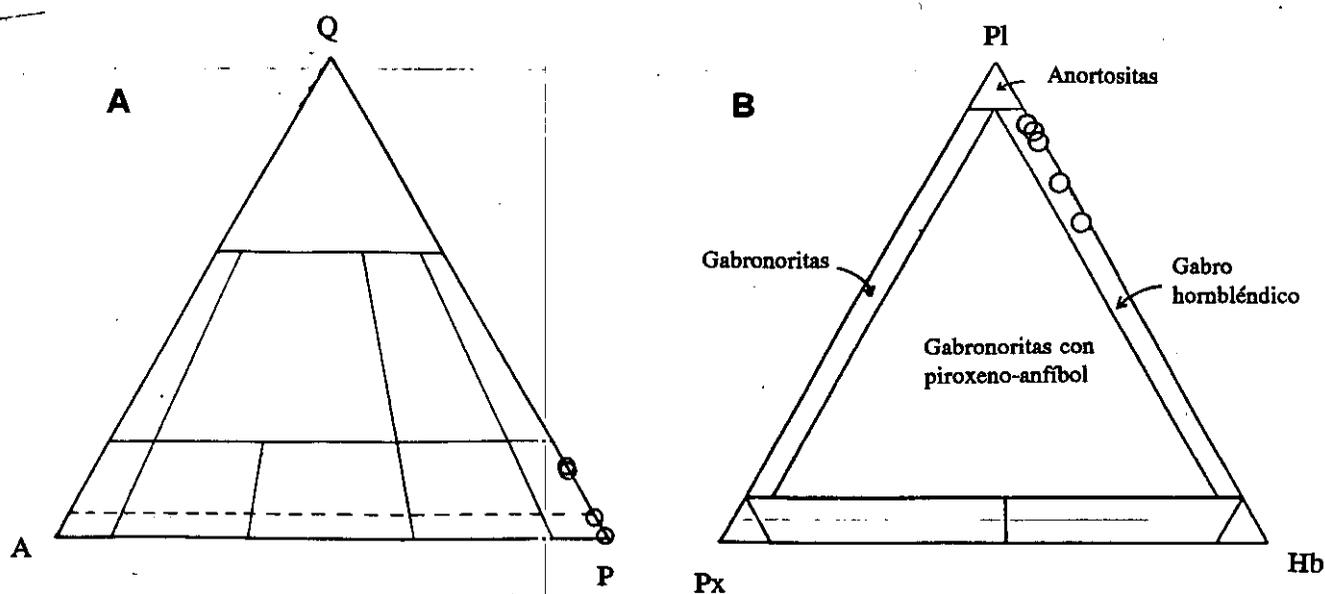
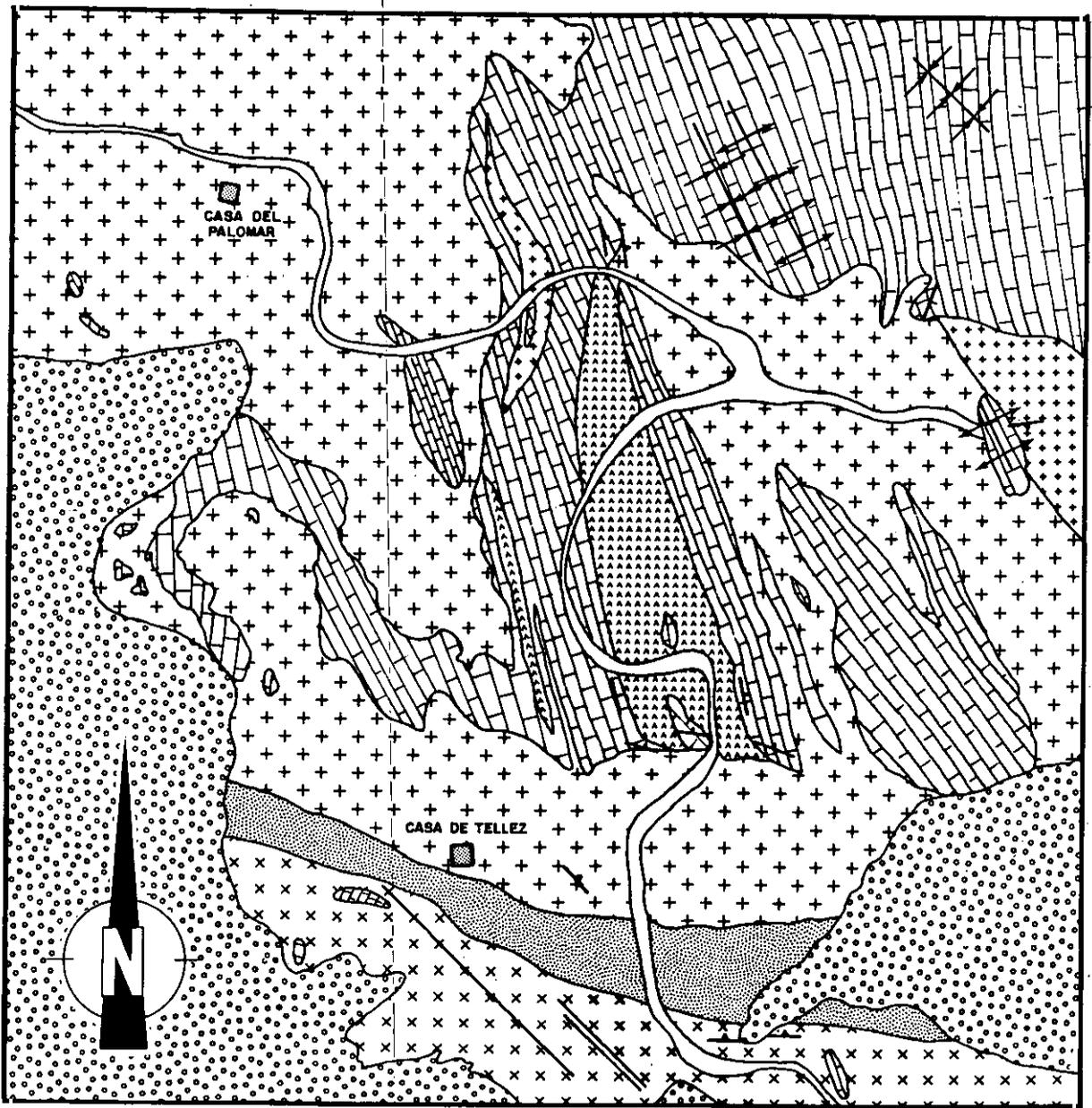


Figura 19.-Diagramas de clasificación de las rocas gabroideas de tipo Toledo. A) Proyección en el QAP. B) Proyección en el PI-Px-Hb. Ver texto para mayor explicación.

El segundo tipo de anfíboles corresponde a tipos de coloración verde pálido o incoloros, de aspecto actinolítico y se encuentran sustituyendo a los anteriores en forma de parches irregulares, frecuentemente asociados a esfenas. Se trata pues de productos de transformación retrógrada (lámina V, G).

El segundo mineral ferromagnesiano más abundante es la biotita, cuyas proporciones varían de forma inversa a las del anfíbol, es decir tiende a ser más abundante hacia los términos cuarzodioríticos. Suele tratarse de cristales pequeños, orientados definiendo la estructura de la roca, o también como agregados policristalinos, en ocasiones parcialmente poligonalizados y con extinción ondulante. Pueden incluir gran cantidad de pequeños cristales de apatito. Esporádicamente puede aparecer como cristales intersticiales que engloban plagioclasa, opacos y apatito.

El clinopiroxeno puede aparecer o bien como cristales relictos dentro del anfíbol o bien como



-  SEDIMENTOS POST-PALEOZOICOS
-  MARMOLES
-  GABROS PIROXENICO-ANFIBOLICOS
-  GRANODIORITAS TIPO SOTERO
-  MELAGRANITOS TIPO LAYOS
-  LEUCOGRANITOS TIPO CERVATOS
-  MONZOGRANITOS MICROPORFIDICOS TIPO VILLANUEVA

-  ESTRATIFICACION
-  DIRECCION DE ALINEACION DE FENOCRISTALES
-  EJES DE PLIEGES ANTIFORMES DE FASES TARDIAS
-  EJE DE PLIEGES SINFORMES DE FASES TARDIAS

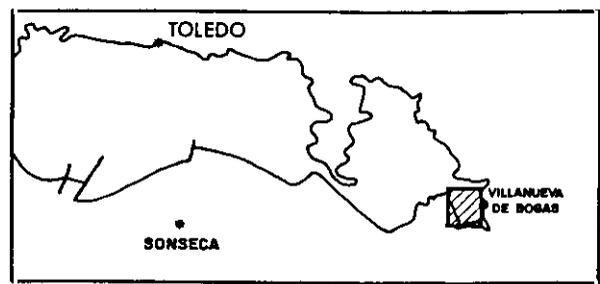


Figura 20. Esquema geológico del sector de Villanueva de Bogas

cristales de tendencia intersticial entre las plagioclasas (lámina V, H). Sólo en una muestra se ha encontrado ortopiroxeno accesorio, claramente blindado por anfíbol hornbléndico (lámina V, E).

Por último, hay que destacar que el apatito es bastante abundante en algunas facies de estas rocas, presentándose como cristales idiomorfos de gran tamaño y con aspecto anubarrado (lámina VI, A).

### 3.2.2.1.3.-Gabros anfibólico-piroxénicos de tipo Villanueva

El tercer tipo de rocas básicas que se ha distinguido en el CAT aflora exclusivamente en el extremo oriental del mismo, en las cercanías de la localidad de Villanueva de Bogas (fig. 1, fig. 20). En el citado sector se han encontrado rocas de este tipo incluidas como dos pequeños sills concordantes entre mármoles calcíticos y dolomíticos en los que producen una zona de skarn (Navidad, 1973), o también como enclaves o megaenclaves dentro de los granitoides peraluminicos de tipo Layos. Navidad (op. cit.) señala que son cuerpos intrusivos de carácter sincinemático con respecto a la etapa tectonometamórfica principal del área, lo cual coincide con los datos dados por el ITGE (hoja 658, en prensa) que indican la presencia de una foliación y lineación mineral que parece coincidir con la foliación principal de F2-F3 del área.

Se trata de rocas oscuras de tamaño de grano medio a grueso, que en las zonas cercanas al contacto con los mármoles tienden a presentar un tamaño de grano muy grueso y se encuentran muy transformadas a rocas con grandes clinopiroxenos, granates, etc. (¿facies de endoskarn?). Como consecuencia del metamorfismo regional sufrido por estas rocas, así como por los procesos ligados a la skarnificación, en muchas ocasiones los caracteres ígneos primarios están parcialmente borrados, lo cual dificulta en gran medida su estudio. Se encuentran constituidos fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno y biotita. Como fases accesorias aparecen minerales opacos, cuarzo, apatito y circón, y como minerales secundarios se encuentran esfena, feldespato potásico, anfíboles incoloros, epidota, prehnita, clorita y sericita.

En el cuadro IX se encuentran recogidos los valores modales de tres tipos representativos de estas rocas. Se trata de rocas en donde el anfíbol es el mineral máfico dominante, que pueden contener en algunas facies clinopiroxeno en contenidos fundamentales. Siguiendo la clasificación recomendada por la IUGS estas rocas se clasifican como gabros hornbléndicos y gabronoritas con anfíbol-piroxeno (fig. 21).

La plagioclasa es el constituyente más abundante de la roca. Suele presentarse como cristales subidiomorfos alargados con zonados no muy marcados y en ocasiones complejos. En algunas muestras se presenta como agregados policristalinos de aspecto granoblástico con contactos triples a 120°, lo cual es típico de recristalizaciones a alta temperatura. Esporádicamente puede incluir algún pequeño cristal de clinopiroxeno y anfíbol. En ocasiones se encuentra fuertemente sericitizada y sustituida en parches irregulares de feldespato potásico y/o clorita con esfena asociada. Por su forma de aparición parece ser una de las primeras fases en cristalizar.

Cuadro IX.-Análisis modales de tipos representativos de gabros de Villanueva

Muestra	89284	89336	89102
Plg	59.51	61.50	49.10
Bta	4.36	8.77	14.88
Anf	33.68	24.46	21.78
Cpx			11.18
Opx			0.87
Fk	0.29		
Q		1.25	
Clta	2.13	2.14	
Zr		0.19	0.09
Op		1.19	1.45

El anfíbol es un mineral que se encuentra siempre presente, siendo generalmente el máfico dominante y caracterizándose por los diferentes aspectos texturales con los que puede aparecer. Se encuentra en primer lugar (anfíbol 1) como cristales grandes de pleocroísmo verde-verde marrón claro, de carácter intersticial, muy esqueléticos en ocasiones, englobando poiquilíticamente a plagioclasa, biotita, y minerales opacos. Es muy típico en este tipo de cristales que en las partes más internas aparezcan exsoluciones de minerales opacos (seguramente rutilo) alineadas según direcciones de exfoliación (lámina VI, B). Estas exsoluciones son en ocasiones muy abundantes, lo que hace que los cristales de anfíbol tomen un aspecto anubarrado casi negro. Precisamente en este tipo de cristales anubarrados suelen aparecer incluidos cristales tabulares de biotita que tienden a disponerse de forma perpendicular a la dirección principal de exfoliación del anfíbol.

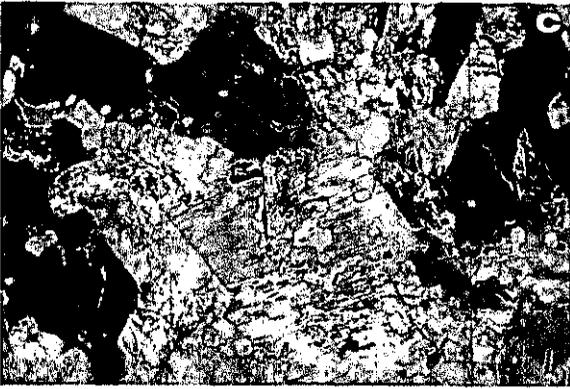
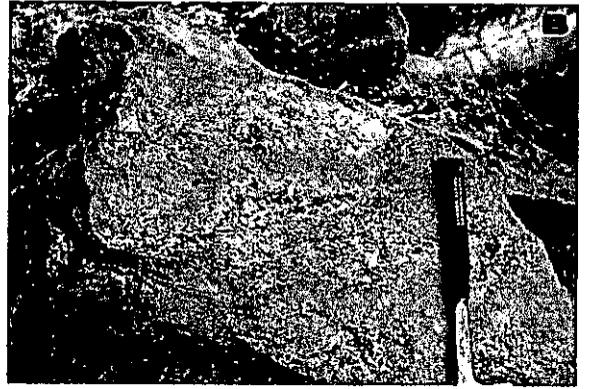
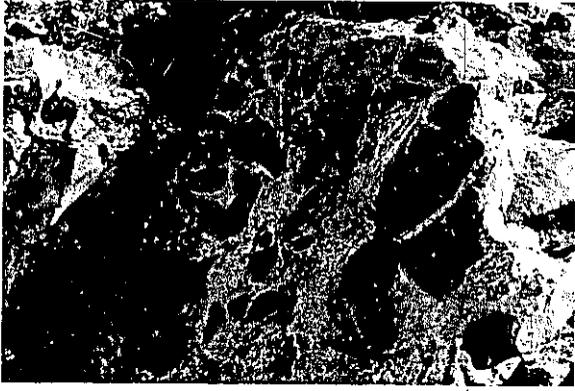
El segundo tipo de anfíbol que aparece (anfíbol 2) es incoloro o verde muy pálido y se encuentra sustituyendo al anfíbol tipo 1 en forma de parches irregulares o en las zonas de borde. Se trata, por lo tanto, de anfíboles de origen secundario, de retrogradación de los anteriores.

Por último existen unos anfíboles (tipo 3) de tonos verde intenso, que se encuentran en agregados granoblásticos generalmente en zonas de borde de cristales idiomorfos de clinopiroxeno (lámina VI, C), y que parecen consecuencia de procesos de recristalización a alta temperatura, lo que atestigua que estas rocas han sufrido el metamorfismo M2 paroximal del área.

El clinopiroxeno aparece tan sólo en algunas de las variedades más máficas (ver cuadro IX) y se muestra con dos tipos texturales diferentes. En primer lugar como cristales grandes de tonalidades rosadas, de carácter poiquilítico o intersticial englobando plagioclasa (lámina VI, D). Son cristales que están muy anfíbolitizados, sobre todo en los contactos con las plagioclasas. También pueden aparecer

- A.-Zona de contacto entre un macizo de gabros anfibólicos de tipo Toledo y granitoides de tipo Argés, en la que se observan fenómenos de enclavamiento y mezcla física entre ambos materiales. Puente de San Martín (Toledo).
- B.-Aspecto general de los gabros de tipo Toledo con algunas vénulas pegmatíticas de anfíbol y plagioclasa. Cercanías del Puente de Alcántara (Toledo).
- C.-Gabros de tipo Toledo: Cristal de anfíbol hornbléndico de tendencia poiquilítica, con múltiples exsoluciones alineadas de minerales opacos. NP x16.
- D.-Aspecto textural más común del anfíbol hornbléndico, de tendencia intersticial, de los gabros de tipo Toledo. NP x16.
- E.-Cristal de ortopiroxeno relicto dentro del anfíbol en los gabros de tipo Toledo. NP x16.
- F.-Anfibolitización de un cristal de clinopiroxeno de tendencia idiomorfa en los gabros de tipo Toledo. NP x16.
- G.-Anfíbol actinoítico secundario sobre hornblenda en los gabros de Toledo. NP x16.
- H.-Cristal intersticial de clinopiroxeno englobando parcialmente a plagioclasas. NC x16.

LAMINA V



estos piroxenos rosados como cristales prismáticos idiomorfos, con frecuentes fenómenos de anfibolitización. Este piroxeno de tonalidades rosadas parece definir una cierta textura intergranular con la plagioclasa del gabro, y podría, por lo tanto interpretarse como de origen o aspecto ígneo. Por último se han encontrado piroxenos como agregados granoblásticos de cristales equidimensionales pequeños, con gran cantidad de contactos a  $120^\circ$ .

El último máfico que se presenta en cantidades significativas es la biotita, que suele estar presente en casi todas las variedades petrográficas. Suele presentar tonalidades rojizas con acusado pleocroismo marrón rojizo - marrón claro. Aparece fundamentalmente de dos formas: como cristales idiomorfos tabulares intercrecida con los anfíboles de tipo 1 de forma transversal a la dirección principal de exfoliación de los mismos (lámina VI, B), o como cristales de tendencia intersticial subofítica incluyendo en ocasiones algún anfíbol, opacos o plagioclasa. Se suele transformar a clorita, prehnita y feldespato potásico en forma de husos en el interior de los cristales.

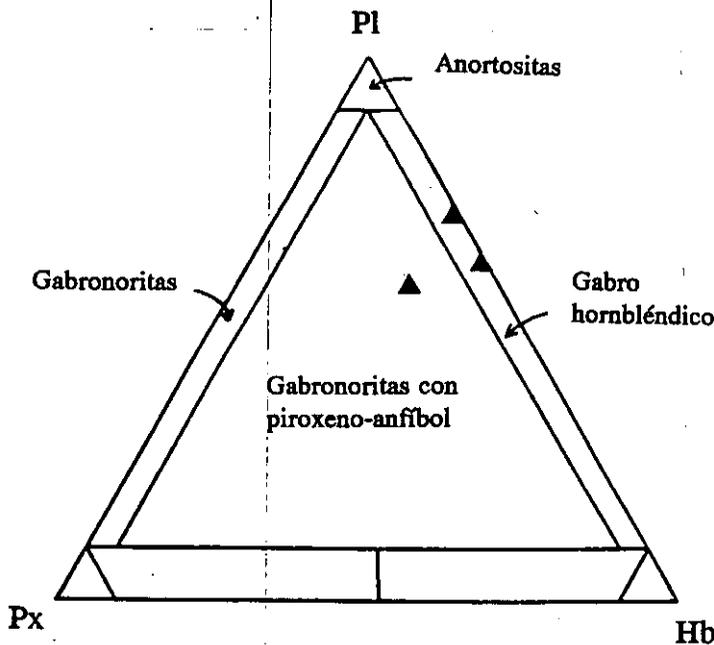
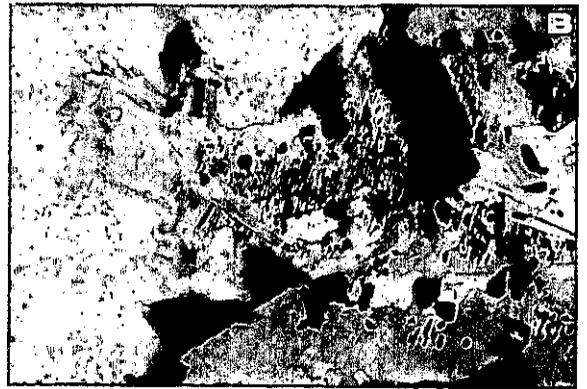
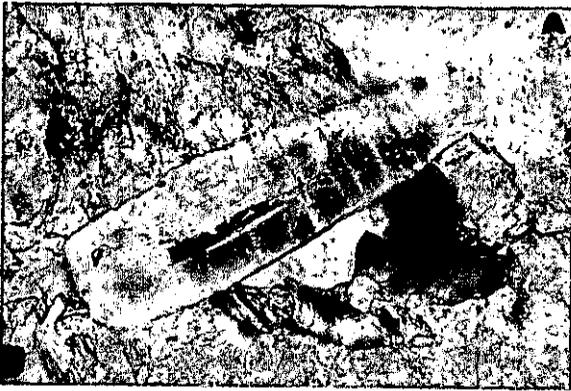


Figura 21.-Diagrama PI-Px-Hb de clasificación de los gabros de tipo Villanueva.

En resumen, podemos decir que estos gabros presentan una paragénesis y texturas de origen claramente metamórfico superpuestas a otras de aspecto ígneo primario. Esta recrystalización es debida fundamentalmente a dos procesos: por un lado a un metamorfismo regional que debe ser de características granulíticas similares a las que se deducen en otras rocas presumiblemente contemporáneas, y por otro a la interacción que se produce al intruir en materiales carbonatados que da lugar a una transformación endomórfica intensa en las zonas de borde.

- A.-Cristal de apatito anubarrado en los términos cuarzodioríticos del grupo gabroideo de tipo Toledo. NP x40.
- B.-Gabros de tipo Villanueva: Cristal poiquilítico de anfíbol (tipo 1) con múltiples exsoluciones de opacos alineadas según las líneas de exfoliación, asociado también a cristales de biotita rojiza. NP x16.
- C.-Anfiboles granoblásticos verdosos (tipo 3) en los gabros de Villanueva. NP x16.
- D.-Cristal poiquilítico de clinopiroxeno, con procesos de anfibolitización en las zonas de contacto con las plagioclasas. Gabros de Villanueva. NC x16.
- E.-Aspecto de campo de los granitoides porfídicos orientados de tipo Argés. Se puede observar también algunos enclaves microgranulares de morfología alargada. Ronda de circunvalación de Toledo.
- F.-Leucosomas de migmatización con abundante granate en los granitos porfídicos de tipo Argés. 500 m al oeste de la Ermita de La Bastida.
- G.-Abundante blastesis de granate en una zona de contacto (¿emplazamiento simplutónico?) entre granitoides de Arges y leucogranitos de tipo Cervatos. Ver también figura 4 de Andonaegui (1990).
- H.-Paso gradual desde variedades monzograníticas porfídicas hacia tipos granodioríticos y tonalíticos del grupo de granitoides de Argés. Ronda de circunvalación de Toledo.

# LAMINA VI



### 3.2.2.2.-Granitoides calcoalcalinos

#### 3.2.1.2.1.-Tonalitas-granodioritas-monzogranitos orientados de tipo Argés

##### 3.2.1.2.1.1.-Aspectos estructurales, contactos y tipología

Este primer grupo de granitoides de afinidad calcoalcalina aflora principalmente en el sector centro-oriental del Complejo, entre las localidades de Argés y Guadamur, si bien existen otros afloramientos de entidad kilométrica al sur de Toledo Capital y otros dispersos por el sector entre Nambroca y Villamuelas. Como puede observarse en la cartografía de la figura 1 la forma de los cuerpos graníticos es tabular, y están alargados según direcciones entre 120-140° presentando contactos generalmente con las granulitas migmatíticas, si bien pueden estar también espacialmente relacionados con ortogneises y otros granitos peraluminicos (fig. 1). Tan sólo se ha podido observar directamente el contacto con leucogranitos siendo perfectamente concordante con las estructuras de ambos tipos de rocas.

Todas las rocas de este grupo están variablemente afectadas por la deformación, como ya se había indicado. En los tipos tonalíticos y granodioríticos no porfídicos ésta viene marcada fundamentalmente por la orientación de las biotitas, mientras que en los tipos porfídicos queda además patente por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico. Otros elementos como pueden ser enclaves de tipo microgranular están igualmente alargados y dispuestos según esta orientación de dirección regional 120-140° (lámina VI, E).

Estas rocas están también parcialmente afectadas por el proceso de migmatización general del área. De esta forma se han observado leucosomas, en ocasiones ricos en granate, que pueden disponerse de forma paralela a la estructura del granitoide, o bien pueden tener formas más irregulares y cortar claramente a dicha estructura (lámina VI, F). En general parece que el evento migmatítico es más o menos sincrónico, o ligeramente posterior a la etapa de deformación que afecta a estas rocas. Aunque no resulta sencillo asignar las estructuras de estos granitoides a una etapa deformativa concreta todo parece indicar una cierta ligazón o precocidad con la F3, pues tanto el sincronismo parcial con la migmatización como la presencia de microcizallas sintectónicas de aspecto no compresivo (lámina III, B), son rasgos más típicos de esta etapa deformativa. Por otra parte no se observa una heterogeneidad importante en la deformación, pues no se han observado zonas de concentración de la misma (bandas de milonitización) como es típico de la F2, y son excepcionalmente escasas las variedades de tendencia ortogneísica. Lo más probable es que la deformación que presentan sea posterior a la F2, siendo pues la estructura del granito posiblemente de F3. Esta estructura está a su vez plegada por fases posteriores (F4) con direcciones de plano axial entre 120-140° que generan pliegues amplios como el que puede deducirse en el sector de Argés (ver mapa fig. 1).

Dentro de estos macizos graníticos se han distinguido varios tipos petrográficos interrelacionados. Por una parte rocas de tipo intermedio tonalíticas, tipos granodioríticos y monzogranitos normalmente porfídicos. La proyección de los valores modales de estas rocas en el triángulo QAP (con

datos complementarios de Andonaegui, 1990) está recogida en la figura 22, en la que se observa una pauta de variación continua desde la parte más pobre en Q del campo de las tonalitas, pasando por granodioritas hasta el campo de monzogranitos. Estas rocas tienden a presentar índices de color relativamente altos, y pueden excepcionalmente corresponder a rocas melanocráticas.

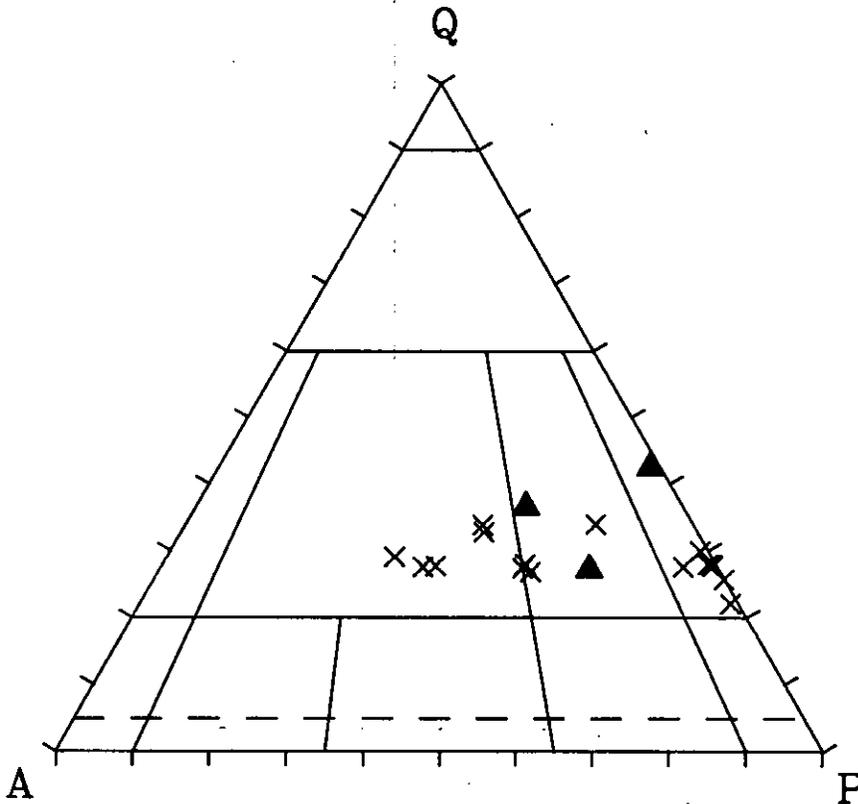


Figura 22.-Diagrama de clasificación QAP para los granitoides de tipo Argés (aspas) y tipo Sotero (triángulos).

Los tipos tonalíticos son rocas oscuras, de tamaño de grano fino a medio, ricas en biotita en muestra de mano. Los tipos granodioríticos y monzograníticos son rocas de coloración gris oscura, con contenidos importantes en biotita y proporciones variables de fenocristales de feldespato potásico. De este modo existen variedades no porfídicas (tipos granodioríticos) y tipos porfídicos monzograníticos en los que ocasionalmente pueden observarse zonas de acumulación de los fenocristales en bandas decimétricas, lo cual apunta a fenómenos efectivos de fraccionamiento cristalino. Muy ocasionalmente encontramos megacristales de feldespato potásico (> 10 cm) de morfologías redondeadas que contrastan con los típicos fenocristales tabulares de 1-4 cm de estos granitos (lámina III, A).

Los tipos de enclaves que aparecen en estas rocas son microgranulares oscuros, de morfología elíptica iso-orientados con la roca (lámina VI, E); tipos micáceos de tamaño centimétrico; xenolitos metamórficos de tamaño y composición variable como ortogneises microglandulares, cuarcitas, esquistos, algún pequeño glóbulo de cuarzo y ocasionalmente algún enclave de paragneis con bandeo feldespático de aspecto migmatítico como podría suponerse en granitoides post-F2. En las proximidades a los macizos gabroideos (en particular a los gabros de tipo Toledo), hay fragmentación clara (mingling) de los mismos

(lámina V, A).

Las relaciones entre unas variedades petrográficas y otras, en los lugares en donde se han podido observar, pueden ser de tres tipos: en primer lugar las rocas tonalíticas pueden aparecer como enclaves o megaenclaves incluidos dentro de los tipos más ácidos, con los que presentan un contacto neto pero que ocasionalmente pueden pasar de forma gradual hacia tipos similares a los que le incluyen (ver figura 2, C en Barbero et al., 1990). En otras ocasiones puede aparecer algún fenocristal de feldespato potásico dentro de estos enclaves seguramente proveniente del monzogranito porfídico en el que está incluido (ver figura 2, C en Barbero et al., op. cit.). Estos dos últimos aspectos sugieren la existencia de fenómenos muy locales de hibridación magmática.

Un segundo tipo de relaciones entre las rocas tonalíticas y los tipos más ácidos son la presencia de contactos graduales a través de zonas métricas, en las que se observan interbandeados entre tipos más o menos mesócratos, sin contactos netos, en los que pueden encontrarse enclaves de aspecto microgranular con pasos graduales hacia la roca que los engloba (lámina VI, H). Este tipo de relaciones indica la contemporaneidad y cogenetismo que existe entre los distintos tipos petrográficos de esta serie de Argés.

Por último, se han encontrado contactos más complejos pero en cierto modo comparables a los anteriores. Son zonas de contacto de forma irregular, a modo de interdigitaciones entre tipos tonalíticos y monzograníticos, con desarrollo incluso de estructuras de mutuo atrapamiento.

#### 3.2.1.2.1.2.-Petrografía

En el cuadro X se encuentran recogidos los contajes modales de algunos tipos de esta serie granítica, realizados para completar los ya existentes de Andonaegui (1990). Como puede observarse en el diagrama QAP (fig. 22) existe una variación continua, con tipos cuarzodioríticos, tonalíticos, granodioríticos y monzograníticos.

Teniendo en cuenta la variabilidad de tipos petrográficos que aparecen en este grupo, podemos decir que como minerales fundamentales aparecen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. De forma accesoria pueden aparecer circón, allanita, apatito, monacita, ilmenita, anfíbol, granate, cordierita, sillimanita, espinela, dumortierita, rutilo y turmalina. Como productos secundarios encontramos sericita, clorita y moscovita.

El cuarzo se encuentra como cristales subidiomorfos a alotriomorfos, con cierta extinción ondulante y algunos bordes suturados en los tipos más deformados. Andonaegui (1990) reconoce al menos tres generaciones: una correspondiente a pequeños cristales de cristalización temprana incluidos en plagioclasa; una segunda que corresponde al cuarzo más abundante de la roca, y una tercera muy poco abundante que consiste en pequeños cristales vermiculares de las texturas mirmequíticas de las plagioclasas (cuarzo retrógrado).

**Cuadro X.-Contajes modales de tipos tonalíticos y granodioríticos de la serie de Argés**

Muestra	87091	87097	87100	89370	87107
Q	17.50	22.88	19.12	20.5	26.73
Fk				18.99	9.90
Plg	44.89	52.1	55.06	35.27	41.92
Bta	32.49	23.79	24.18	10.35	20.00
Anf	0.84				
Gte				12.46	
Op	0.37			1.5	0.86
Zr	0.18		0.47	0.1	
Ap		0.80	0.95	0.8	0.57

La plagioclasa se encuentra como cristales subidiomorfos a alotriomorfos, y en ocasiones está ligeramente deformada. Destaca en ella la casi total ausencia de zonado ígneo, que ha quedado obliterado por el metamorfismo de alto grado que afecta a estas rocas. En algunas muestras presenta frecuentes inclusiones de granate, biotita y de finas agujas de apatito. Andoneagui (op. cit.) cita en los fenocristales de un enclave microgranular inclusiones de un mineral verdoso que producen un anubarramiento del cristal, y sugiere que pueda tratarse de apatitos o piroxenos. Nosotros hemos encontrado este mismo tipo de inclusiones verdosas en cristales de plagioclasa de tipos granodioríticos. Estas inclusiones suelen ser perfectamente idiomorfas, si bien en alguna ocasión se han encontrado cristales redondeados, y han sido identificadas petrográficamente y mediante sonda electrónica como espinelas (lámina VII, A y B). Estas múltiples inclusiones de espinela tienden a seguir la forma del cristal de plagioclasa, estando el borde del mismo libre de ellas. También se ha observado que alrededor de las inclusiones de minerales ferromagnesianos (biotita o granate), que en ocasiones están dentro de la plagioclasa, tampoco se encuentran estos microcristales de espinela. El origen de estos anubarramientos de espinela no resulta fácil de explicar. Whitney (1972) describe texturas similares en metagabros coroníticos en el macizo de Adirondacks, explicando su génesis como un proceso de blastesis ligada a la génesis de las coronas en torno a olivino que existen en esas rocas, aunque en nuestro caso aparecen en tipos mucho más ácidos. Otros autores (Suárez et al., 1991) apuntan hacia que se trata de fases restíticas en desequilibrio con el líquido magmático, ya que existen posibles reacciones de fusión por deshidratación que llevan a la formación de este mineral. Recientemente Secchi et al. (1991) describen también este tipo de texturas en granodioritas biotíticas del Complejo Igneo de Arburere (Cerdeña) dejando abierta la posibilidad de que, o bien se trate de espinelas extrañas heredadas de las corneanas de su aureola de contacto, o bien lo que ellos consideran más posible, que sean productos de reacción de recristalización a alta temperatura de plagioclasas más cálcicas, lo que también parece más probable en nuestro caso. Finalmente, con relativa frecuencia pueden encontrarse plagioclasas mirmequíticas en zonas de borde con otros feldespatos.

El feldespato potásico puede aparecer o como cristales pequeños alotriomorfos intersticiales en

las granodioritas no porfídicas, o como fenocristales idiomorfos en los tipos monzograníticos porfídicos. Presenta en ocasiones micropertitas lamelares y pueden incluir biotita, granate, cordierita, cuarzo y plagioclasas rodeadas de un fino reborde albítico.

La biotita es relativamente abundante y se presenta como cristales tabulares definiendo la estructura de la roca, situados alrededor de cuarzos, feldespatos y plagioclasas. Se encuentra recristalizada y poligonalizada. También aparece a veces en agregados grandes policristalinos de múltiples cristales muy desorientados, así como producto de transformación de bordes de granate. Frecuentemente incluye apatito, circón y abundante monacita en las facies más ácidas. Presenta un pleocroísmo marrón rojizo-marrón claro y en esporádicas ocasiones se han encontrado biotitas de color verde, retrógradas, en borde de granate. Las alteraciones más importantes son de tipo saenítico y a cloritas.

El granate se presenta en contenidos accesorios desde los tipos tonalíticos, en donde tiende a ser más abundante, hasta los tipos monzograníticos. En algunas facies granodioríticas puede ser excepcionalmente abundante, aunque raramente supere el 5% modal (sector de Las Nieves en la hoja de Sonseca; ver cuadro X n° 89370 que se trata de una lámina con grandes cristales de granate). Se trata de cristales redondeados con frecuencia de aspecto muy corroído, con morfologías ameboides, encontrándose frecuentemente pasando a biotita en las zonas de borde (lámina VII, C y D). Pueden incluir pequeños cristales de biotita, cuarzo, apatitos, minerales opacos, plagioclasa y excepcionalmente se han encontrado finas agujas de rutilo. Muy ocasionalmente se han observado aureolas de material pinnítico, posiblemente cordierita alterada, indicando un cierto carácter metaestable.

Por último, la cordierita suele presentarse como cristales redondeados, frecuentemente pinnitizados, con alguna inclusión de agujas de sillimanita y esporádicamente de dumortierita, así como cuarzos en forma de gotas (lámina VII, E). También se ha observado neoformación de biotita alrededor de la cordierita, como ocurría en los tipos metapelíticos del área.

El hecho de que estos minerales alumínicos (granate, cordierita) presenten frecuentes inclusiones apunta hacia un carácter metamórfico de los mismos, que viene corroborado por su mayor profusión en sectores de fuerte recristalización y migmatización de estas rocas (por ejemplo en los sectores ricos en cordierita de Casasbuenas y zona de S<sup>a</sup> Catalina (lámina VI, G) o figura 4 de Andonaegui, 1990).

A modo de resumen, en lo que respecta a estas rocas en cuanto a la probable petrogénesis de la distintas asociaciones minerales que presentan, podemos decir que muy probablemente la paragénesis ígnea original estaría constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como máfico fundamental, además de contenidos accesorios de apatito, allanita, monacita y circón. La recristalización durante el pico térmico de estas rocas sintectónicas genera las fases alumínicas que hemos visto anteriormente, es decir, granate, cordierita, sillimanita, espinela y dumortierita, además de recristalizar la fases previas. Resulta muy difícil comprobar si estos granitoides moderadamente peralumínicos contenían alguna de estas fases en su composición original que posteriormente puedan haber recristalizado.

### 3.2.1.2.2.-Granodioritas biotíticas homogéneas de tipo Sotero

Este segundo grupo de granitoides de afinidad calcoalcalina presenta una extensión de afloramiento mucho más reducida que la de los tipos Argés, y se ha encontrado tan sólo al sur de la localidad de Villanueva de Bogas, en el extremo suroriental del Complejo (fig. 1 y fig. 20). Esta escasez de afloramiento de este tipo de rocas hace que los datos petrológicos que se tienen de las mismas sean reducidos.

Se trata de un granitoide biotítico de grano medio a grueso, con fenocristales grandes (hasta 7-8 cm) de feldespato potásico idiomorfos, dispersos y con frecuentes inclusiones de biotitas de tipo *frasl* (lámina VII, F). Existen algunas facies de tamaño de grano algo menor y algo más mesócratos a modo de bandeados difusos, así como algunas otras facies microporfídicas de composición tonalítica (zona de Chamerín). Presentan algún enclave microgranular redondeado, aunque son más típicos los xenolitos metamórficos como son enclaves micáceos, paragneises migmatizados e incluso algún glóbulo de cuarzo, probablemente proveniente del desmembramiento de algún tipo cuarcítico.

Es visible una ligera estructuración de la biotitas y alineación de los fenocristales según direcciones en torno a los 110°. Dado el tamaño de grano grueso la deformación que presentan estas rocas se hace poco visible, pero el estudio petrográfico pone de manifiesto que es un tipo de deformación similar al que presentan otras rocas de la región. No obstante, algunas observaciones de tipo estructural parecen indicar que los granitos de tipo Sotero son algo más tardíos que los de tipo Argés. Así, por ejemplo, presentan enclaves de rocas migmatizadas que no se observaban nunca en los granitoides de Argés, y que denotan un carácter relativamente tardío con respecto al pico térmico. Hacia esta conclusión parece que apuntan también el hecho de que no se hayan observado diques o vénulas leucocráticas, como vimos en el caso anterior, así como la total ausencia de minerales alumínicos de tipo granate, cordierita o sillimanita, que puede atribuirse al hecho de que estos granitoides no hayan sufrido una recristalización a alta temperatura. También el estilo de deformación de los granitos de Sotero es ligeramente distinto al de los tipos Argés. Por ejemplo, no se observa que los enclaves microgranulares estén estirados, sino que presentan una morfología esférica; la estructura marcada por la orientación de las biotitas y fenocristales de feldespato no es tan penetrativa como en el caso de los granitos de Argés, y tampoco hemos encontrado las abundantes microcizallas sintectónicas que aparecían en aquellos. De todas formas, su concordancia con la orientación de otros granitoides del sector de Villanueva, que aquí tiende a ser de direcciones 100-110° confirman un intrusión durante un campo de esfuerzos, que posiblemente puedan atribuirse al final de la F3.

Petrográficamente se trata de rocas que varían desde tonalitas (enclaves) hasta granodioritas (Cuadro XI, fig. 22), con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como fases fundamentales. Como minerales accesorios aparecen apatito y circón.

El cuarzo se presenta casi siempre como agregados policristalinos, con contactos suturados entre los granos y frecuente extinción de tipo ondulante.

**Cuadro XI.-Contajes modales de dos granitoides de tipo Sotero y un enclave microgranular**

Muestra	90953	91088	89354 Enclave
Q	32.3	23.5	31.2
Plg	37.3	47.0	40.6
Fk	17.5	13.9	
Bta	12.1	15.5	27.7
Zr	0.1		

La plagioclasa suele ser subidiomorfa y se encuentra débilmente zonada, con zonaciones de tipo parche o concéntrico (lámina VII, G). Es bastante frecuente encontrar arqueamiento de las maclas polisintéticas y múltiples fracturas, a veces muy evidentes pues truncan el zonado. Los crecimientos de individuos en sinnesis son frecuentes. Incluyen pequeños cristales de biotita, cuarzo y algún parche irregular de feldespató potásico.

El feldespató potásico tiende a ser bastante intersticial con respecto al cuarzo y la plagioclasa, aunque también se encuentra como fenocristales. Puede presentar algún crecimiento mirmequítico en las zonas de contacto con las plagioclasas, así como escasas micropertitas. Incluye biotitas y plagioclasas con un fino reborde albítico.

La biotita se encuentra casi siempre en agregados policristalinos recristalizados y con un carácter fuertemente intersticial (lámina VII, H). En ocasiones se pueden observar cristales curvados con extinción ondulante. Incluye pequeños cristales de apatito y circón.

Las características petrográficas de los enclaves microgranulares son similares a las descritas, con las diferencias lógicas de la ausencia de feldespató potásico y un tamaño de grano marcadamente menor, lo cual hace que la deformación marcada por orientación de biotitas se ponga de manifiesto de una forma mucho más evidente.

Por último, volver a destacar que no se observan minerales de origen metamórfico claro, lo que concuerda con los datos estructurales ya comentados y hacen descartar una posible precocidad con respecto al M2, como ocurría en otros materiales de afinidad calcoalcalina del Complejo.

A.-Microcristales de espinela incluidos en el núcleo de una plagioclasa de una granodiorita de tipo Argés. NP x16.

B.-Detalle de la foto anterior. Se puede observar el hábito perfectamente idiomorfo de los cristales de espinela. NP x100.

C.-Parte de un cristal centimétrico de granate, con morfología corroída, de los granitos de tipo Argés. NP x6.4.

D.-Proceso de desestabilización del borde del granate a biotita en los granitos de Argés. NP x16.

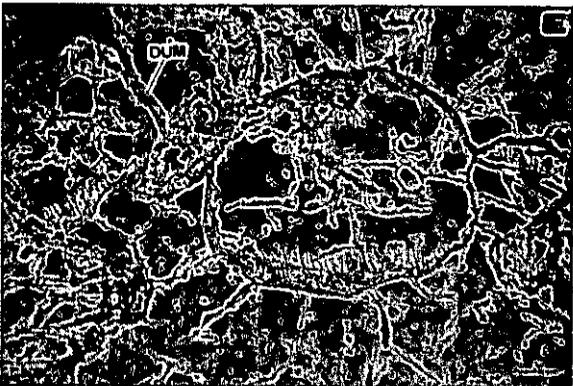
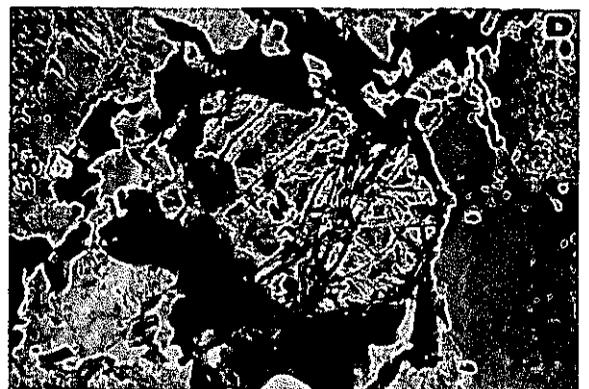
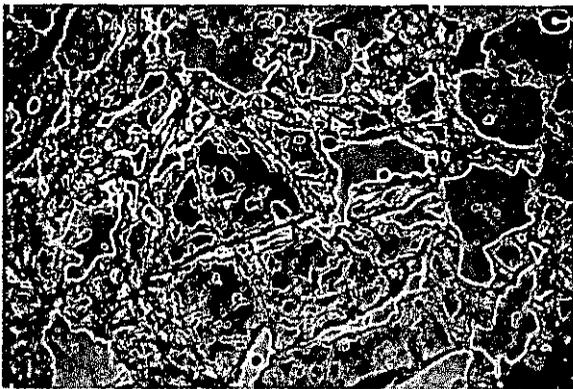
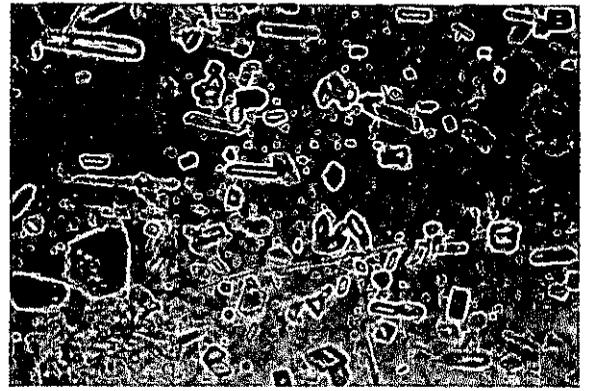
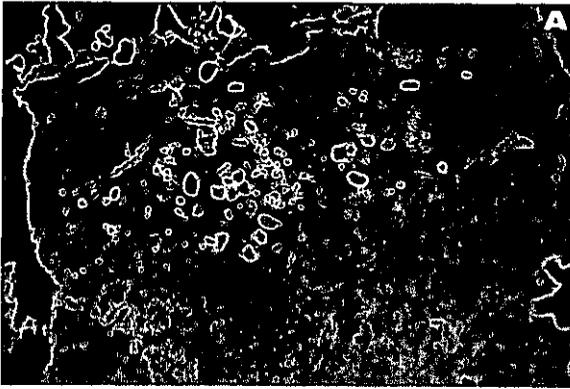
E.-Cristales redondeados de cordierita con inclusiones de cuarzo y dumortierita, en los granitos de Argés. NP x16.

F.-Aspecto de campo de los granitoides biotíticos de tipo Sotero en los que se pueden esporádicamente encontrar grandes cristales de feldespatos potásicos.

G.-Zonado concéntrico en un cristal de plagioclasa de los granitos de Sotero. NC x16.

H.-Aspecto textural de los agregados policristalinos de biotita recristalizados en los granitos de Sotero. NP x16.

# LAMINA VII



### 3.3.-QUIMICA MINERAL DE LAS ROCAS BASICAS

#### 3.3.1.-FASES PRINCIPALES

##### 3.3.1.1.-Olivino

Este mineral, como ya se ha citado, aparece tan sólo en los gabros de tipo La Bastida. Se han realizado análisis cuantitativos en cuatro muestras diferentes, y se encuentran recogidos en la tabla I, apéndice III, en donde se expresan también la fórmula estructural en base a 4 oxígenos.

Su composición varía desde términos  $Fo_{77}$  hasta  $Fo_{67}$ . No se han encontrado variaciones composicionales dentro de un mismo cristal. Los contenidos en Ni, en las muestras en las que este elemento se ha determinado, varían entre 0.04 y 0.25%; el MnO presenta valores entre 0.00 y 0.26%, mostrando una cierta correlación positiva con el FeO (fig. 23). Tal y como señalan Simkin y Smith (1970) el contenido en Mn de los olivinos tiende a aumentar fuertemente con el incremento del FeO, siendo este aumento independiente de la presión y de la temperatura durante la cristalización. Estos aumentos tienden además a ser mucho más fuertes en los olivino de las series calcoalcalinas con respecto a los de las series toleíticas (Rossi, 1986). En la figura 23 se muestra un diagrama MnO frente a FeO de los olivinos de los gabros de tipo La Bastida en el que se puede ver una tendencia general a este fuerte enriquecimiento en MnO, que es similar, aunque más acusada, al que muestra este mineral en otras series calcoalcalinas, y que contrasta fuertemente con las pendientes más suaves de los olivinos de rocas toleíticas.

##### 3.3.1.2.-Ortopiroxeno

Este mineral aparece principalmente en los gabros de tipo La Bastida, y se ha encontrado de forma muy esporádica en los gabros de tipo Toledo en donde aparece relicto dentro de anfíboles.

Los análisis químicos de los ortopiroxenos se encuentran recogidos en la tabla II, apéndice III en donde aparece también su fórmula estructural en base a 6 oxígenos. En los diagramas Wo-En-Fs de la figura 24 se han proyectado las composiciones de los ortopiroxenos analizados se puede observar que se trata de términos de enstatita, siguiendo la nomenclatura de Morimoto et al. (1989), variando su relación  $Fe/(Fe+Mg)$  desde 0.45 hasta 0.21 en los tipos más básicos. Esta relación guarda una buena correlación lineal con la de los olivinos que coexisten con los ortopiroxenos, indicando que se encuentran en equilibrio químico. Existe un vacío entre composiciones  $En_{75}$  y  $En_{65}$

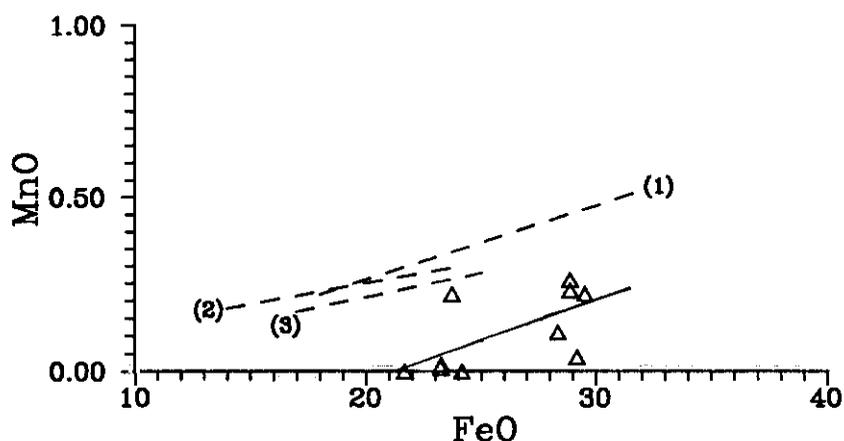


Figura 23.-Diagrama MnO-FeO de los olivinos de los gabros de La Bastida. Se han representado también las pautas de evolución de los olivinos de otras series básicas calcoalcalinas Hercínicas: (1) Gabros del área del Mirón, Gredos (Franco y Sánchez, 1987); (2) Gabros del sector de Tapia (Asturias) (Galán y Suárez, 1989); (3) Rocas básicas del Macizo del Montnegre (Enrique y Galán, 1989).

que es el ortopiroxeno que aparece en las bandas no olivínicas de La Bastida. Ortopiroxenos más pobres en Mg ( $En_{52}$ ) son los que aparecen en gabros piroxénicos del sector de Argés.

La variabilidad química encontrada es subparalela al lado En-Fs del diagrama Wo-En-Fs, y es característica de ortopiroxenos de rocas básicas de afinidad calcoalcalina, donde no aparecen términos pigeoníticos para contenidos en molécula de ferrosilita entre 30 y 40%, como ocurre en ortopiroxenos de complejos toleíticos (Wager y Brown, 1968; Himmelberg y Ford, 1976; Atkins, 1969).

En cuanto a contenidos en otros cationes, de forma general, el  $Al_2O_3$  se presenta en valores variables desde 0.4 hasta 6.7% siendo lo más frecuente contenidos en torno al 2.0-2.5%. El  $Cr_2O_3$  puede llegar hasta contenidos del 0.8% mostrando una correlación positiva con el aumento en  $Al_2O_3$  (fig. 25), en concreto en aquellos ortopiroxenos que no forman parte de coronas ni de crecimientos simplectíticas con plagioclasas, sino los de caracteres texturales ígneos. De esta misma forma existe, entre los ortopiroxenos de carácter ígneo y aquellos de texturas claramente metamórficas, diferencias en cuanto a contenidos en Ti, Mn, Cr y Al. Así, en el diagrama  $TiO_2$ - $Cr_2O_3$  (fig. 26) puede observarse claramente como los ortopiroxenos metamórficos presentan los contenidos más bajos en estos dos cationes, quedando claramente separados de los ortopiroxenos de texturas ígneas más ricos en Ti y Cr. De forma similar, existe una tendencia en estos últimos a presentar mayores contenidos

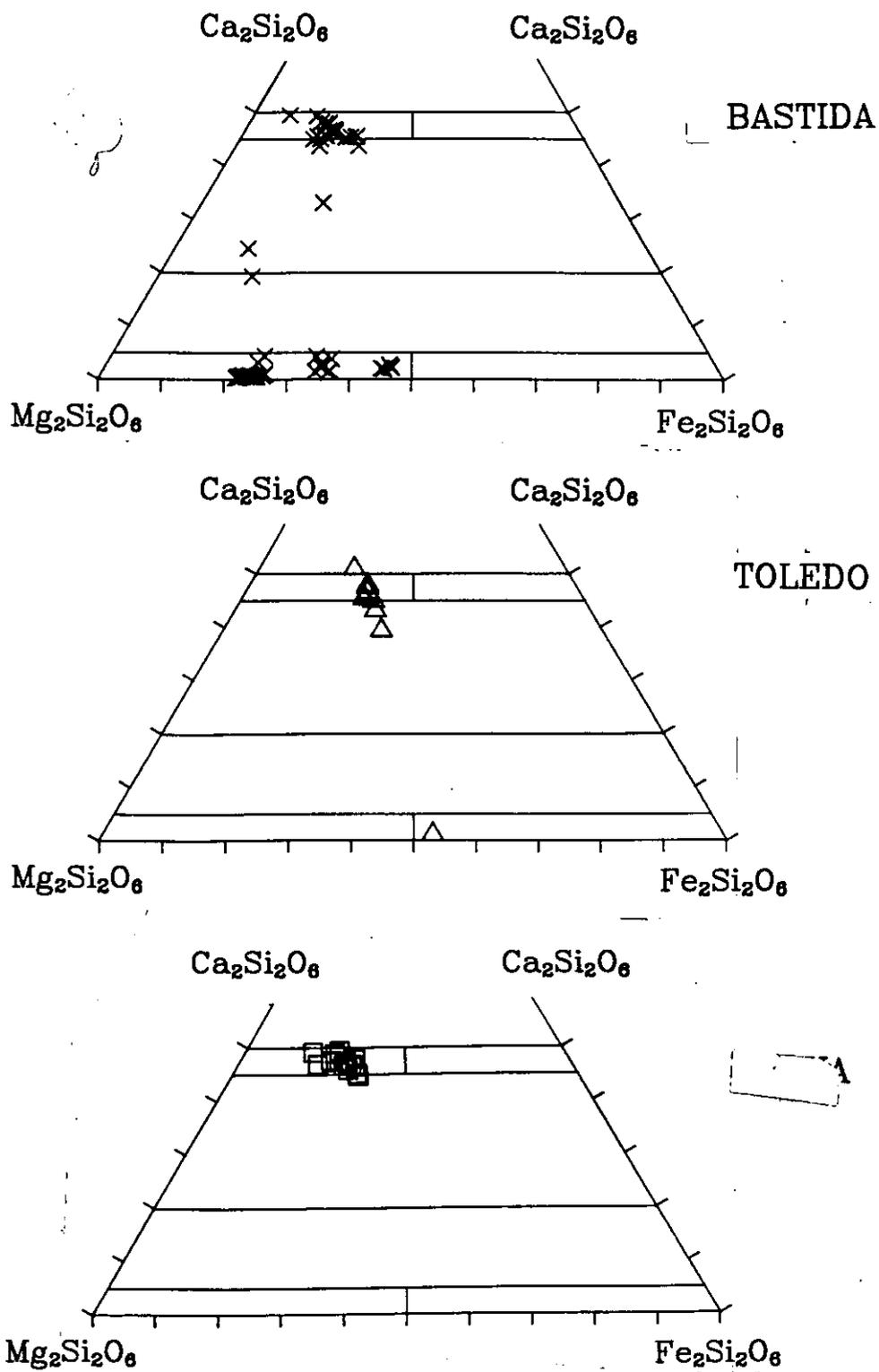


Figura 24.-Proyección de los piroxenos de las rocas básicas en el diagrama Wo-En-Fs de clasificación propuesto por la IMA (Morimoto et al., 1989).

en Mn (fig. 27). Estas diferencias en elementos trazas de tipo metálico entre los dos tipos texturales de ortopiroxenos pueden ser debidas al distinto mecanismo de formación de los mismos. Durante el transcurso de la cristalización, Cr y Mn, y presumiblemente Ti, presentan un comportamiento geoquímico compatible para este mineral. Sin embargo, los ortopiroxenos de corona provienen de la reacción metamórfica  $Ol + Pl \rightarrow Opx$  (ver apartado 3.5.1.3) es decir, provienen de reactivos bastante pobres en estos cationes, ya que la plagioclasa carece de este tipo de elementos y el olivino presenta coeficientes de reparto alto para Ni pero más bajos que el ortopiroxeno para el Cr y Mn.

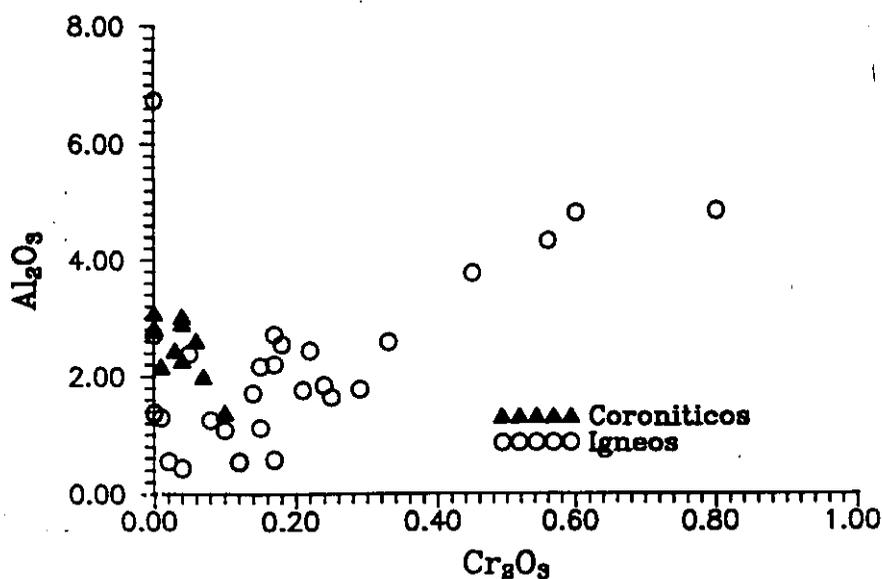


Figura 25.-Proyección de los ortopiroxenos de los gabros de La Bastida en un diagrama  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ . Ver texto para mayor explicación.

Aunque existen variaciones químicas a escala de cristal, los datos de que disponemos no apuntan a la presencia de un zonado determinado pues son frecuentemente contradictorios. Este es un estudio que se deberá abordar con mas detalle en un futuro. No obstante, conviene indicar que los valores máximos de Cr y Al se dan en la zona interna de uno de los ortopiroxenos que presenta textura ígnea (análisis 87075-19, tabla II, apéndice II).

De los ortopiroxenos de los gabros de tipo Toledo tan sólo se ha podido realizar un análisis, ya que son cristales muy escasos y de tamaño muy pequeño que quedan relictos dentro de los anfíboles. Se trata de términos  $Wo_2$ - $En_{46}$ - $Fs_{52}$  con contenidos muy bajos en Al, Ti y Cr (fig. 24).

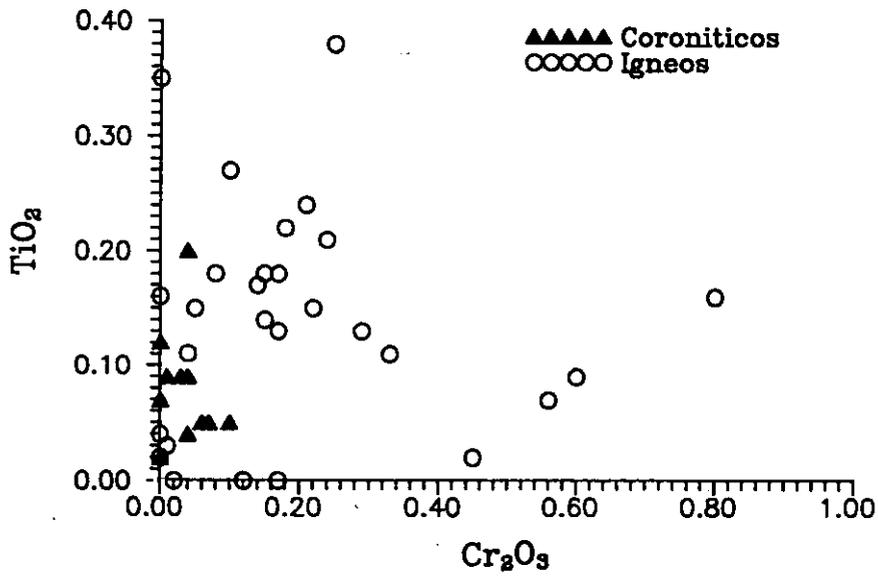


Figura 26.-Proyección de los ortopiroxenos de los gabros de La Bastida en un diagrama TiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Ver texto para mayor explicación.

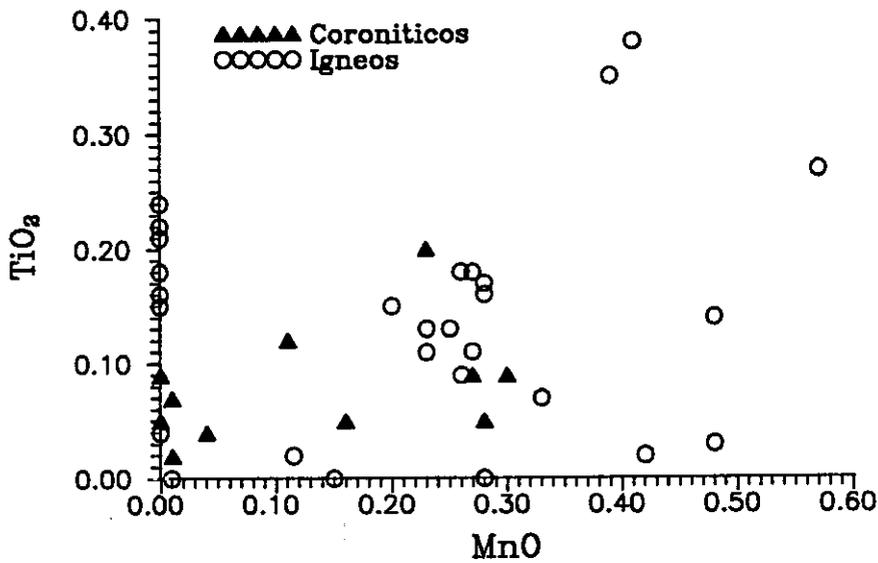


Figura 27.-Diagrama TiO<sub>2</sub>-MnO en el que se han proyectado los ortopiroxenos de los gabros de La Bastida. Ver texto para mayor explicación.

### 3.3.1.3.-Clinopiroxeno

Al contrario de lo que ocurría con los dos minerales previamente estudiados, la aparición del clinopiroxeno es común en los tres tipos de rocas gabroideas del CAT.

En la tabla III, apéndice III, se recogen los análisis químicos de este mineral y su fórmula estructural en base a 6 oxígenos.

En primer lugar, la mayoría de los clinopiroxenos de los gabros de La Bastida quedan clasificados, siguiendo la nomenclatura de Morimoto et al. (1989), desde augitas ( $Wo_{44}-En_{37}-Fs_{17}$ ) hasta diopsidos ( $Wo_{49}-En_{44}-Fs_6$ ) con un rango de variación prácticamente continuo (fig. 24). En una de las muestras que presenta dos piroxenos, se ha encontrado un único clinopiroxeno más bajo en Ca, con composición  $Wo_{33}-En_{48}-Fs_{19}$ , que se clasifica también como augita. Por último, en el tipo más básico analizado, en el que no aparece ortopiroxeno, se han encontrado composiciones de clinopiroxenos pigeoníticos ricos en Mg o cercanas al límite augita-pigeonita (tabla III, apéndice III). Como puede observarse en la figura 24, la disposición de las líneas de los pares clino-ortopiroxeno coexistentes en las rocas de la Bastida indican una cristalización en condiciones de equilibrio de estos minerales. No se ha encontrado zonado químico apreciable en ninguno de los piroxenos analizados.

La pauta de evolución de los clinopiroxenos de los gabros tipo La Bastida y su composición rica en Ca son típicas de clinopiroxenos de series calcoalcalinas, contrastando claramente su composición con la de aquellos en las series de tipo toleítico más pobres en Ca. En los diagramas  $SiO_2-Al_2O_3$  y  $Al^{IV}-TiO_2$  de Le Bas (1962) y en las proyecciones  $100Al^{IV}-100Al^{VI}$  de Johan (1979) y  $100Ti-(Ca+Na)$  de Leterrier et al. (1982) (fig. 28), quedan proyectados claramente en campos de rocas no alcalinas confirmando el carácter subalcalino de estos clinopiroxenos. En los diagramas de Le Bas (1962) y Johan (1979) queda de manifiesto los bajos contenidos en  $Al^{IV}$  y  $Al^{VI}$  de estos clinopiroxenos, lo que implica una muy escasa importancia de la sustitución de Si por  $Al^{IV}$ . Según diversos autores esta sustitución está controlada fundamentalmente por la presión total de cristalización y por la actividad de  $SiO_2$  en el magma de partida (Anastasiou y Seifert, 1972; Gupta et al., 1973), pero en estas rocas se añade el problema de la recristalización metamórfica sufrida por la mismas, lo que puede en parte afectar a la composición de los clinopiroxenos.

En los gabros de tipo Toledo se han realizado análisis tanto de clinopiroxenos que aparecen incluidos en anfíboles, como de los que se encuentran con textura intersticial entre plagioclasas (tabla III, apéndice III) y no se han encontrado diferencias notables entre ambos tipos texturales. En el diagrama Wo-En-Fs (fig. 24) se puede observar que existe una gran variación composicional en

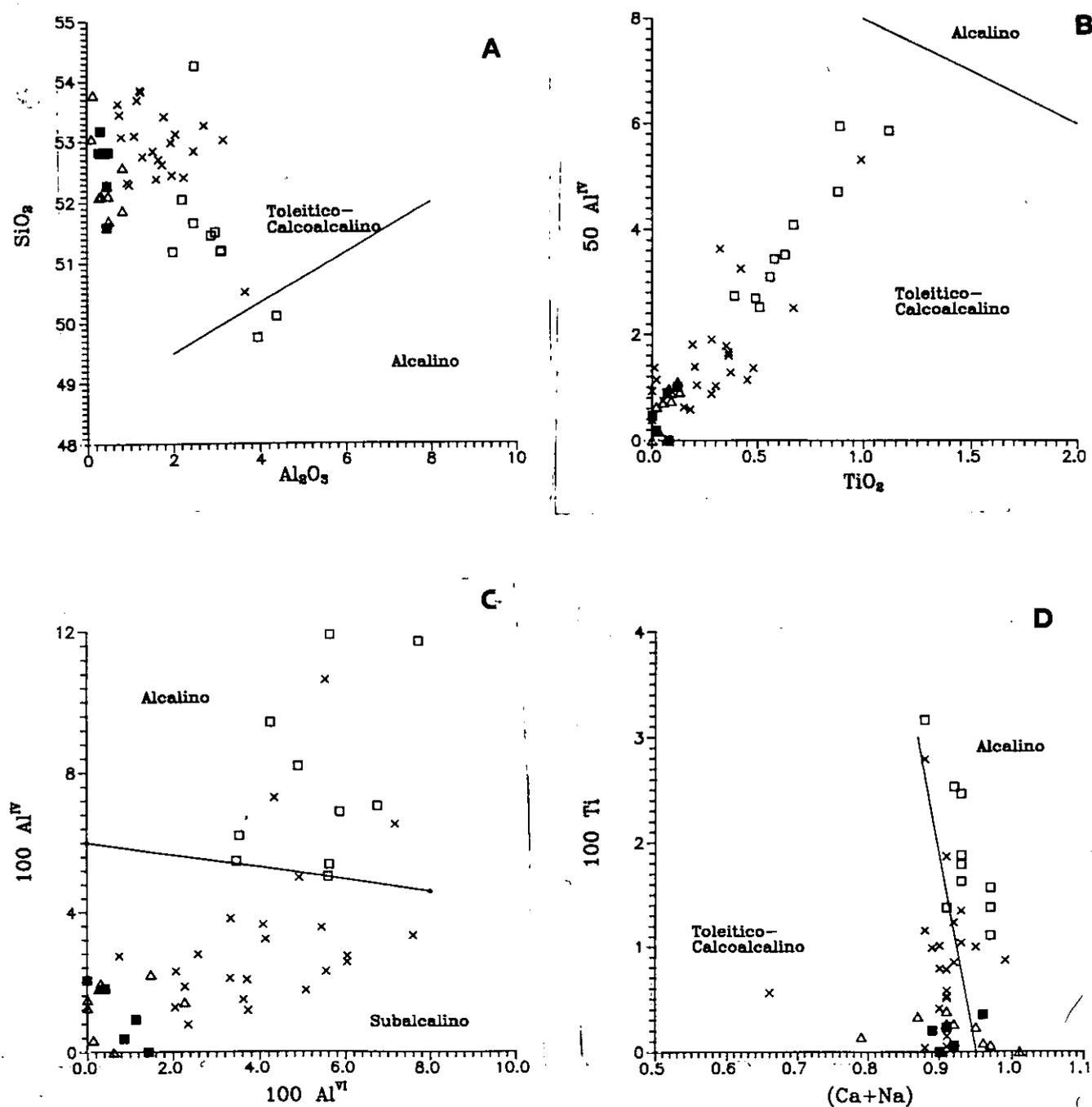


Figura 28.-A y B) Diagramas de Le Bas (1962) para los clinopiroxenos de los tres grupos básicos estudiados; C) Diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-Al}^{\text{VI}}$  de los clinopiroxenos; curva de separación de los dominios alcalino y subalcalino según Johan (1979); D) Diagrama de discriminación de series magmáticas a partir de la composición del clinopiroxeno según Leterrier et al. (1982) (ver comentarios en el texto). En todos los diagramas Aspas: La Bastida; Triángulos: Toledo; Cuadrados: Villanueva (los vacíos corresponden a los clinopiroxenos rosados).

cuanto a contenidos en Ca, proyectándose los análisis desde augitas, diopsidos e incluso un dato por encima de la línea 50% Wo (análisis 9109-36, tabla III, apéndice III). Existe a su vez una fuerte variación en la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  desde 0.42 hasta 0.31 y aparece una correlación negativa de este parámetro con respecto al Ca (fig. 29) lo que a priori parece apuntar a la existencia de una efectiva sustitución de  $Fe^{+2}$  por Ca en posición M2, ya que el contenido en Mg es prácticamente constante. Esta pauta de variación en el diagrama Wo-En-Fs contrasta con las pautas de evolución por cristalización de otros clinopiroxenos de series ígneas, así como con la de los clinopiroxenos de los gabros tipo La Bastida, y podría quizá explicarse por fenómenos de exsolución incipiente de pigeonita en las augitas o diopsidos iniciales. No obstante, no se tienen evidencias petrográficas que confirmen esta posibilidad, por lo que ésta queda abierta a discusión. Fenómenos similares, pero algo más evidentes, cita Cuesta (1990) en piroxenos de enclaves tonalíticos en los granitos de Caldas de Reyes, y es también este argumento de exsolución de componentes pigeoníticos el que se utiliza para explicar este tipo de variaciones composicionales en clinopiróxenos granulíticos (Raith et al., 1990).

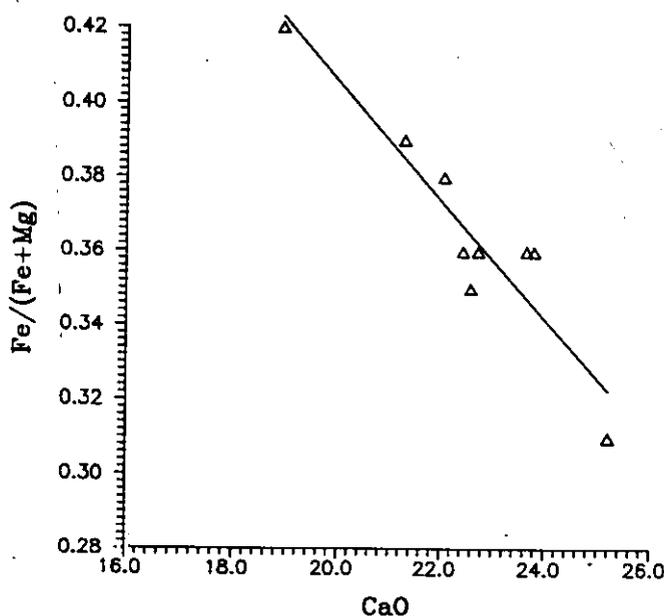


Figura 29.-Proyección de los clinopiroxenos de los gabros de tipo Toledo en un diagrama  $Fe/(Fe+Mg)$ -CaO. Ver texto para la explicación.

En cuanto a contenidos en Al, Ti, Ca, Na y K destaca sus bajos valores en todos ellos, menores incluso que los de los gabros tipo La Bastida. Esto hace que en los diagramas  $SiO_2$ - $Al_2O_3$  y  $Al^{IV}$ - $TiO_2$  de Le Bas (1962) y en las proyecciones  $100Ti$ -( $Ca+Na$ ) y  $Al^{IV}$ - $Al^{VI}$  de Leterrier et al. (1982) y Johan (1979) respectivamente (fig. 28), queden siempre proyectadas claramente dentro del campo de clinopiroxenos no alcalinos. Este carácter no alcalino contrasta, como ya veremos más adelante, con la tendencia geoquímica shoshonítica de esta serie gabra, así como con el quimismo de tendencia alcalina de las biotitas de estas rocas.

Finalmente, en los gabros de tipo Villanueva, se han analizado dos grupos de clinopiroxenos. En primer lugar unos de tonalidades rosadas y aspecto textural ígneo, y en segundo lugar otros que aparecen como agregados granoblásticos variablemente anfibolitizados (ver apartado 3.2.2.1.3) (tabla III, apéndice III).

En el diagrama Wo-En-Fs (fig. 24) se proyectan casi todos ellos en zonas muy próximas, en los campos de diopsidos y augitas ricas en Ca. Sin embargo, en cuanto a contenidos en otros cationes como Ti, Al, Na y K se observan grandes diferencias. En los diagramas de Le Bas (op. cit.), Leterrier (op. cit.) y Johan (op. cit.) (fig. 28) puede observarse que el grupo de clinopiroxenos rosados tiende a proyectarse, y de hecho algunos de ellos lo hacen, en campos alcalinos dadas sus relativamente altos contenidos en Ti, Al, Na y Ca, mientras que el otro grupo se proyecta claramente en la parte más interna del campo calcoalcalino, en la misma zona que lo hacían los clinopiroxenos de los gabros de tipo Toledo. Como ya veremos más adelante en el capítulo de geoquímica y en los sucesivos apartados de química mineral, no se ha encontrado ningún otro rasgo de alcalinidad en estas rocas, por lo que nos inclinamos a pensar que estas composiciones de tendencia alcalina de algunos de estos piroxenos deben estar relacionadas con transformaciones ligadas a la endoskarnificación sufrida en parte de estas rocas. Por otra parte, la textura granoblástica del segundo tipo de piroxenos indica claramente su origen metamórfico, por lo que podemos concluir que ninguno de estos clinopiroxenos nos puede proporcionar información sobre características ígneas de la roca.

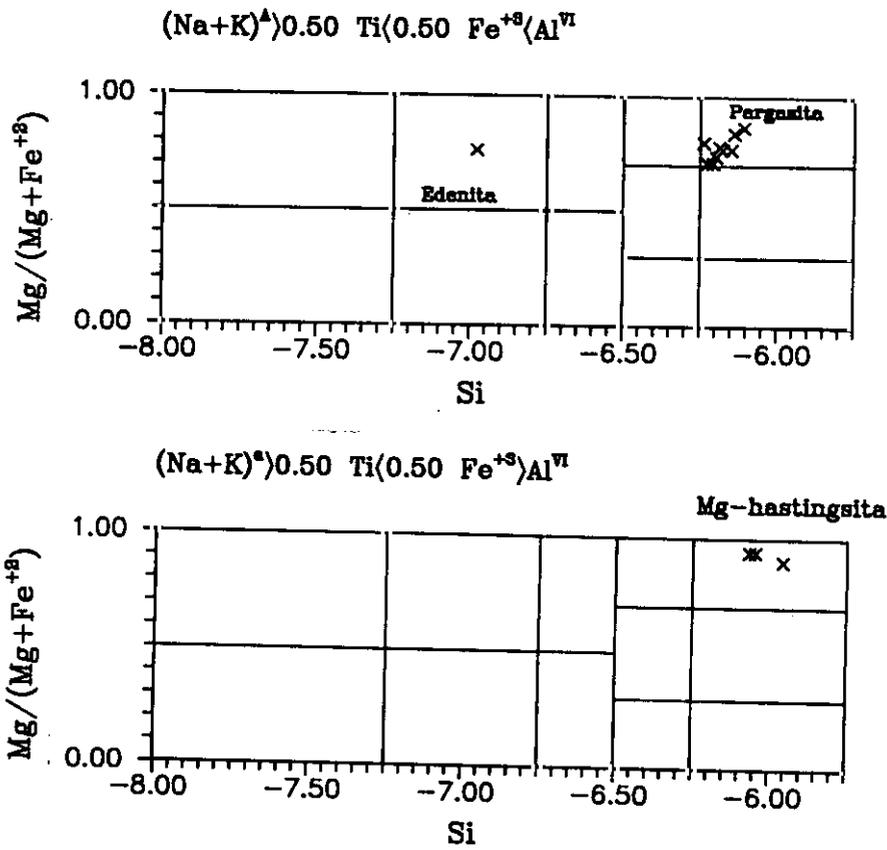
#### 3.3.1.4.-Anfibol

Los análisis y fórmulas estructurales de los anfíboles de las rocas básicas se encuentran recogidos en la tabla IV, apéndice III. Los métodos de normalización utilizados se comentan en el apéndice I.

En los gabros de tipo La Bastida el anfíbol aparece siempre en diversas texturas de tipo metamórfico, como ya se explicó en el apartado de petrografía. Siguiendo la nomenclatura de Leake (1978) se clasifican dentro del grupo de anfíboles cálcicos como magnesio-hastingsitas y pargasitas (fig. 30). En estos anfíboles destacan sus generalmente elevados contenidos en Ti, que pueden variar desde 1.7 a 4.5%  $\text{TiO}_2$ , por lo que los que presentan mayores contenidos son muy próximos a los términos kaersutíticos.

El estudio de las variaciones composicionales de estos minerales suele realizarse bajo la forma de sustituciones entre composiciones teóricas extremas. Czamanske y Wones (1973) expresan las seis

LA BASTIDA



TOLEDO

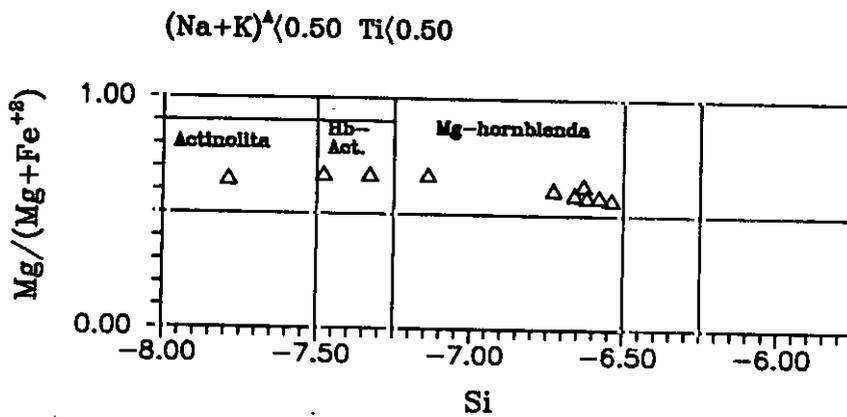
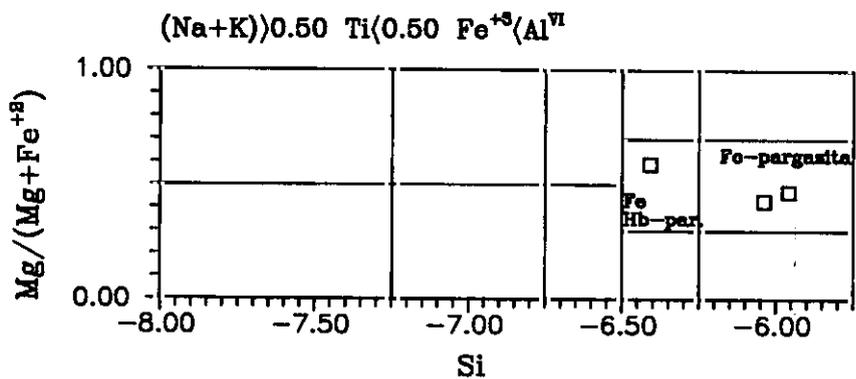
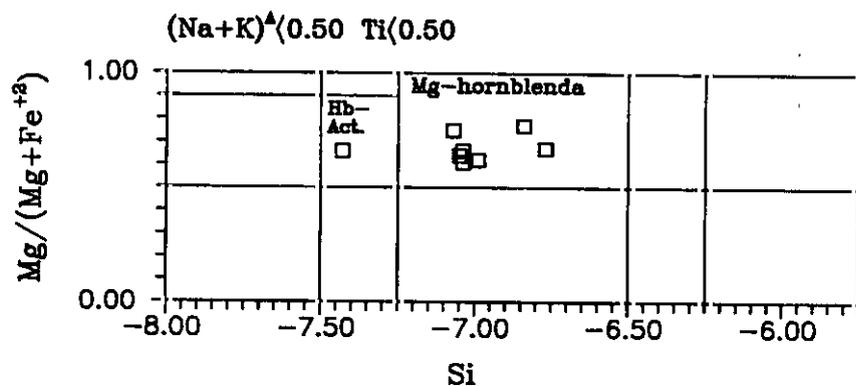


Figura 30.-Proyección de los anfíboles de las rocas básicas estudiadas en el diagrama de clasificación de la IMA (Leake, 1978).

VILLANUEVA



ARGES

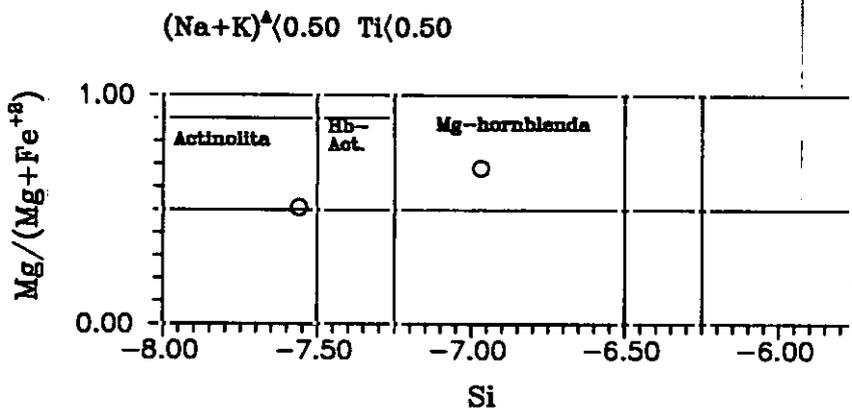


Figura 30 (Continuación)

sustituciones fundamentales de la siguiente manera:

<b>TIPO 1 (edenita)</b>	$(\text{Na} + \text{K})^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{T}} = \square^{\text{A}} + \text{Si}^{\text{T}}$
<b>TIPO 2 (tschermak)</b>	$\text{Al}^{\text{M1-M3}} + \text{Al}^{\text{T}} = \text{Mg}^{\text{M1-M3}} + \text{Si}^{\text{T}}$ $\text{Fe}^{+3(\text{M1-M3})} + \text{Al}^{\text{T}} = \text{Mg}^{\text{M1-M3}} + \text{Si}^{\text{T}}$
<b>TIPO 3 (a.-glaucofana)</b>	$\text{Na}^{\text{M4}} + \text{Al}^{\text{M1-M3}} = \text{Ca}^{\text{M4}} + \text{Mg}^{\text{M1-M3}}$
<b>(b.-riebeckita)</b>	$\text{Na}^{\text{M4}} + \text{Fe}^{+3(\text{M1-M3})} = \text{Ca}^{\text{M4}} + \text{Mg}^{\text{M1-M3}}$
<b>TIPO 4 (richterita)</b>	$\text{Na}^{\text{A}} + \text{Na}^{\text{M4}} = \square^{\text{A}} + \text{Ca}^{\text{M4}}$
<b>TIPO 5 (Ti-tschermak)</b>	$\text{Ti}^{\text{M1-M3}} + 2\text{Al}^{\text{T}} = \text{Mg}^{\text{M1-M3}} + 2\text{Si}^{\text{T}}$
<b>TIPO 6 a.-</b>	$2\text{Na}^{\text{M4}} + \text{Ti}^{\text{M1-M4}} = 2\text{Ca}^{\text{M4}} + \text{Mg}^{\text{M1-M3}}$
<b>b.-</b>	$\text{Na}^{\text{M4}} + \text{Ti}^{\text{M1-M3}} = \text{Ca}^{\text{M4}} + \text{Al}^{\text{M1-M3}}$

Para averiguar cuáles son los tipos de sustituciones más importantes, o lo que es lo mismo, cómo pueden estar determinados cationes en la estructura del mineral se realizan estudios gráficos de la correlación existente entre los distintos cationes. De esta forma, en los diagramas realizados a este efecto se pueden comprobar varios aspectos que se discuten a continuación:

En primer lugar, una sustitución de tipo 1 (edenita) no parece haber jugado un papel importante ya que el contenido en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  con respecto a  $(\text{Na} + \text{K})^{\text{A}}$  es mayor que 2:1 (fig. 31, A).

En un diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}$  frente a  $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+3} + 2\text{Ti}^{+4})$  existe una correlación positiva entre ambos parámetros (fig. 31, B), lo cual parece indicar una cierta componente de sustituciones de tipo tschermak o tipo 5. Al realizar proyecciones  $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}}$ ,  $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Fe}^{+3}$  y  $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Ti}^{+4}$  (fig. 31, C y D, y fig. 32, A) se comprueba como las dos primeras sustituciones (tipo tschermak) sí pueden haber tenido importancia, pero no así la de tipo 5, puesto que se observa una ligera correlación negativa entre el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  y  $\text{Ti}^{+4}$ .

Sustituciones de tipo 3a y 3b pueden quizá también haber tenido cierta importancia pues existe cierta correlación entre  $\text{Na}^{\text{M4}}$  y  $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+3})$  (fig. 32, B).

Por último, existe una clara correlación negativa entre  $\text{Na}^{\text{M4}}$  y  $\text{Ti}^{+4}$  lo que indica que no existen sustituciones de tipo 6a y 6b (fig. 32, C).

En resumen, la entrada de  $\text{Fe}^{+3}$  y  $\text{Al}^{\text{VI}}$  parece controlada principalmente por sustituciones de tipo tschermak, mientras que la entrada de Na parece controlada por sustituciones de tipo glaucofana y riebeckita. Un hecho que llama la atención es que la entrada de  $\text{Ti}^{+4}$ , que en estos anfíboles presenta

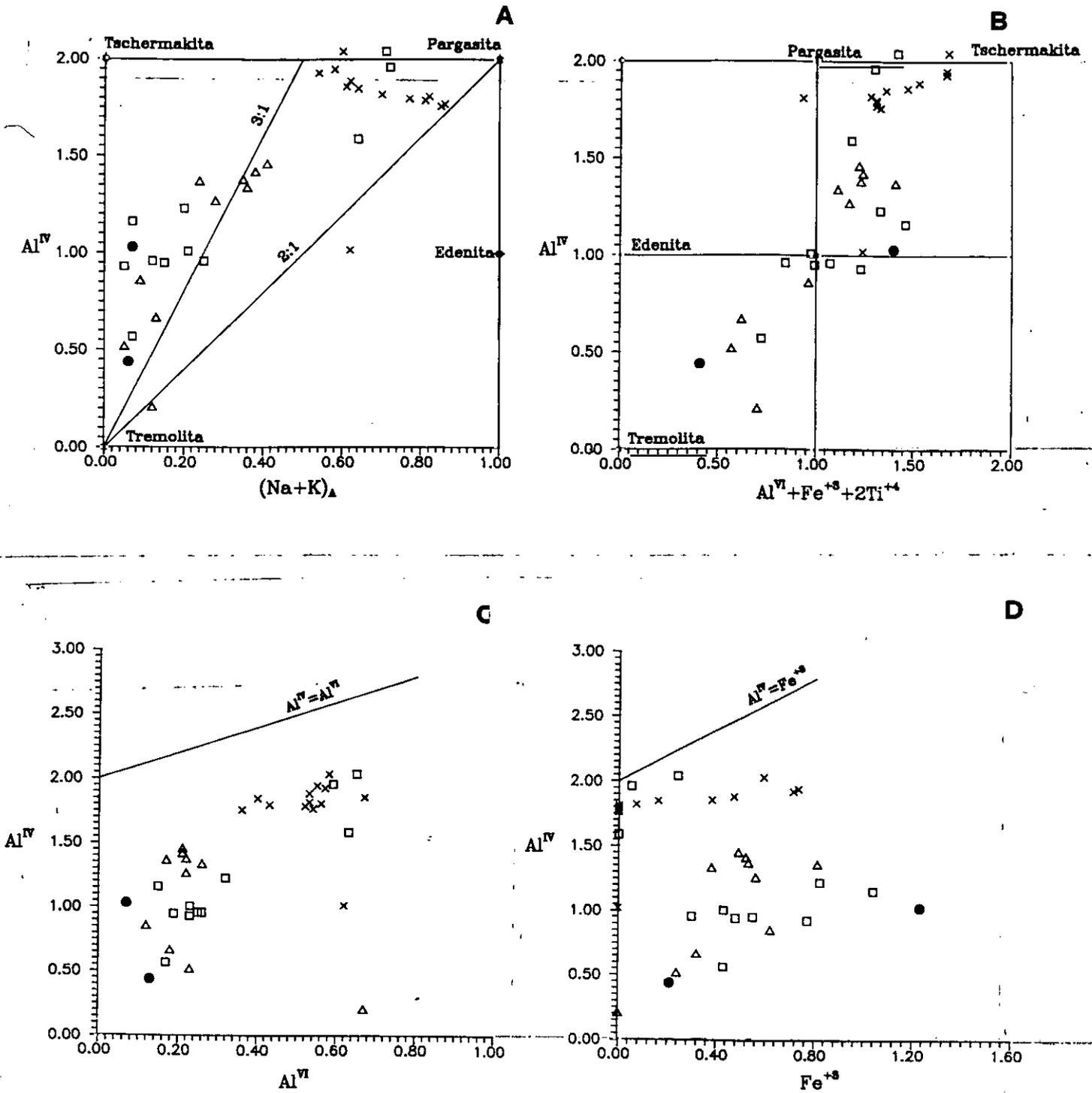


Figura 31.-Diversos diagramas realizados para estudiar las posibles sustituciones en los anfíboles de las rocas básicas estudiadas. A) Diagrama Al<sup>IV</sup>-posición A; B) Diagrama Al<sup>IV</sup>-(Al<sup>VI</sup> + Fe<sup>+3</sup> + 2Ti<sup>+4</sup>); C) Diagrama Al<sup>IV</sup>-Al<sup>VI</sup>; D) Diagrama Al<sup>IV</sup>-Fe<sup>+3</sup>; ver texto para explicación. Mismos símbolos que en figura 30.

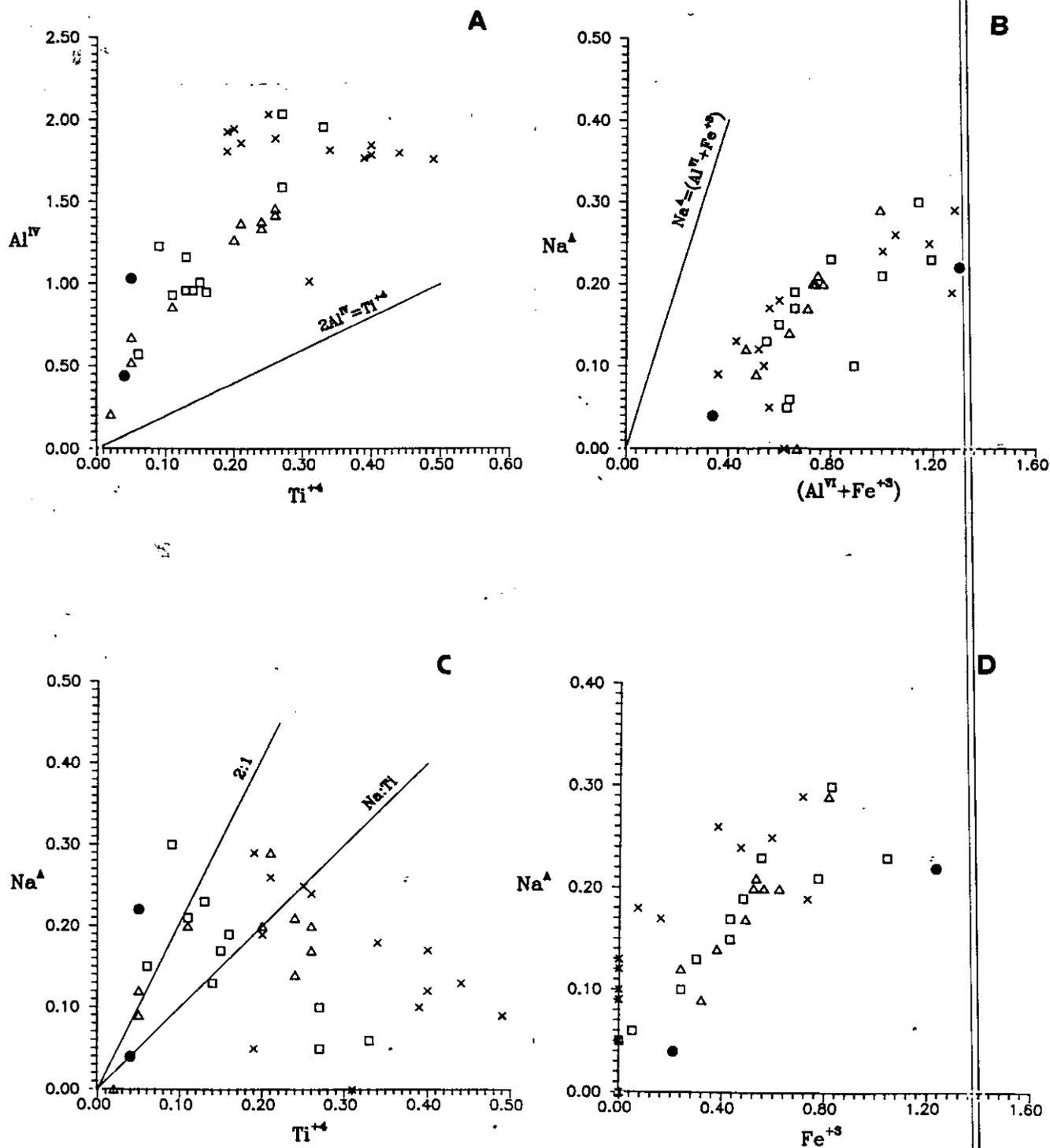


Figura 32.-Diversos diagramas realizados para estudiar las posibles sustituciones en anfíboles. A) Diagrama  $Al^{IV}$ - $Ti^{+4}$ . B) Diagrama  $Na^A$ -( $Al^{VI} + Fe^{+3}$ ); C) Diagrama  $Na^A$ - $Ti^{+4}$ ; D) Diagrama  $Na^A$ - $Fe^{+3}$ ; ver texto para explicación. Mismos símbolos que en figura 30.

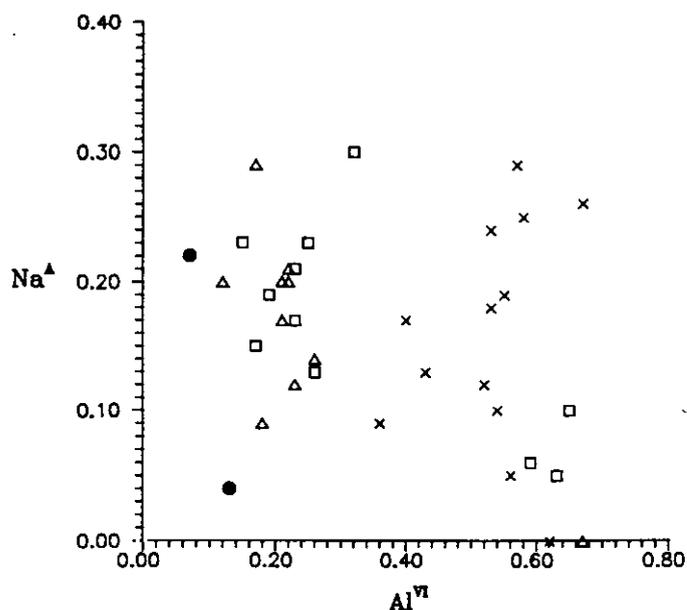


Figura 32 (cont.).-E) Diagrama  $\text{Na}^{\text{A}}-\text{Al}^{\text{VI}}$  para los anfíboles. Mismos símbolos que en figura 30.

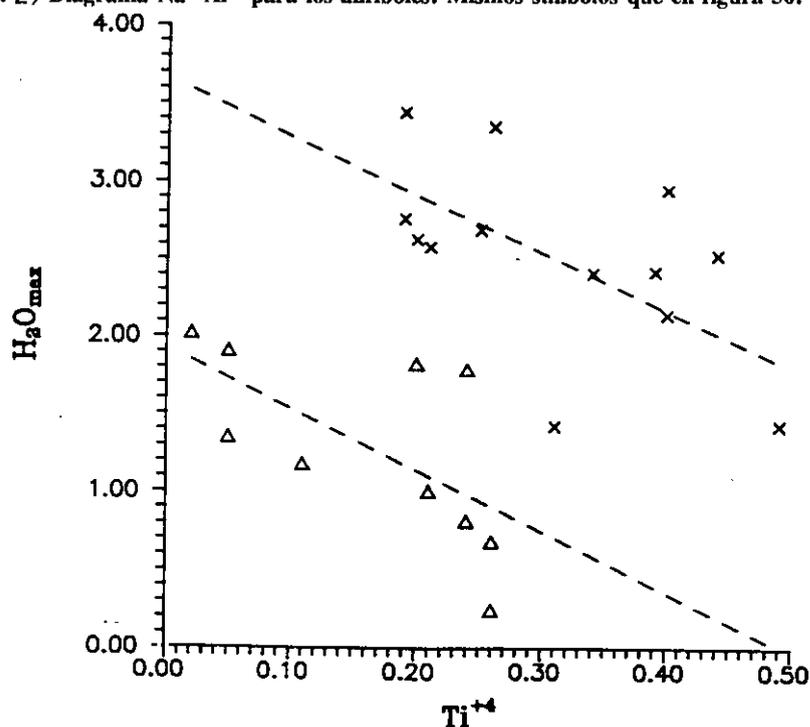


Figura 33.-Diagrama  $\text{H}_2\text{O}_{\text{max}}-\text{Ti}^{+4}$  para los anfíboles de tipo La Bastida y Toledo. Mismos símbolos que en la figura 30.

contenidos elevados, no está controlada por ninguno de los seis tipos de sustituciones que describen Czamanske y Wones (1973), esto es, ni por mecanismos Ti-tschermak, ni por tipos 6a o 6b (véanse las correlaciones negativas en los diagramas  $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Ti}$  y  $\text{Na}-\text{Ti}$ , fig. 32, A y C). Una posible explicación que podría darse es suponer que en los anfíboles puedan ocurrir también sustituciones de tipo  $(\text{R}^{+2})$

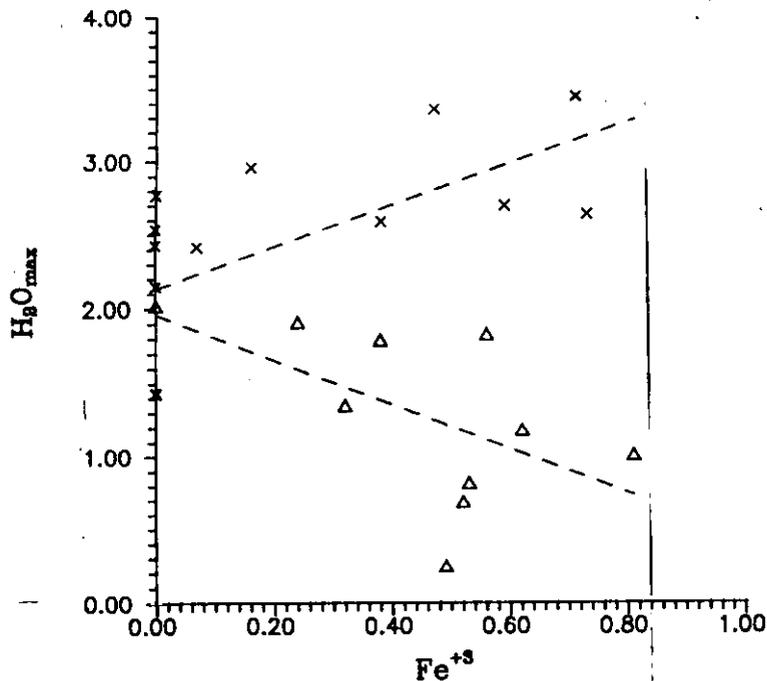


Figura 34.-Diagrama H<sub>2</sub>O<sub>max</sub>-Fe<sup>+3</sup> para los anfíboles de tipo La Bastida y Toledo. Ver texto para una mayor explicación. Mismos símbolos que en la figura 30.

+ 2(OH)<sup>-</sup> = (Ti<sup>+4</sup>)<sup>VI</sup> + 2(O<sup>-2</sup>) + H<sub>2</sub>, que implican deshidrogenación del mineral, al igual que ocurre con las biotitas, dando lugar a un término final anhidro (Ti-oxianfíbol). Si esto fuera así, cabría esperar una correlación negativa entre Ti y (OH)<sup>-</sup>, lo cual es imposible de comprobar con los datos obtenidos mediante microsonda electrónica. No obstante se puede hacer una aproximación y considerar la diferencia al 100% del análisis como una estimación aproximada del contenido máximo en H<sub>2</sub>O del anfíbol. Se ha realizado pues un diagrama Ti frente a resto a 100 (H<sub>2</sub>O<sub>max</sub>) (fig. 33) en el que se observa una buena correlación negativa entre H<sub>2</sub>O<sub>max</sub> y Ti<sup>+4</sup>, lo cual parece apuntar efectivamente hacia la existencia de un mecanismo de sustitución de tipo Ti-oxianfíbol, que implica una deshidrogenación del mineral. Por otra parte, tal como indica Hawthorne (1981), la deshidrogenación de anfíboles lleva consigo una oxidación del mismo, por lo tanto un aumento en el contenido en Fe<sup>+3</sup> por medio de una reacción del tipo Fe<sup>+2</sup> + (OH)<sup>-</sup> → Fe<sup>+3</sup> + O<sup>-2</sup> + ½H<sub>2</sub>. Se ha realizado un test de deshidrogenación-oxidación en un diagrama H<sub>2</sub>O<sub>max</sub> frente a Fe<sup>+3</sup> obteniéndose una buena correlación negativa entre ambos valores (fig. 33), lo que, sin perder de vista que el H<sub>2</sub>O<sub>max</sub> y el Fe<sup>+3</sup> son estimaciones, parece apoyar otra vez la posibilidad de que estemos ante anfíboles de alta temperatura que han perdido parte de sus volátiles durante el transcurso de su recristalización metamórfica. Este hecho estaría además en consonancia con lo que ocurre con otros minerales hidratados (micas) de las rocas metamórficas del sector (ver apartado 2.4.2) y con lo que parece ocurrir también con las flogopitas de estos mismos gabros, así como los altos valores de temperatura que se estiman para el metamorfismo granulítico del sector.

Un segundo grupo de rocas básicas que presenta contenidos importantes de anfíbol son los gabros de tipo Toledo, en los cuales, como ya se ha citado, se distinguen por una parte unos anfíboles verdes de tipo hornblenda, y otros pálidos que sustituyen a los anteriores. En la tabla IV, apéndice III, se encuentran recogidos los análisis y fórmulas estructurales de estos anfíboles, para los que se han seguido idénticos criterios de cálculo que para los de los gabros de tipo La Bastida.

Siguiendo la nomenclatura de Leake (1978) se clasifican desde magnesio-hornblendas con bajos contenidos en Si, evolucionando hacia tipos más ricos en Si, es decir magnesio-hornblenda actinolítica, hasta actinolitas propiamente dichas (fig. 30). Estos dos últimos tipos corresponden a los anfíboles incoloros que sustituyen a las magnesio-hornblendas. Existe una evolución más o menos continua desde las magnesio-hornblendas pobres en Si hasta los tipos actinolíticos. Los contenidos en Ti son más bajos que en los anfíboles de los gabros de La Bastida, variando desde valores muy bajos en las actinolitas y hornblendas actinolíticas (0.13-0.50% TiO<sub>2</sub>), hasta contenidos más elevados (1.0-2.3% TiO<sub>2</sub>) en las magnesio-hornblendas, lo cual sugiere que la transformación de éstas hacia términos actinolíticos tiene lugar a temperatura decreciente, es decir, se trata de una transformación retrógrada.

Aunque los datos disponibles son escasos, las variaciones dentro de un mismo cristal parecen apuntar hacia aumentos de Si y Mg y disminuciones de Al, Fe, Ti y álcalis hacia el borde del mismo.

En cuanto al tipo de sustituciones que operan en estos anfíboles, en el diagrama de la figura 31, A, se observa un incremento de Al<sup>IV</sup> con el (Na+K)<sup>A</sup>, en una proporción 3:1, lo cual implica que, si bien la sustitución de tipo edenita existe, debe haber otro tipo de sustituciones presentes. De este modo, de las sustituciones de tipo tschermak, la que parece más importante es la Ti-tschermak (fig. 32, B). Por último, de las sustituciones que involucran al Na, en los diagramas Ti-Na, Fe<sup>+3</sup>-Na y Al<sup>VI</sup>-Na (fig. 32, C, D y E) se comprueba que tan sólo la sustitución de tipo riebeckita parece ser importante.

En resumen, las sustituciones más importantes en los anfíboles de los gabros de tipo Toledo parecen ser la entrada de Ti mediante un mecanismo Ti-tschermak, junto con sustituciones de tipo edenita y riebeckita.

Por último, en los gabros de tipo Villanueva aparece una variedad de tipos de anfíbol que tiene una clara correspondencia con los tres tipos texturales descritos en el apartado 3.2.1.1.3. Los anfíboles de tipo 1, cristales verdes de tendencia intersticial, se clasifican como magnesio-hornblendas. Los anfíboles de tipo 2, que sustituyen a los anteriores, pertenecen al grupo de anfíboles

ferromagnesianos, con extinción oblicua, y se clasifican como cummingtonitas (fig. 30, C). El paso de un tipo de anfíboles al otro se produce mediante sustituciones de tipo Ti-tschermak y de tipo 6a, y es esta última la responsable de la pérdida del Ca. Los menores contenidos en  $Al^{IV}$  y Ti de los anfíboles cummingtoníticos, así como su forma textural de aparición indican un origen por transformación retrógrada a menor temperatura de los anfíboles de tipo 1.

Los anfíboles de tipo 3, de textura granoblástica, que indica a priori un origen metamórfico a temperatura relativamente elevada, presentan composiciones de ferropargasitas y ferrohornblendas pargasíticas (fig. 30, C), con contenidos elevados en Ti (2.2-2.8%  $TiO_2$ ), compatibles con altos contenidos en  $Al^{IV}$  y por lo tanto con un origen, como ya se citaba, a alta temperatura. Con respecto a los otros dos tipos de anfíboles descritos son más ricos en álcalis y Al. Dado el escaso número de análisis disponibles sobre estos anfíboles de tipo 3 no se puede establecer una evolución clara de los mismos.

### 3.3.1.5.-Micas

La presencia de una mica coloreada es constante en todos los grupos básicos estudiados. Si bien su origen puede ser diverso, todas ellas están en mayor o menor medida recristalizadas o reequilibradas por el metamorfismo M2. Sus análisis y fórmulas estructurales se encuentran recogidos en la tabla V, apéndice III. Los métodos de normalización y cálculo de  $Fe^{+3}$  se encuentran en el apéndice I.

En los gabros de tipo La Bastida, y al igual que ocurría con el anfíbol, la mica forma parte siempre de texturas de origen claramente metamórfico, principalmente en texturas coroníticas en torno a ilmenita. En el diagrama de clasificación de Deer et al., (1970) varían desde flogopitas en los tipos olivínicos hasta biotitas en los tipos no olivínicos, reflejando una vez más la diferente composición química de las rocas en las que se forma (fig. 35). Se observa también en este diagrama una tendencia a presentar menores contenidos en  $Al^{IV}$  hacia las composiciones de biotitas s.s.

Una de las características más destacables de estas micas son sus elevados contenidos en Ti (3.5-7.6%  $TiO_2$ ) de forma coherente con los altos valores que se observaban también en los anfíboles. No hay diferencias significativas en cuanto al contenido en Ti entre las biotitas s.s. y las flogopitas de estos gabros, aunque sí conviene mencionar que los contenidos menores en este elemento lo presentan algunas flogopitas (ver tabla V, apéndice III). La entrada de Ti en la estructura de la biotita

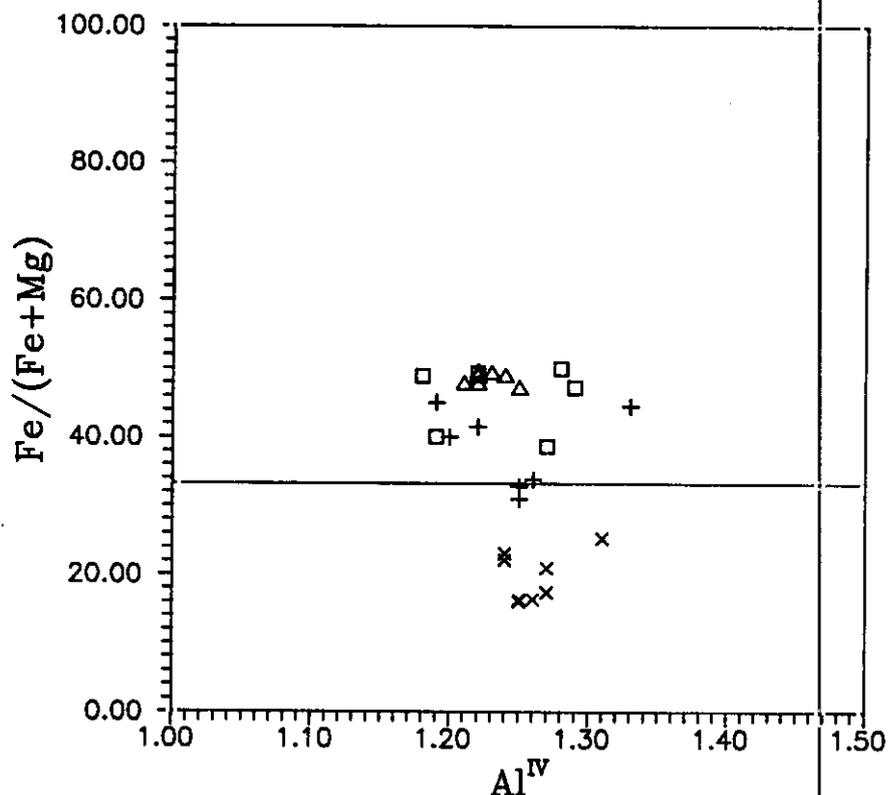


Figura 35.-Diagrama de clasificación de micas según Deer et al. (1970). Aspas: La Bastida; Triángulos: Toledo; Cuadrados: Villanueva.

puede producirse por tres mecanismos fundamentales: sustituciones Ti-tschermak, Ti-vacancia o Ti-oxibiotita. En el diagrama S-Fm-A de la figura 36 se pone de manifiesto desde un principio la poca importancia de las sustituciones de tipo Ti-tschermak, al proyectarse todas las micas hacia el polo de la Ti-oxibiotita. Por lo tanto las otras dos sustituciones han debido operar en gran medida. Siguiendo el mismo razonamiento del apartado 2.4.2. en la figura 37 se observa una muy buena correlación positiva entre la suma total del análisis y el  $\text{TiO}_2$ , o negativa entre el  $\text{H}_2\text{O}$  calculada por el método de Bruijn et al. (1983) y el  $\text{TiO}_2$ , lo cual parece apuntar más bien hacia un mecanismo de tipo Ti-oxibiotita, que implica una deshidrogenación de la mica en este ambiente metamórfico granulítico, que está en perfecta consonancia con lo que se había establecido previamente para los anfíboles de estas rocas, así como para las biotitas de las granulitas migmatíticas del área. Esta importancia del componente Ti-oxibiotita puede explicar la presencia de esta fase hidratada en un ambiente granulítico anhidro, y pone de manifiesto la observación ya establecida del papel del Ti para ampliar el campo de estabilidad de la biotita (Dymek, 1983).

La entrada del Al en la biotita está controlada principalmente por sustituciones de tipo Al-

Ti-, o Fe-tschermak, de las cuales la que involucra la entrada de Ti (además del Al) está previamente descartada (fig. 36). En el diagrama  $Al^{VI}-Al^{IV}$  (fig. 38) puede observarse un exceso de  $Al^{IV}$  sobre  $Al^{VI}$  lo que indica que no existe una sustitución del tipo Al-tschermak, debiendo pues, por exclusión ser el mecanismo Fe-tschermak el que juegue el mayor papel. Efectivamente, existe correlación 1:1 entre el  $Al^{IV}$  y  $Fe^{+3}$ , que es lo que cabría esperar si existiera este tipo de sustitución. Este exceso de  $Al^{IV}$  sobre  $Al^{VI}$  es típico de biotitas de rocas en facies granulíticas (Dymek, op. cit.).

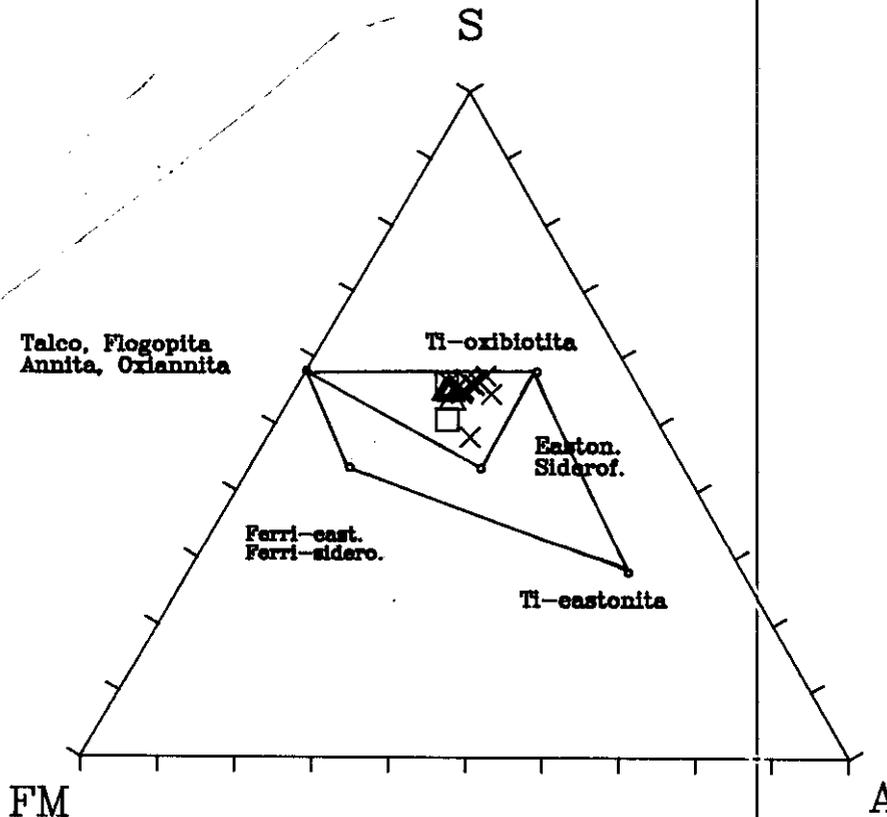


Figura 36.-Proyección de las micas de las rocas gabroideas en el diagrama S-Fm-A de Dymek (1983). Ver texto para una mayor explicación. Mismos símbolos que en la figura 35.

Por último, los contenidos en álcalis parecen estar relacionados con el contenido en Ti (fig. 39) poniéndose de manifiesto el hecho de que los altos contenidos en este último elemento impiden la entrada de Na sustituyendo al K. En esta figura 39 puede verse que no en todas las micas de los gabros de La Bastida existe una alta relación  $K/(K+Na)$ , como Dymek (op. cit.) propone para biotitas de facies granulítica, aunque hay que tener en cuenta que las micas más magnésicas suelen a su vez ser relativamente ricas en  $Na_2O$  (Moreno Ventas y Castro, 1991), disminuyendo la relación  $K/(K+Na)$  de las mismas.

En resumen, las flogopitas y biotitas de los gabros de tipo La Bastida son claramente de origen metamórfico y presentan características de micas formadas en condiciones granulíticas, lo que

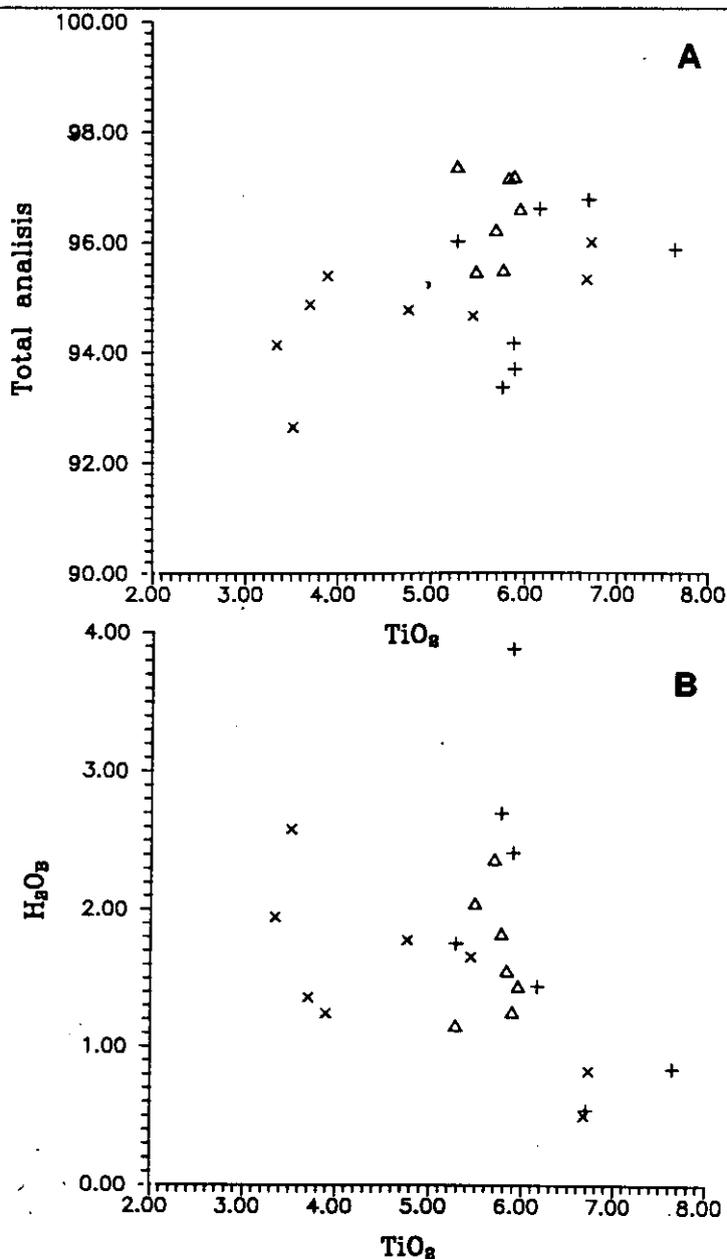


Figura 37.-A) Diagrama Suma Total- $TiO_2$  para las micas de los gabros de tipo La Bastida y Toledo. B) Diagrama  $H_2O_B$  frente al  $TiO_2$ . Mismos símbolos que en figura 35. Ver texto.

es perfectamente coherente con las condiciones termobáricas estimadas para este área del orógeno Hercínico.

Las biotitas de los gabros de tipo Toledo se clasifican en el diagrama de Deer et al. (1970) en el campo de biotitas s.s., con una relación  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  cercana a 0.50 y poco rango de variación (fig. 35).

Sus contenidos en Ti son elevados, entre 5 y 6%  $TiO_2$ , y su entrada en la estructura parece poder explicarse de forma similar a la utilizada para las biotitas de los gabros tipo La Bastida, es

decir, mediante un mecanismo fundamentalmente de tipo Ti-oxibiotita (fig. 37, B), si bien aquí los datos son un poco más escasos y existe un menor grado de variación, por lo que la incertidumbre es mayor.

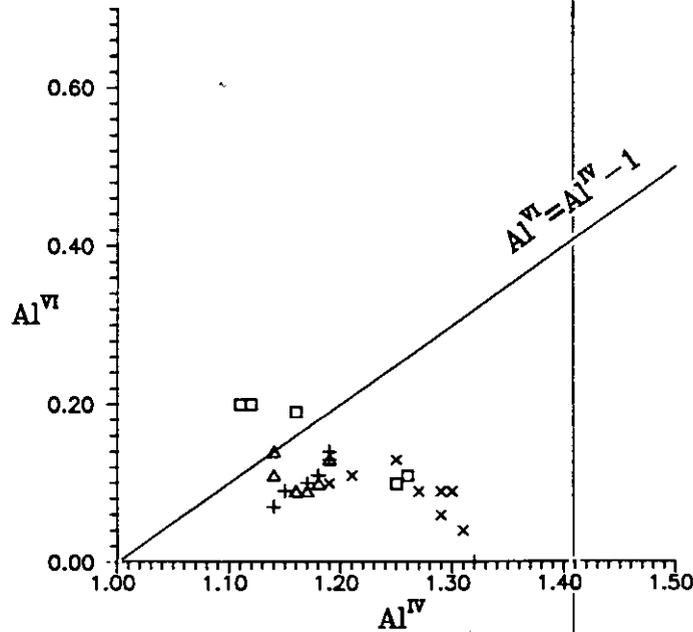


Figura 38.-Diagrama Al<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup> de las micas de las rocas básicas. Realizado con datos de normalización a 7eCNK. Mismos símbolo que en figura 35.

En cuanto a la entrada del Al, nos encontramos también ante un exceso de Al<sup>IV</sup> sobre Al<sup>VI</sup> (fig. 38) que descarta la existencia de mecanismos de sustitución de tipo Al-tschermak. Este exceso de Al<sup>IV</sup> tampoco puede explicarse mediante un mecanismo de tipo Ti-tschermak como se demuestra en la figura 36, por lo que es posible que se den sustituciones de tipo Fe-tschermak, como parece indicar la correlación que existe entre el Al<sup>IV</sup> y el Fe<sup>+3</sup>.

En resumen, los altos contenidos en Ti y Al<sup>IV</sup>, así como la alta relación K/(K+Na) son típicos una vez más de biotitas de facies granulíticas.

En el diagrama de Nachit et al. (1985) queda patente que se trata de biotitas con contenidos relativamente bajos en Al total, que hacen que la mayoría de los datos se proyecten en el campo de biotitas pertenecientes a rocas subalcalinas (fig. 40). Este carácter subalcalino ha de entenderse como transicional entre alcalino s.s. y calcoalcalino. En el diagrama de Rossi y Chevremont (1987) (fig. 41) se proyectan asimismo en el campo IIIb de biotitas de series monzoníticas de carácter magnesio-potásico, lo que concuerda con la química global de la roca, que como ya se ha anunciado es de afinidad shoshonítica. Esta coincidencia entre el carácter composicional de las biotitas y de la roca

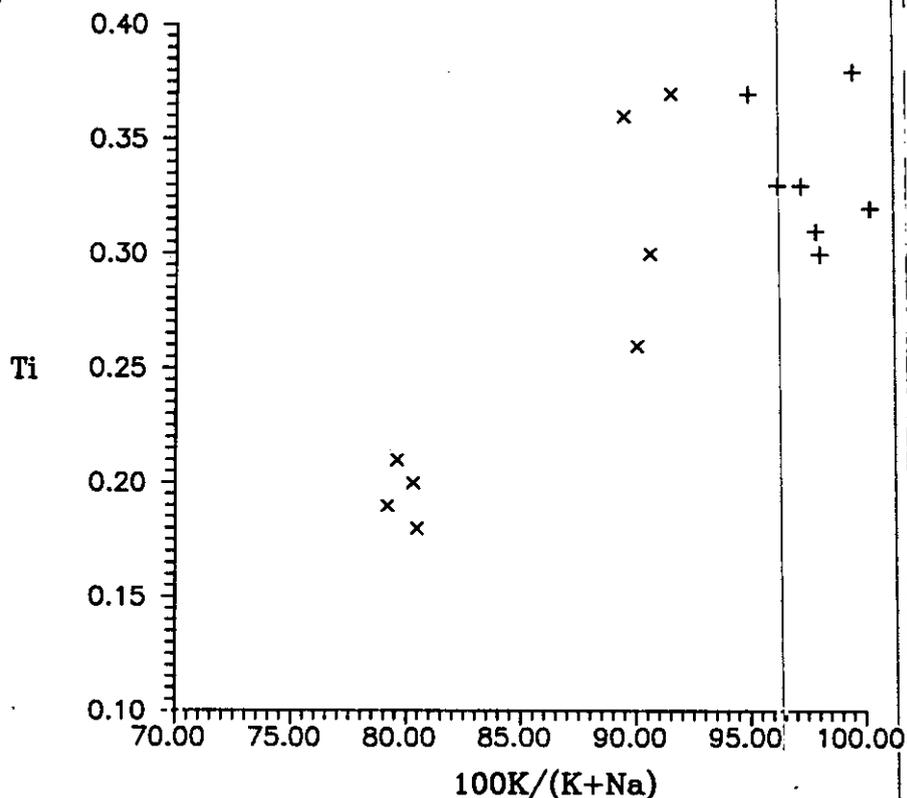


Figura 39.-Diagrama Ti-100K/(K+Na) de las micas de los gabros de La Bastida. Con aspas se han representado las de las variedades olínicas y con cruces las de los tipos sin este mineral.

total contrasta con lo que ocurría con los anfíboles, muy bajos en álcalis y sin ninguna afinidad de tipo alcalino.

Se diferencian de las biotitas de los gabros de tipo La Bastida en cuanto a los contenidos en Al total, claramente superiores en los gabros de tipo Toledo, así como por unas mayores relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  para rocas que tienen incluso menores contenidos en  $SiO_2$  en algunos casos.

En los gabros de tipo Villanueva las micas se proyectan en el campo de biotitas s.s en el diagrama de Deer et al. (op. cit.) (fig. 35) con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  próximas a 0.50. La escasez de datos nos impide hacer un estudio cristalquímico de este mineral en estas rocas. En los diagramas de Nachit et al. (op. cit.) y Rossi y Chevremont (op. cit.) (figs. 40 y 41) se proyectan en el campo de biotitas de rocas calcoalcalinas, si bien cabe aquí recordar que muy posiblemente estas biotitas (y las anteriormente estudiadas) tengan su composición variablemente afectada por la recristalización metamórfica sufrida, por lo que estos diagramas de clasificación de series ígneas en función de la composición de la biotita se utilizan tan sólo para tener la posibilidad de compararlas con otras composiciones de biotitas de otras rocas en otros sectores.

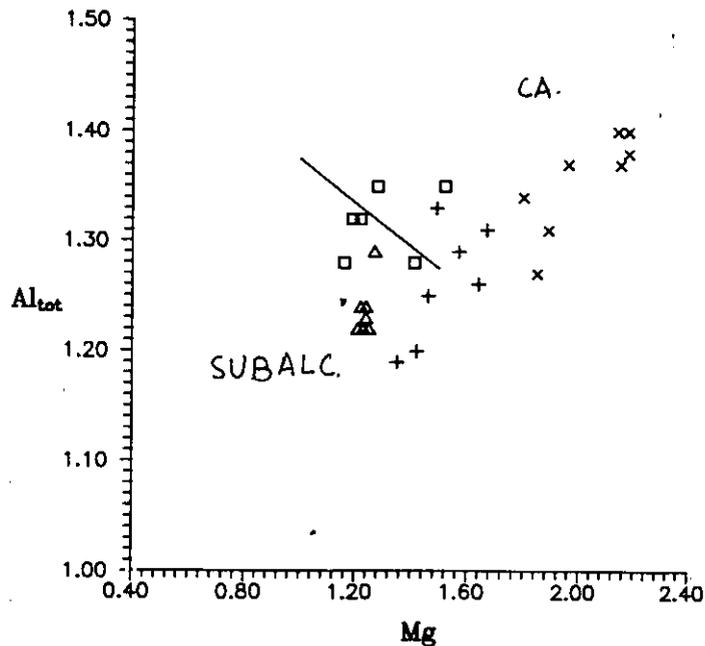


Figura 40.-Diagrama de Nachit et al. (1985) de las micas de las rocas básicas.

### 3.3.1.6.-Plagioclasa

Este mineral está presente en todos los tipos básicos estudiados, y al igual que otras fases minerales ha visto alterada su composición de modo variable como consecuencia de la recristalización de las mismas, hecho éste que es particularmente evidente en el caso de los gabros de La Bastida, en donde se manifiesta por una gran variabilidad composicional a todas las escalas, y que en otros tipos litológicos suele manifestarse mas bien por una ausencia de zonado, que puede interpretarse como un borrado del presumible zonado ígneo de estas plagioclasas.

En la tabla VI, apéndice III, se encuentran los análisis y fórmulas estructurales a 32 oxígenos de este mineral.

En cuanto a la composición de las plagioclasas de los gabros de Tipo La Bastida, uno de los hechos que más llama la atención es la gran variabilidad que presentan a todos los niveles:

- a escala de bandeo ígneo. Por lo general, las plagioclasas de los sectores olivínicos son más cálcicas y pobres en molécula de ortosa que las de los sectores no olivínicos (fig. 42, A). Este último hecho está relacionado con la reacción de formación de coronas de mica-anfíbol alrededor de minerales opacos en los sectores olivínicos y su ausencia en los piroxénicos, que consume el

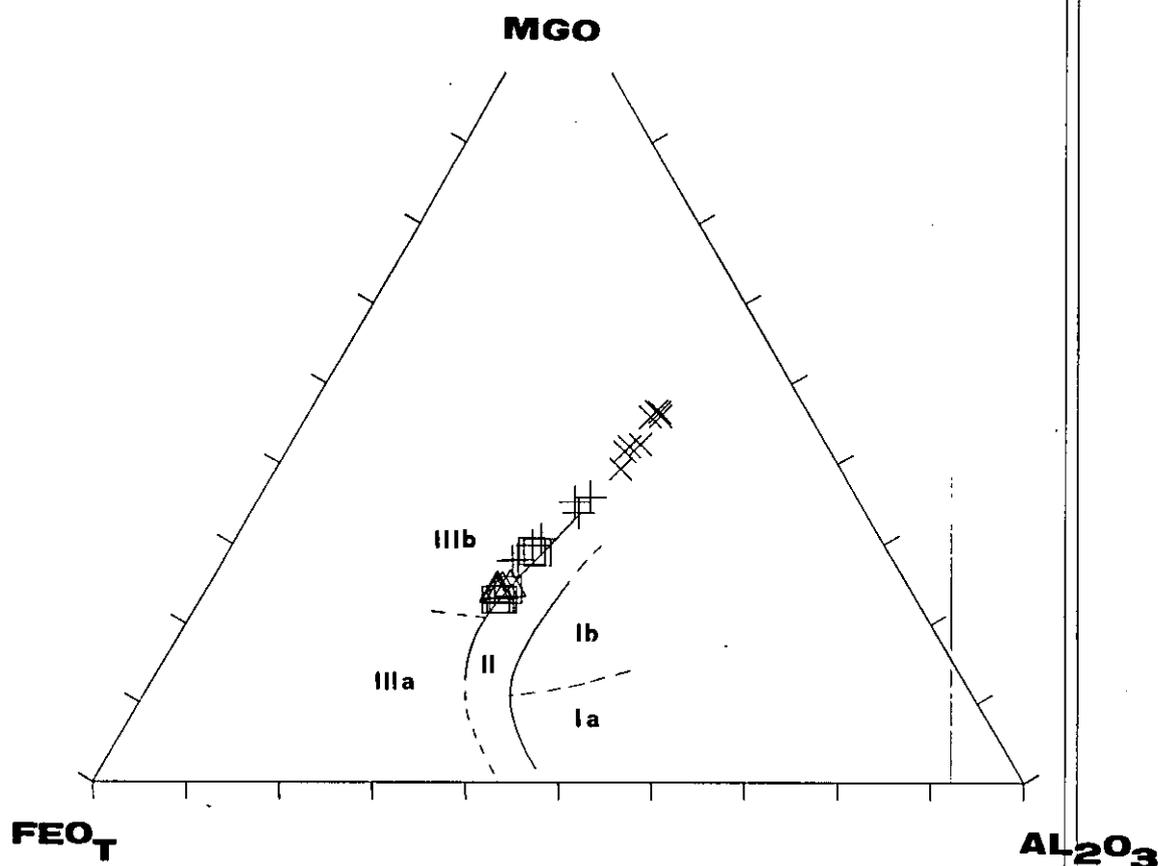


Figura 41.-Diagrama de Rossi y Chevremont (1987) de las micas de las rocas básicas. Mismos símbolos que en la figura 35.

componente ortosa de la plagioclasa para poder formar la flogopita coronística. Una descripción más detallada de este proceso se encuentra en el capítulo 3.5.1.3.

- a escala de muestra dentro de una misma litología. Para ilustrar este hecho, en la figura 43 se han puesto las composiciones de cinco medidas de plagioclasa realizadas en un sector muy reducido de una gabronorita, y en ella puede observarse que la plagioclasa intercrecida con el clinopiroxeno simplectítico es la más pobre en An. Este hecho parece derivado de un origen claramente metamórfico de esta plagioclasa quizá por alguna reacción del tipo  $Ol + Plg \rightarrow Clpx + Plg (\ll An)$  (Sen, com. per.). Los otros dos cristales medidos en ese reducido sector muestran también composiciones bastante diferentes.

- a escala cristalina. Se han realizado en algunas ocasiones diversas medidas de centro a borde de un mismo cristal en donde, y aunque en ocasiones no se observa gran variación, en otros casos sin embargo ésta es grande. En el cuadro XII se exponen algunos de estos resultados.

Toda esta variabilidad composicional de las plagioclasas es reflejo de la presencia de múltiples reacciones metamórficas que dan lugar a la neoformación o reequilibrio de las plagioclasas, con

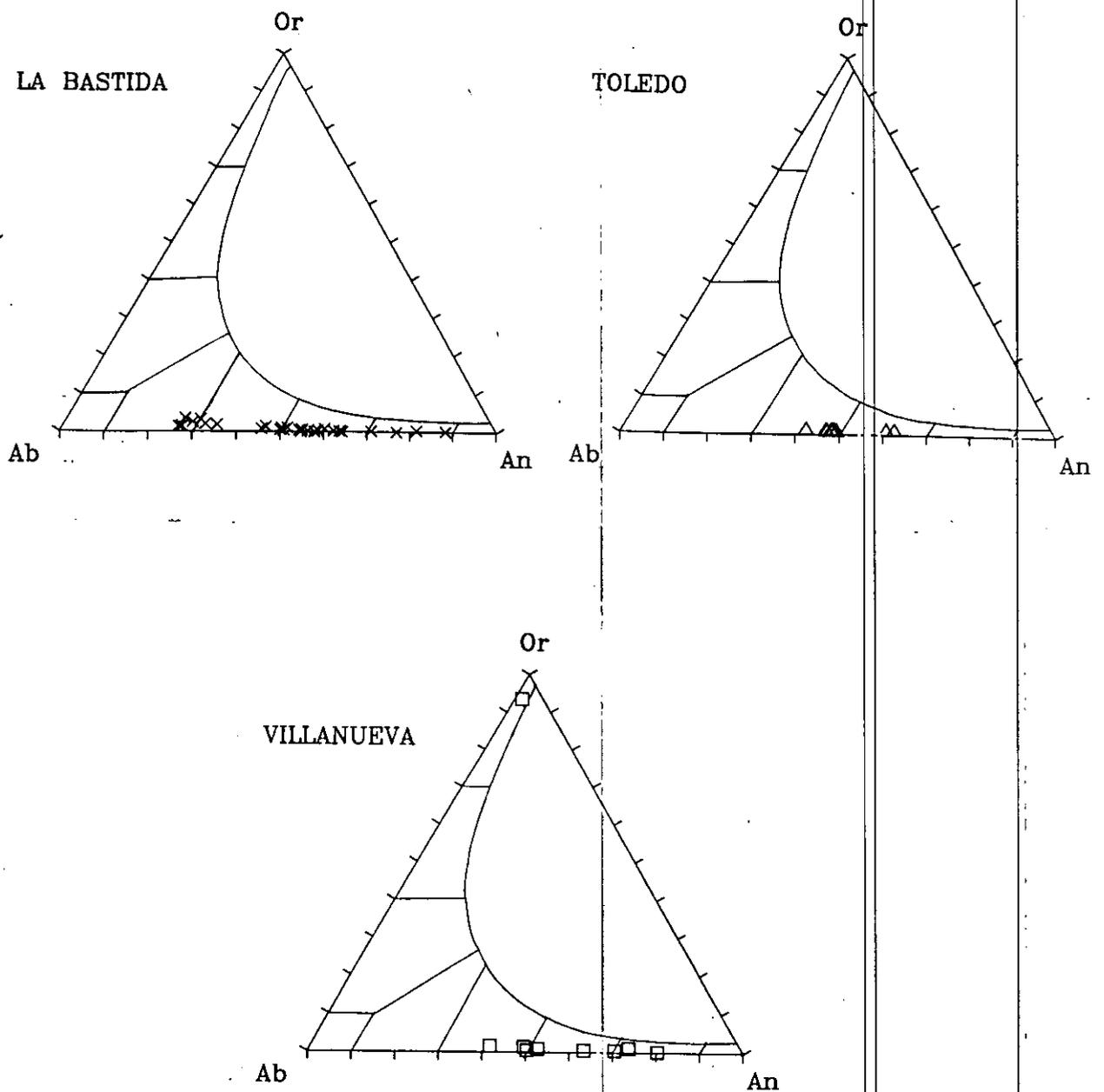


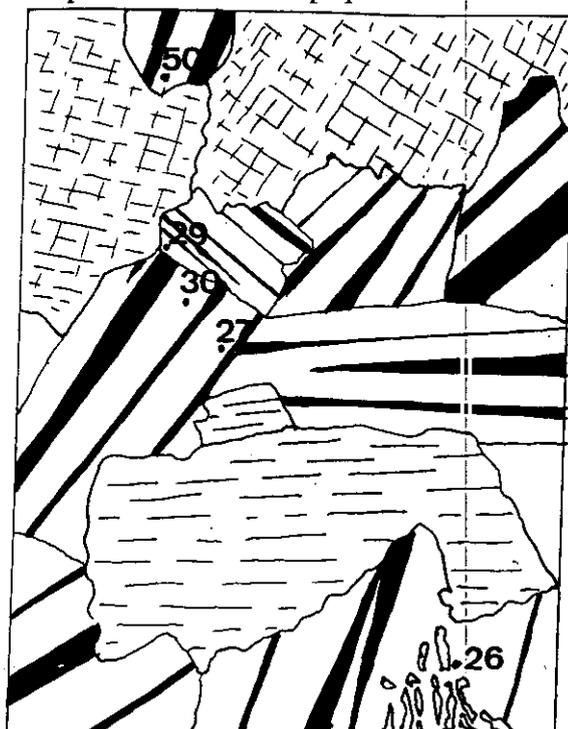
Figura 42.-Proyección de la composición de las plagioclasas de las rocas básicas en el diagrama Or-Ab-An. composiciones en ocasiones tan contrastadas que resulta muy difícil, aun a las elevadas temperaturas estimadas para el área que pueda reestablecerse un equilibrio composicional efectivo. Esto

**Cuadro XII.- Variación de centro (C) a borde (B) de algunos cristales de plagioclasa de los gabros de La Bastida.**

	Gabros olivínicos						No olivínicos					
	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B
An	64	77	62	88	64	58	27	30	29	60	45	56
Ab	36	23	38	12	36	41	70	66	68	39	54	43
Or	0	0	0	0	0	0	4	3	3	1	1	0

probablemente es consecuencia de la presencia de plagioclasa en diversas reacciones con parámetros cinéticos diferentes de forma que los valores cinéticos, controlados por los potenciales químicos de la reacción, pueden ser dominantes sobre los parámetros termodinámicos sin llegarse pues a producir equilibrio en todas las plagioclasas.

Las plagioclasas de los gabros de tipo Toledo varían su composición desde términos  $An_{60}$  hasta  $An_{46}$ , razón por la cual estas rocas se clasificaban como gabros y dioritas (fig. 42, B). El contenido en molécula de ortosa está siempre en torno al 1.5%. El carácter más destacable es la casi total ausencia de zonado, si bien pueden encontrarse pequeños rebordes más albiticos.



**Figura 43.-Esquema que pretende mostrar la fuerte variación de composición de la plagioclasa de una textura a otra en un sector de reducida superficie, en los gabros de La Bastida.**

Por último, la plagioclasa de los gabros de tipo Villanueva presenta composiciones más variadas que el grupo anterior. Varían desde términos  $An_{80-70}$  hasta composiciones  $An_{50}$  con contenidos bajos en molécula de ortosa ( $\leq 1\%$ ). Al igual que en caso anterior no se observa un zonado importante (fig. 42, C).

### 3.3.2.-FASES ACCESORIAS

#### 3.3.2.1.-Espinela

Este mineral sólo aparece en los gabros de tipo La Bastida. Los análisis y fórmulas estructurales en base a 24 cationes se encuentran recogidos en la tabla VII, apéndice III.

Se han distinguido en los gabros de La Bastida dos grupos de espinelas, como puede observarse en el diagrama  $Fe^{+2}$ -Mg-Cr (fig. 44). Un primer grupo con mayores contenidos en Cr y también mayores relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  y otras muy pobres en Cr, que sustituyen al Al y con menores contenidos en  $Fe^{+2}$ . El primer grupo corresponde a las espinelas incluidas en fases de origen ígneo, generalmente en olivinos y más ocasionalmente en ortopiroxenos prismáticos o plagioclasas. Por este motivo y por sus mayores contenidos en Cr son espinelas más próximas a composiciones de probable origen ígneo. El segundo grupo son las espinelas que aparecen crecidas simplectíticamente con ortopiroxeno y ocasionalmente anfíbol formando coronas alrededor del olivino, por lo que claramente se trata de minerales metamórficos. Las diferencias composicionales entre un grupo y otro de espinelas deben, por lo tanto, estar relacionadas con sus diferentes orígenes.

#### 3.3.2.2.-Ilmenita

Se ha reconocido y analizado este mineral en los gabros de tipo La Bastida y de tipo Villanueva, y aunque no se descarta que esté presente en los de tipo Toledo, los minerales opacos que se han identificado hasta ahora en estas rocas corresponden a sulfuros de Fe. Los análisis y fórmulas estructurales se encuentran en la tabla VIII, apéndice II.

En los gabros de tipo La Bastida se trata de ilmenitas prácticamente puras, con contenidos muy bajos en MnO ( $< 1\%$ ), y con contenidos significativos en MgO, pudiendo la relación  $Mg/(Mg+Fe)$  variar entre 0.03 y 0.13.

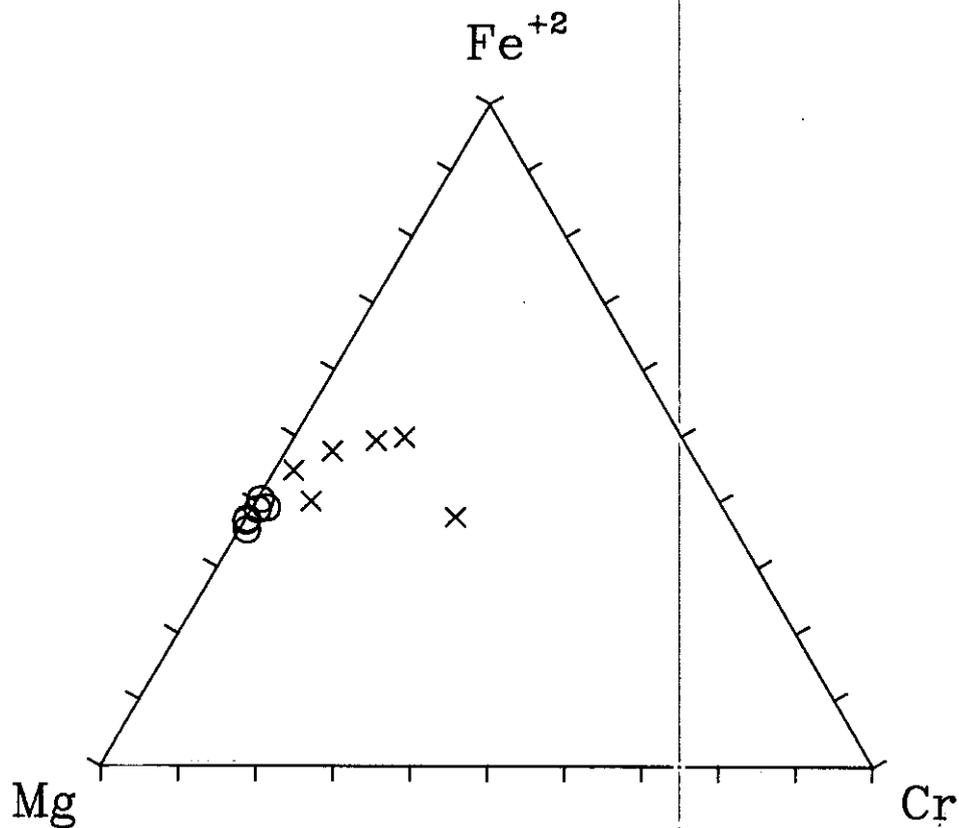


Figura 44.-Diagrama Fe<sup>2+</sup>-Mg-Cr de las espinelas de los gabros de La Bastida. Círculo: espinelas metamórficas; Aspadas: espinelas ígneas.

En los gabros de tipo Villanueva, aunque los datos son muy escasos, los análisis realizados revelan que se tratan de ilmenitas sin nada de hematitas en solución sólida, con contenidos en MnO quizá algo superiores a los de las ilmenitas de los gabros de La Bastida y valores prácticamente nulos en MgO.

### 3.4.-QUÍMICA MINERAL DE LOS GRANITOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA

#### 3.4.1.-FASES PRINCIPALES

##### 3.4.1.1.-Biotita

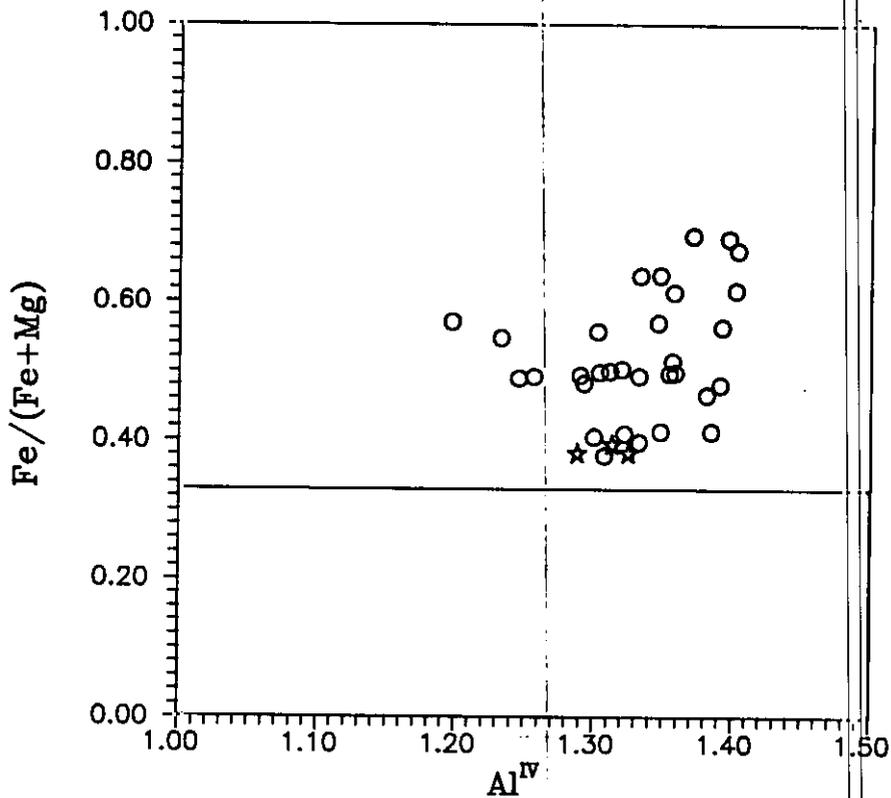


Figura 45.-Diagrama de clasificación de las biotitas (Deer et al., 1970) de los granitoides calcoalcalinos. Círculos: granitoides de Argés; Estrellas: granitoides de Sotero.

El estudio composicional, cristaloquímico y evolutivo de las biotitas de los granitoides de tipo Argés cobra especial importancia debido, en primer lugar, al hecho de que en algunas de estas rocas este mineral coexiste con granate, por lo que conviene tener un buen conocimiento de los factores que van a poder afectar a su equilibrio con este mineral, y por lo tanto, a los cálculos termométricos. En segundo lugar, porque los granitoides de tipo Argés son coetáneos con dos grupos de rocas básicas, los de La Bastida y Toledo, por lo que el estudio comparativo de las biotitas puede ayudar a establecer o no posibles ligazones genéticas, aunque este punto está muy oscurecido por la recrystalización metamórfica o neoformación post-cristalización de las biotitas de estas rocas. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se encuentran recogidos en la tabla I, apéndice IV. Los

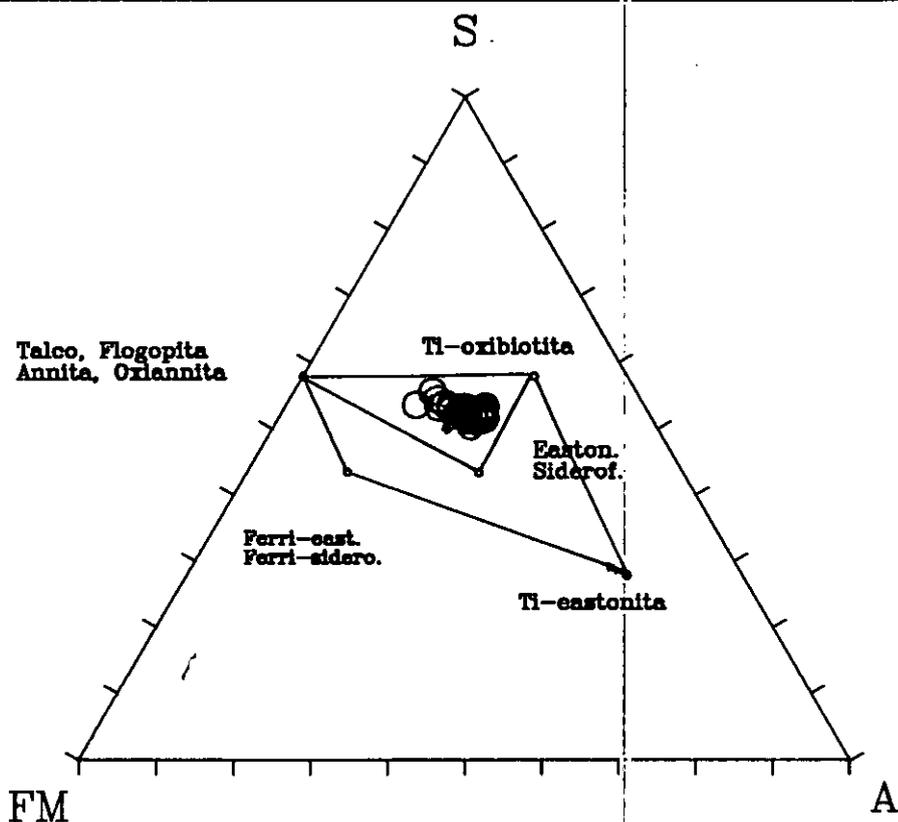


Figura 46.-Diagrama S-Fm-A (Dymek, 1983) de las biotitas de los granitoides calcoalcalinos.

métodos de normalización y cálculo de  $\text{Fe}^{+3}$  se encuentran expuestos en el apéndice I. Todas las biotitas de los granitos de Argés se clasifican como biotitas s.s. en el diagrama de Deer et al. (1970), con relaciones  $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$  desde los tipos cuarzodioríticos a los monzogranitos entre  $\approx 0.40$  y  $\approx 0.65$  (fig. 45).

Al igual que las biotitas de los grupos básicos previamente estudiadas presentan elevados contenidos en Ti, generalmente entre 3.5 y 6.0%  $\text{TiO}_2$ . Este hecho, unido a la igualdad de contenidos en este elemento con respecto a las rocas básicas, nos induce a pensar que esta es una característica derivada efectivamente de un reequilibrio mineral, y no tanto de la composición total de la roca. La entrada del Ti en la estructura de la biotita no se produce mediante sustituciones de tipo Ti-tschermak, como revela el desplazamiento hacia el polo Ti-oxibiotita de los puntos del diagrama S-Fm-A (fig. 46). Al contrario de lo que parecía ocurrir con otras micas no se observa aquí una tendencia a la correlación entre el  $\text{TiO}_2$  y la suma total del análisis o el  $\text{H}_2\text{O}^+$  calculado mediante el método de Bruijn et al. (1983) (fig. 47), por lo que, aunque no pueda descartarse totalmente un mecanismo de tipo Ti-oxibiotita, los datos parecen apuntar más bien hacia sustituciones de tipo Ti-vacancia.

En cuanto a los contenidos en Al estas biotitas se diferencian de las de los gabros de tipo La Bastida y Toledo por sus mayores contenidos en  $\text{Al}^{\text{VI}}$ , no típicos del todo de biotitas de facies

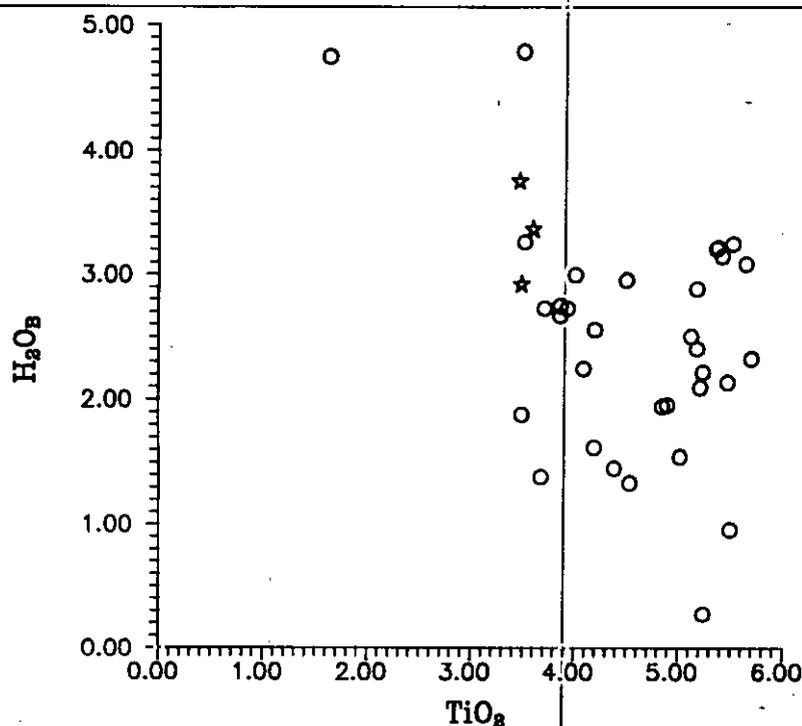


Figura 47.-Diagrama H<sub>2</sub>O<sub>B</sub>-TiO<sub>2</sub> para las biotitas de los granitoides calcoalcalinos. Mismos símbolos que en figura 45. Ver texto para una mayor explicación.

granulítica. En el diagrama Al<sup>VI</sup>-Al<sup>IV</sup> (fig. 48) se observa este exceso de Al<sup>VI</sup> sobre Al<sup>IV</sup> para la mayoría de las biotitas analizadas en estas rocas, lo que indica que no existen mecanismos de sustitución de tipo Al-tschermak. Este exceso no parece estar compensado por la entrada de Fe<sup>+3</sup> en sustitución Fe-tschermak como pone de manifiesto la figura 49. Por lo tanto, sólo queda la posibilidad de que al igual que podría ocurrir con el Ti, la entrada de Al lleve consigo la formación de vacancias. La correlación de tipo exceso de carga =  $3/2Al^{VI}$  que se observa en la figura 50, podría indicar la presencia de sustituciones de tipo  $3(R^{+2})=2(Al^{+3})^{VI} + (\square)^{VI}$ , quizá favorecida también por la creación de vacancias derivadas posiblemente de la entrada de Ti.

En resumen, estas biotitas presentan algunas de las características de las biotitas de alto grado como son los altos contenidos en Ti y alta relación K/(K+Na), si bien, al contrario de lo que ocurría con las micas de los gabros, presentan contenidos mayores en Al<sup>VI</sup>, pues los granitoides son de composición peralúmnica.

En los diagramas de clasificación de biotitas de distintas asociaciones magmáticas se observa una evolución desde biotitas pobres en Al total en los tipos tonalíticos con anfíbol ocasional, que quedan proyectadas en campos subalcalinos, hacia tipos progresivamente más ricos en Al total y algo más pobres en Mg, que se proyectan hacia campos calcoalcalinos y aluminopotásicos según pautas semejantes a las de series ígneas en el diagrama de Nachit et al. (1985) (fig. 51). En el diagrama MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>t</sub> de Rossi y Chevremont (1987) (fig. 52) también se observa esta tendencia pues se pasa desde campos de biotitas de series monzoníticas magnesio-potásicas hasta campos de series

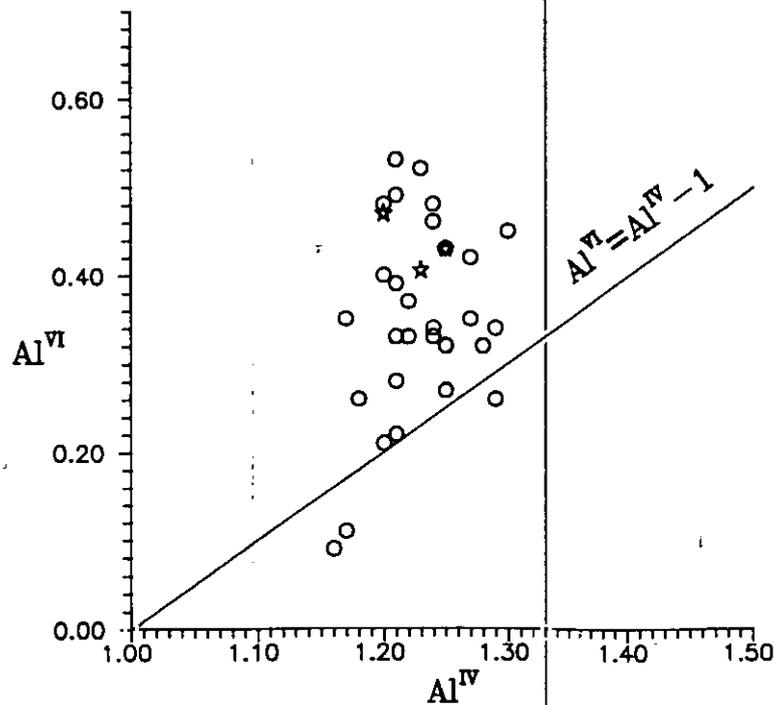


Figura 48.-Diagrama Al<sup>IV</sup>-Al<sup>VI</sup> para las biotitas de los granitoides calcoalcalinos. Realizado con datos de normalización a 7eCNK. Mismos símbolos que en la figura 45.

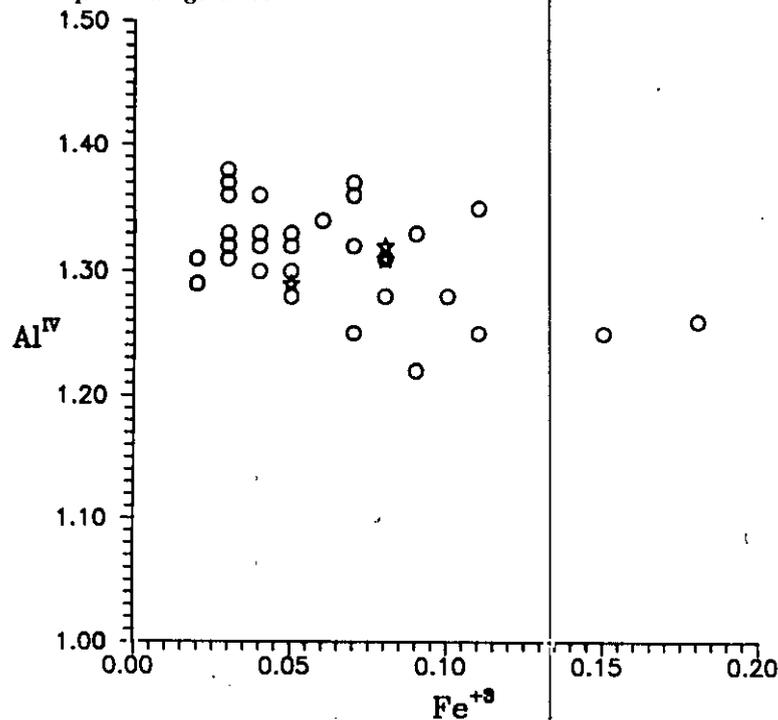


Figura 49.-Diagrama Al<sup>IV</sup>-Fe<sup>+3</sup> para las biotitas de los granitoides calcoalcalinos. Mismos símbolos que en la figura 45.

calcoalcalinas, con mayores relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ , lo que según Czamanske et al. (1981) es típico de series graníticas con ilmenita, como efectivamente es el caso. En estos mismos diagramas las biotitas de los tipos tonalíticos más básicos que presentan anfíbol de tipo magnesio-hornblenda ocasional enlazan composicionalmente con los de los gabros anfibólicos de tipo Toledo.

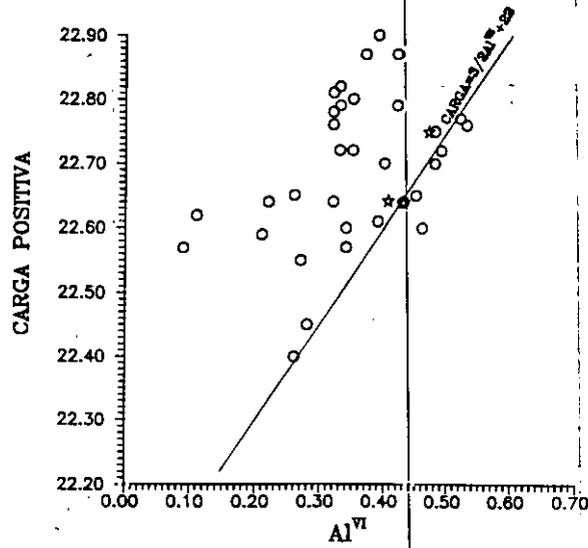


Figura 50.-Diagrama Carga Total Positiva- $Al^{VI}$  para las biotitas de los granitoides calcoalcalinos. Realizado con datos de normalización a 7eCNK. Mismos símbolos que en la figura 45.

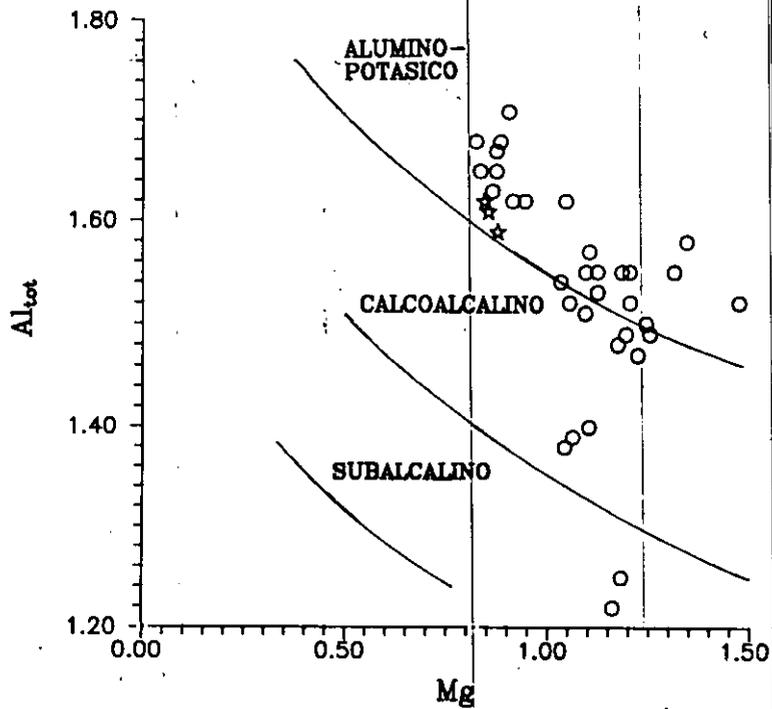


Figura 51.-Diagrama de Nachit et al. (1985) para las micas de los granitoides de afinidad calcoalcalina. Mismos símbolos que en la figura 45.

De las biotitas de los granitos de tipo Sotero son escasos los datos de que se dispone, por lo que no podemos, como en casos anteriores realizar un estudio pormenorizado de su evolución y

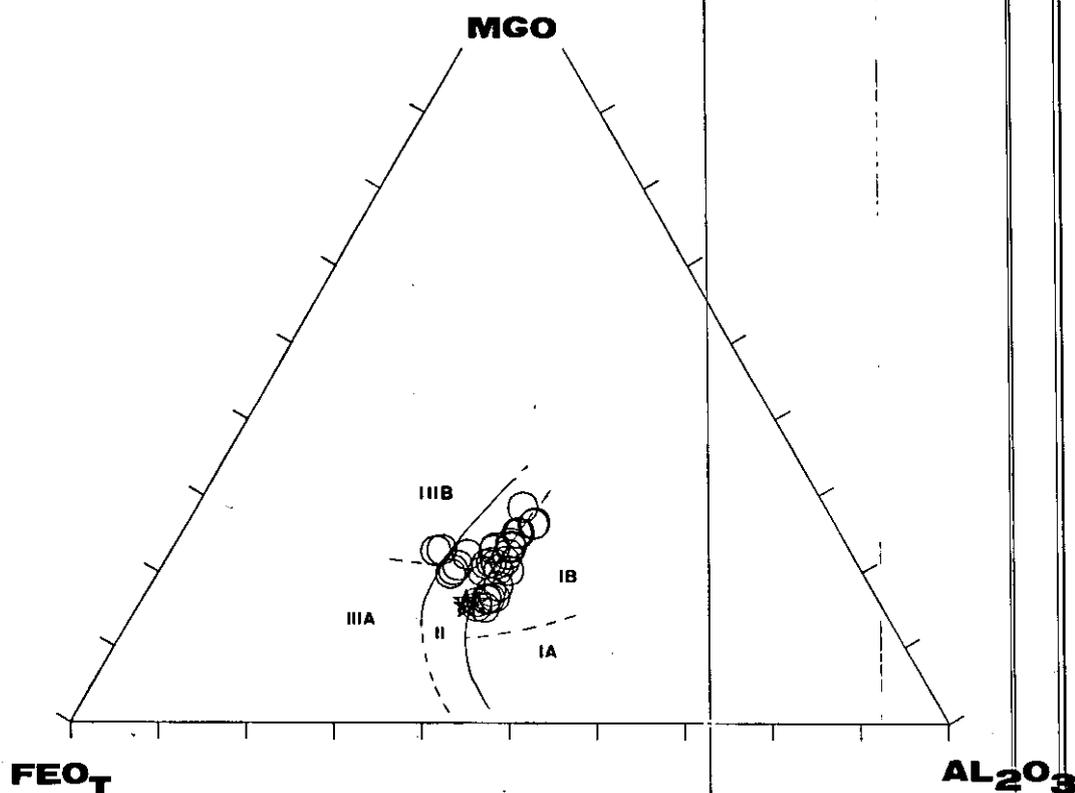


Figura 52.-Diagrama de Rossi y Chevremont (1987) de los granitoides de afinidad calcoalcalina. Mismos símbolos que en la figura 45.

sustituciones. En el diagrama de Deer et al. (1979) se clasifican como biotitas s.s. con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  en torno a 0.60 (fig. 45). Presentan contenidos en Ti inferiores a los de granitoides de tipo Argés ( $TiO_2 < 4\%$ ) y contenidos en  $Al^{VI}$  elevados. Estos valores de Ti y Al parecen indicar un origen o una recristalización a menor temperatura con respecto a los de la serie de Argés. En los diagramas de clasificación de asociaciones magmáticas podemos comprobar que en el de Nachit et al. (op. cit.) (fig. 51) quedan límites entre el campo de biotitas de series aluminopotásicas y el de series calcoalcalinas, mientras que en el diagrama  $MgO-Al_2O_3-FeO_t$  (fig. 52) se proyectan claramente dentro de este último campo. Este carácter calcoalcalino de estas micas concuerda perfectamente con los datos geoquímicos, como veremos más adelante, así como con la posible intrusión más reciente de estos granitoides que no habrán sufrido en gran medida las condiciones del pico metamórfico M2 del área.

### 3.4.1.2.-Plagioclasa

Se han realizado análisis en los términos cuarzodioríticos y tonalíticos menos diferenciados de la serie con el objeto de completar los datos ya existentes de Andonaegui (1990) (tabla II, apéndice IV). Se ha constatado, como ya señalaba esta autora, que los núcleos suelen presentar mayores

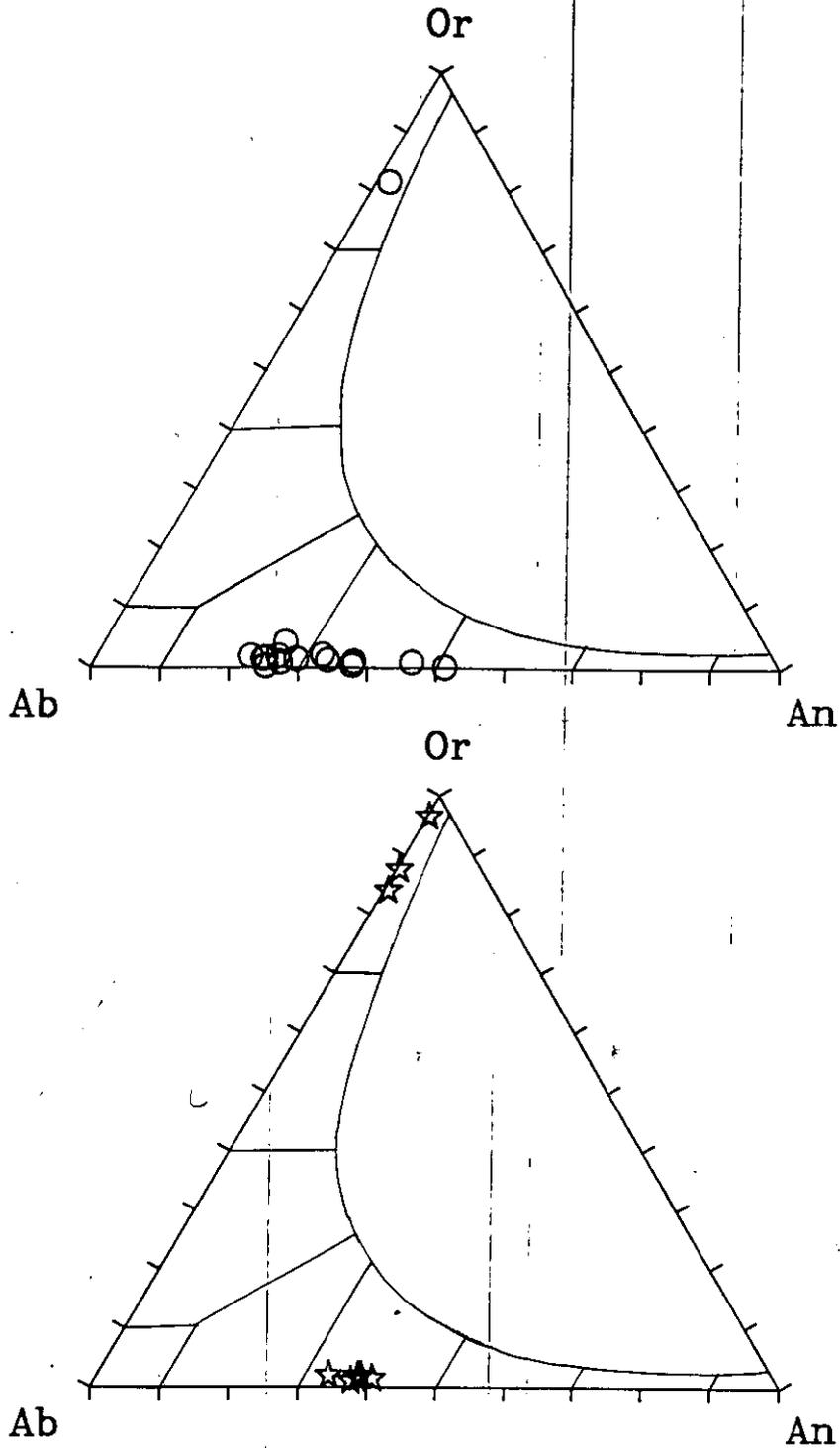


Figura 53.-Proyección de la composición de las plagioclasas y feldspatos potásicos de los granitoides calcoalcalinos en el diagrama Or-Ab-An. Círculos: Argés; Estrellas: Sotero.

contenidos en anortita, aunque de todas formas las variaciones con respecto al borde no son importantes ( $An_{48}$  a  $An_{41}$ , por ejemplo). Existe una variación más o menos continua desde los términos cuarzodioríticos-tonalíticos hacia los monzogranitos, siendo los extremos de esta variación

desde An<sub>48</sub> hasta An<sub>25</sub> (fig. 53).

En los granitos de tipo Sotero tan sólo se han realizado medidas de plagioclasas en una muestra (tabla II, apéndice IV), ya que como veremos este grupo granítico presenta una variación composicional bastante estrecha, por lo que es de suponer que no caben grandes variaciones en la composición de sus fases minerales. Tampoco en este caso se han encontrado zonados importantes, y el extremo de la variación es, de centro a núcleo, entre An<sub>40</sub> a An<sub>33</sub>, que es a su vez la variación máxima que se ha encontrado en composiciones de plagioclasas de estos granitos (fig. 53). Los contenidos en ortosa varían desde 1.5 a 2.2% y son algo más elevados que los de las plagioclasas de los granitos de Argés. Con respecto a estas últimas, las de los granitos de Sotero son más anortíticas (hasta un 10%) para rocas con similares contenidos en SiO<sub>2</sub>, lo que apunta hacia orígenes distintos para estos dos grupos graníticos.

#### **3.4.1.3.-Feldespato potásico**

En los granitoides de tipo Argés se han realizado muy pocos análisis en este trabajo y se han tomado la mayoría de los datos de Andonaegui (op. cit.) que se encuentran recogidos junto con los del granito de Sotero en la tabla III, apéndice IV. Todos ellos son feldespatos con contenidos menores del 20% en molécula de albita y cantidades muy bajas en componente anortítico, por lo que se clasifican como ortosas (fig. 53).

#### **3.4.2.-FASES ACCESORIAS**

##### **3.4.2.1.-Anfibol**

Tan sólo aparecen anfíboles de forma muy accesoría en los tipos cuarzodiorítico-tonalíticos de la serie de Argés. Sus análisis se encuentran recogidos al final de la tabla IV, apéndice II. Aparecen anfíboles de dos tipos: unos anfíboles verde oscuros, cuya composición es magnesio-hornblenda, que se encuentran sustituidos por otros anfíboles de tonalidades pálidas de composición actinolítica que suponemos consecuencia de la retrogradación a menor temperatura de los tipos anteriores (fig. 30). En ambos casos presentan contenidos bajos en Ti y Al total, lo que parece apuntar a un origen metamórfico de ambos tipos, o al menos a un reequilibrio efectivo a baja temperatura de los posibles anfíboles primarios. Aunque en parte son parecidos a las magnesio-hornblendas de los gabros de tipo

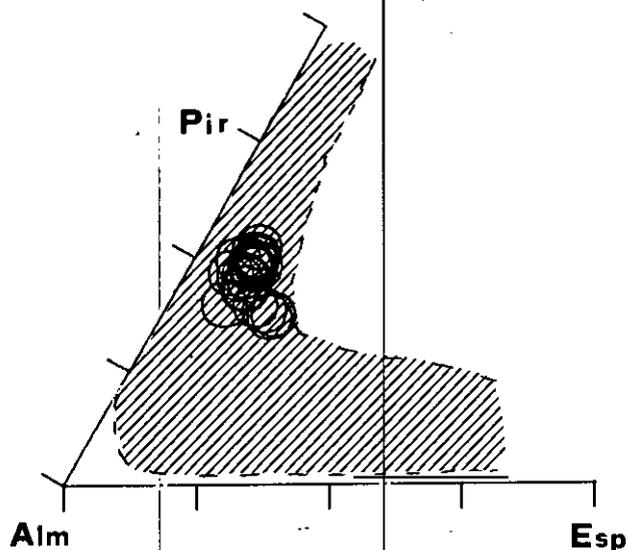


Figura 54.-Diagrama Pi-Alm-Esp de los granates de los granitoides de Argés. Se ha representado también los campos de variación de los granate de metapelitas cata- y mesozonales del área de Toledo y Sierra de Guadarrama y de los de los ortogneises del Sistema Central (ver Villaseca y Barbero, 1992).

Toledo, sus menores contenidos en Ti y Al parece que los diferencian de éstos.

### 3.4.2.2.-Espinela

Como ya comentamos en el apartado de petrografía se han encontrado espinelas incluidas como pequeños cristales dentro de plagioclasas, provocando un aspecto anubarrado de las mismas. En una muestra, el tamaño de los cristales ha sido suficiente como para permitirnos la realización de algunos análisis por medio de la sonda. Los resultados se encuentran en la tabla IV, apéndice IV. Presentan composiciones muy ricas en molécula de hercinita con respecto a las espinelas analizadas en los gabros de tipo La Bastida (ver fig. 44), y a su vez con contenidos muy bajos en cromita y magnetita, y nulos en galaxita. Su composición se asemeja mucho más a las de las granulitas migmatíticas, y la diferencia en la suma total debe estar relacionada con contenidos apreciables en Zn, que no se ha determinado en este caso.

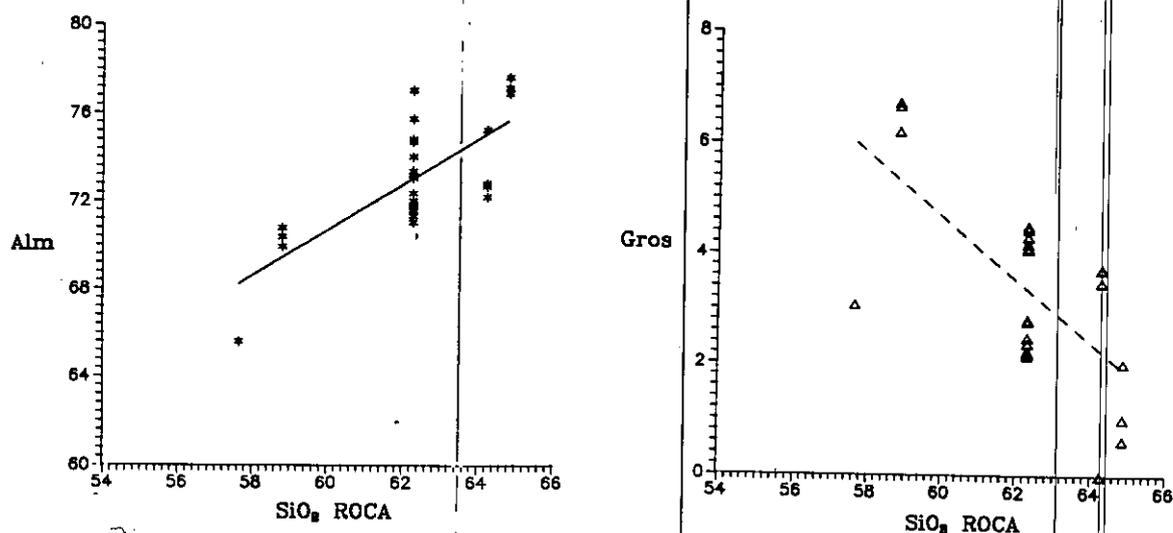


Figura 55.-Diagrama que enfrenta el contenido en SiO<sub>2</sub> de la roca y la composición en almandino y grosularia de los granates de los granitoides de tipo Argés. Ver texto para una mayor explicación.

### 3.4.2.3.-Ilmenita

Sólo se han realizado análisis en las rocas de tipo Argés (tabla IV, apéndice IV). Se trata de términos prácticamente puros entre Ilm<sub>99</sub>-Ilm<sub>97</sub>, con contenidos muy bajos en MnO y MgO. Sus bajos contenidos en Fe<sup>+3</sup> están en consonancia con las condiciones reductoras dominantes durante el pico metamórfico M2 del área, y también coinciden con los bajos valores de este catión que se calculan para los anfíboles y biotitas de estas rocas.

### 3.4.2.4.-Granate

Sólo aparece en los granitoides de tipo Argés a partir de los términos tonalíticos, y es más abundante en las facies granodioríticas. Se han analizado granates desde los tipos tonalíticos hasta los

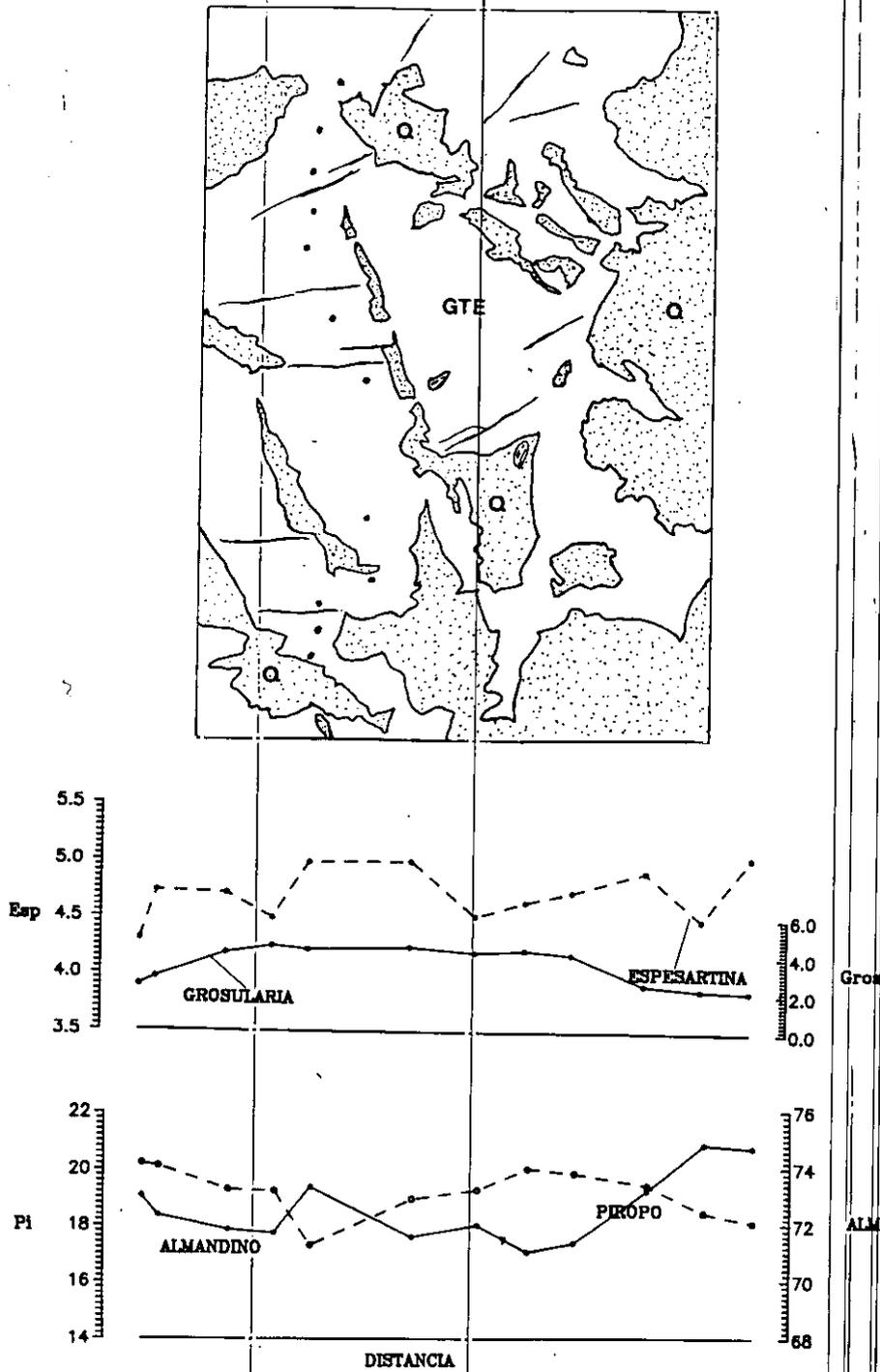


Figura 56.-Perfil composicional de un granate de los granitoides de Argés.

granodioríticos. En un caso se ha realizado un perfil transversal de puntos con el objeto de estudiar es tipo de zonado que presentan. Los datos de los granates presentes en los tipos monzograníticos están tomados de Andonaegui (op. cit.). En la tabla V, apéndice IV, se encuentran recogidos los análisis y fórmulas estructurales a 24 oxígenos de estos granates.

Se trata de granates de la serie pirlalpsita, de composición esencialmente almandínica, con contenidos en molécula piropero generalmente entre 15-20% y proporciones menores de espesartina (4-8%) y grosularia (2-7%) (fig. 54). Parece existir una variación en el sentido de aumentar el contenido en almandino hacia los tipos más diferenciados, con una consiguiente disminución del contenido en piropero y también en grosularia (fig. 55), y sin cambios marcados en cuanto a la molécula de espesartina. Presentan un zonado en el que el componente grosularia disminuye muy ligeramente hacia los bordes (2% en los bordes, ~4% en el núcleo), mientras que la espesartina se mantiene entre unos límites estrechos (1%) sin una pauta clara de variación. El almandino tiende a aumentar y el piropero a disminuir hacia las zonas de borde (fig. 56). Con los datos de Andonaegui (op. cit.) se confirma este tipo de zonado en piropero y almandino, pero se marca mucho un fuerte aumento de la espesartina hacia los bordes. En definitiva se puede resumir que el tipo de zonado de estos granates es similar al que vimos en los granates de las granulitas migmatíticas, es decir retrógrado, que puede explicarse como resultado de desestabilización del granate para dar lugar a otra fase ferromagnésiana. A este respecto se han observado de visu coronas de cordierita alrededor de granate, y en otras ocasiones aureolas micáceas. Al aumento de Mn hacia los bordes es sintomático de estos procesos de desestabilización del granate con retrodifusión de este elemento.

Esta variación de centro a borde de los cristales es similar a la que se observa, desde los granates de los tipos menos a más diferenciados. Este tipo de variación en la composición del granate con el grado de diferenciación de la roca parecen rechazar desde un principio un origen restítico para este mineral. Por otra parte, en el diagrama Pi-Alm-Esp de la figura 54, en donde se han proyectado los granates de las rocas de Argés y los campos de variación de granates en rocas metapelíticas catazónicas y epizónicas del área de Toledo y Sierra de Guadarrama, así como de ortogneises del Sistema Central, puede observarse que los granates de las rocas graníticas de Argés se proyectan en zonas más ricas en espesartina que no corresponden con los de rocas metamórficas catazónicas, lo cual también apoya que no se trate de granates residuales del área de fusión (Villaseca y Barbero, 1992). Además se observa también que se proyectan en zonas similares a las de los granates de granitos peraluminicos de la región de Toledo (Andonaegui, 1990) y del Sistema Central Español (Casillas, 1989). En definitiva los datos de los que se dispone ponen de manifiesto que no se trata de granates restíticos o residuales, apuntándose la posibilidad de que si hubiera existido granate primario en el granitoide estaría variablemente modificado por el metamorfismo que afecta a estas rocas y por los procesos de retrogradación posterior, de forma que la composición actual de los mismos sería consecuencia de su re-equilibrio en condiciones granulíticas, como veremos posteriormente.

## 3.4.2.5.-Cordierita

Tan sólo se dispone de tres análisis de una muestra de granito de Argés que se encuentran en la tabla VI, apéndice IV. Presentan una relación  $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$  de 0.55. Los contenidos en Mn y  $Na+Ca+K$  son próximos a 0.40 y 0.50 respectivamente, valores que son intermedios entre los que presentan las cordieritas de las granulitas migmatíticas y las de monzogranitos con cordierita de la Sierra de Guadarrama, Gredos y Toledo (Andonaegui, 1990; Brandebouger, 1984; Casillas, 1989; Rottura et al., 1989). Este menor contenido en álcalis y Mn, junto con la presencia de silicatos aluminicos incluidos parece apoyar un origen claramente metamórfico para la misma (fig. 57).

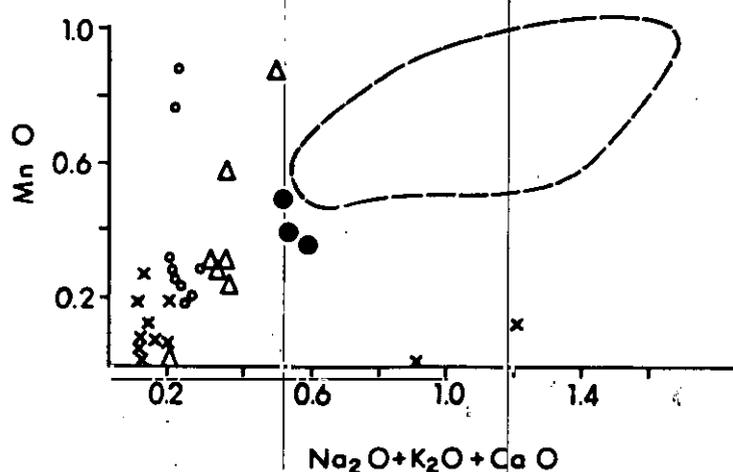


Figura 57.-Diagrama MnO-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO) de las cordieritas de los granitos de Argés. Se han proyectado también, para su comparación, las cordieritas de las granulitas (aspas), de los granitos fuertemente peralumínicos de Layos (ver parte tercera) (círculos vacíos), y de los leucogranitos de tipo Cervatos (ver parte tercera) (triángulos), así como el campo de variación de cordieritas de otros batolitos peralumínicos Hercínicos. Ver texto para una mayor explicación.

### **3.5.-CONDICIONES TERMOBARICAS DE EQUILIBRIO, $\text{H}_2\text{O}$ , $\text{fO}_2$ DE LAS ROCAS BASICAS Y GRANTOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA**

#### **3.5.1.-CONDICIONES DE EQUILIBRIO DE LAS ROCAS BASICAS**

##### **3.5.1.1.-Equilibrio olivino-espinela**

La presencia de cristales de espinela con contenidos apreciables en Cr incluidos en cristales de olivino, y de composición distinta a la de los que son de origen claramente metamórfico (espinelas de coronas), parece indicar que éstas podrían proporcionar, en su equilibrio con el olivino, condiciones aproximadas de cristalización. Este equilibrio ha sido calibrado por Fabriès (1979) de forma experimental basandose en el reparto entre  $\text{Fe}^{+2}$  y Mg entre estas dos fases. Los resultados obtenidos en los gabros de La Bastida están recogido en cuadro XIII:

Como puede observarse estas temperaturas no parecen representar las de cristalización de un gabro anhidro, sino que deben estar modificadas por reequilibrios metamórficos posteriores.

Este hecho puede explicarse debido a problemas de difusión, ya que como demuestra Ozawa (1983) cuando los cristales de espinela incluidos en olivino son muy pequeños, durante el proceso de enfriamiento continuo de la roca la relación  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$  de la espinela disminuye al equilibrarse con el olivino del entorno. Este autor demuestra en peridotitas de varias localidades, cómo la temperatura calculada mediante el termómetro de Fabriès (1979) disminuye linealmente cuanto menor es el tamaño de la espinela. Por otra parte el propio Fabriès indica que este termómetro registra menores temperaturas con respecto a otros, como por ejemplo el de dos piroxenos, lo que según él se trataría de temperaturas de los estadios finales de enfriamiento, normalmente subsólidos, cuando se alcanza el equilibrio térmico.

##### **3.5.1.2.-Equilibrios con piroxenos**

El estudio textural de estas rocas revela la presencia de dos piroxenos con texturas claramente ígneas en los gabros de La Bastida, lo que nos ha animado a tratar de estimar condiciones térmicas de cristalización del magma gabroideo. Con este objeto se han realizado los cálculos de tres termómetros basados en el equilibrio de intercambio de  $\text{Fe}^{+2}$  y Mg entre orto- y clinopiroxeno: Kretz

**Cuadro XIII.-Resultado de la termometría olivino-espinela (Fabries, 1979) en los gabros de la Bastida**

MUESTRA	OL. $X_{Fe}$	ESP. $X_{Fe}$	TEMP. (°C)
89083 5-4	0.32	0.51	837
89083 5-6	0.32	0.51	837
89083 34-31	0.33	0.58	717
89083 34-32	0.33	0.58	734
89083 34-33	0.33	0.55	774
89083 33-32	0.33	0.55	776
89084 30-0	0.23	0.36	742

(1982), Wood y Banno (1973) y Wells (1977). Los resultados se encuentran recogidos en el cuadro XIV. Puede comprobarse que existe bastante coherencia entre las dos últimas formulaciones de este termómetro, mientras que la de Kretz produce valores algo más dispersos.

En los histogramas de la figura 58 puede comprobarse que para los tres cálculos realizados existe un máximo de valores entre los 800-850°C, resultados dentro del rango de los que se obtienen mediante el termómetro olivino-espinela. Algunos autores (Rossi, 1986; Galán, 1987) a los que sus cálculos termométricos con dos piroxenos en rocas gabroideas no metamorfizadas les proporcionan también valores por debajo de los 1000°C, explican este hecho invocando condiciones de cristalización bajo presiones de H<sub>2</sub>O elevadas (Best y Mercier, 1967) ya que éstas rebajan el límite térmico de estabilidad de los clinopiroxenos, y además se trata en ambos casos de gabros con diversas proporciones de anfíboles ígneos. En nuestro caso la paragénesis ígnea de los gabros de La Bastida es claramente anhidra, por lo que no parece lógico que su cristalización se haya producido bajo presiones de H<sub>2</sub>O elevadas.

Pensamos en cambio que estas temperaturas obtenidas, claramente fuera del rango ígneo de cristalización de un magma basáltico anhidro pueden explicarse de dos maneras: En primer lugar como temperaturas intermedias hasta el reequilibrio del pico metamórfico granulítico, es decir, por

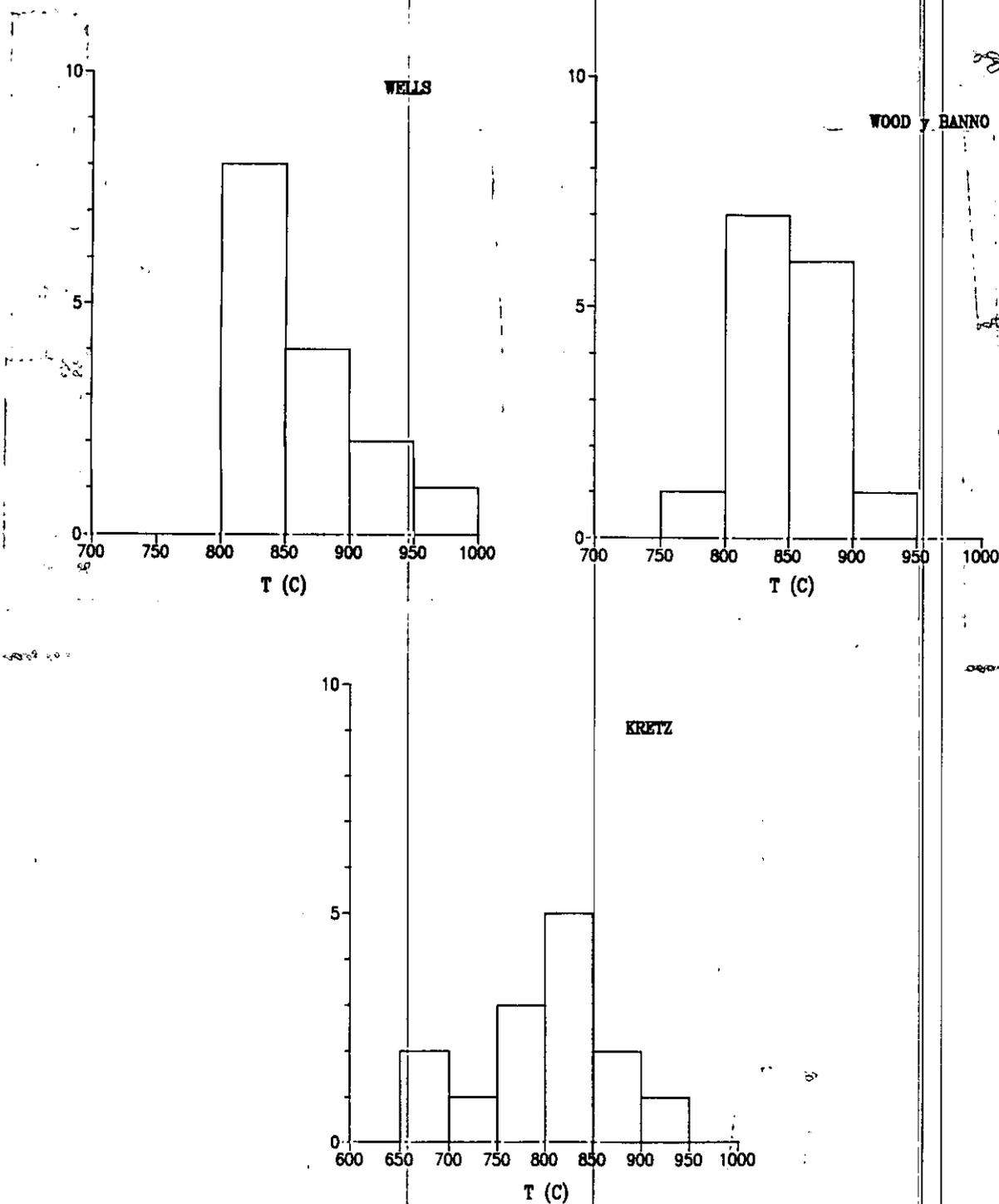


Figura 58.-Histogramas de frecuencia de las temperaturas obtenidas mediante los tres cálculos realizados en los pares orto-clinopiroxeno de las rocas gabroideas de La Bastida.

problemas de temperatura de bloqueo de los termómetros de intercambio. Tal y como señalan Frost y Chacko (1989) aunque las citadas temperaturas de bloqueo son función de varios parámetros como pueden ser la velocidad de enfriamiento, difusión, etc, parece poco probable que en regiones con un

**Cuadro XIV.-Resultados de la termometría Opx-Cpx según de Kretz (1982) ( $T_K$ ), Wood y Banno (1973) ( $T_{WB}$ ) y Wells (1977) ( $T_W$ ) para los gabros de La Bastida**

Muestra	$T_K$	$T_{WB}$	$T_W$
89083 3-20	826	877	891
89083 14-15	820	895	918
89083 3-27	925	893	915
89083 25-26	825	873	891
89084 31-32	777	886	819
89084 33-32	1040	934	855
89084	802	835	845
89084	855	803	800
89084 172-129	809	837	846
89084	660	805	802
89084	869	842	849
89084	704	810	804

enfriamiento lento los termómetros de intercambio iónico convencionales puedan registrar temperaturas muy por encima de los 800°C. Es lo que estos dos autores enuncian como *Principio de Incertidumbre de las Granulitas*: "La temperatura obtenida usando un geotermómetro marca un punto en la curva de enfriamiento de un cuerpo granulítico, por lo que que muchas regiones granulíticas no se puede nunca tener la certidumbre de si ésta es temperatura máxima que ha alcanzado la región". Este principio es perfectamente aplicable también a un cuerpo enfriado desde su temperatura de sólido ígneo basáltico (pongamos alrededor de 1100°C) hasta la temperatura del clímax metamórfico de la región en la que intruye sintectónicamente, como parece ser el caso de las rocas gabroideas de este área.

Otra posible interpretación, apoyada por el agrupamiento de los datos termométricos calculados en valores próximos al pico metamórfico del área, y por el cierto vacío entre los mismos y las supuestas condiciones ígneas (~ 1100°C), sería las propias diferencias inherentes al termómetro.

### 3.5.1.3.-Mecanismos y condiciones de formación de las texturas coroníticas y otras texturas metamórficas

Como han señalado gran cantidad de autores, el estudio de las texturas coroníticas proporciona una información única sobre los mecanismos de las reacciones metamórficas, ya que en ellas se conservan tanto los reactantes como los productos, así como las relaciones espaciales entre ellos (Johnson y Carlson, 1990). Tal como lo describió Sederholm (1916) (en Johnson y Carlson, 1990) son reacciones minerales *escritas en la piedra*. No es el objeto de este apartado realizar un estudio sobre velocidades y mecanismos de difusión intergranular de las reacciones de formación de coronas, sino estimar cuál puede haber sido el origen de las mismas y en que condiciones termobáricas ha tenido lugar su formación.

Desde hace bastantes años la reacción entre olivino y plagioclasa en metabasitas ha sido intensamente estudiada (vease la excelente recopilación bibliográfica que realizan Johnson y Carlson, (op. cit.)). Fruto de todos estos trabajos ha sido el desarrollo de tres hipótesis fundamentales sobre el origen de estas coronas: En primer lugar está la *interpretación magmática* que considera que estas texturas serían consecuencia de cristalización fraccionada (Joesten, 1986). Este autor estudia coronas de ortopiroxeno y de pargasita + espinela en gabros troctolíticos de Noruega y en base a criterios microtexturales (por ejemplo bajos ángulos entre bordes de grano) y composicionales (similitud composicional entre las fases cumulares y las fases coroníticas) y a cálculos termodinámicos, llega a la conclusión de que las coronas no pueden formarse por fenómenos de difusión en condiciones subsolidus.

La segunda interpretación que puede darse es un origen durante un *metamorfismo retrogrado estático*, esto es una recristalización subsolidus durante un enfriamiento lento una vez que se ha producido la cristalización total de la roca (Mongkoltip y Ashwoth, 1983).

Más recientemente, Davidson y Van Breemen (1988) y Johnson y Carlson (1990) consideran también un origen metamórfico para estas coronas, pero no por un enfriamiento estático post-consolidación, sino involucrando un *metamorfismo dinámico* normalmente posterior, aunque en nuestro caso es claramente sinorogénico, y que es la hipótesis que parece más razonable invocar.

La reacción general que gobierna la formación de estas coronas entre olivino y plagioclasa podría expresarse de forma general como:



(Grieve y Gittins, 1974), reacción ésta que no es mas que la suma de varias reacciones parciales acopladas que según Van Lamoen (1979) pueden expresarse del siguiente modo:

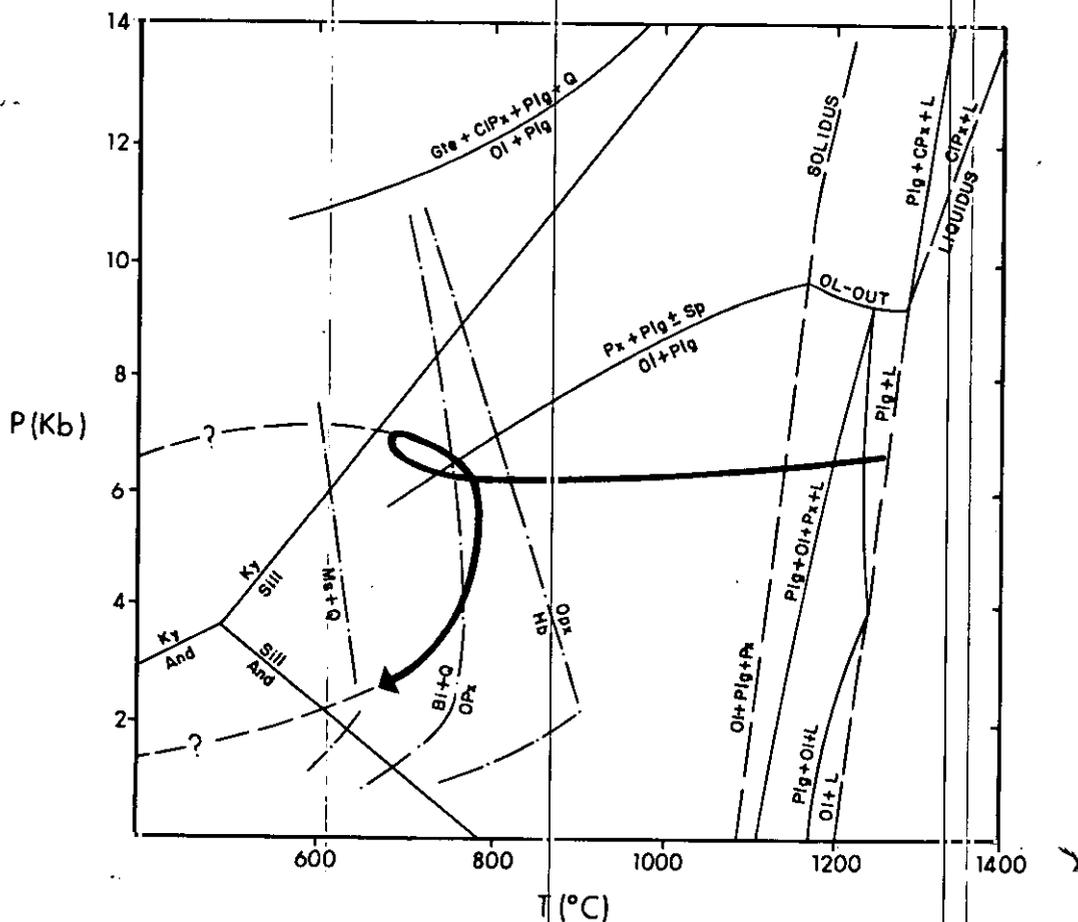
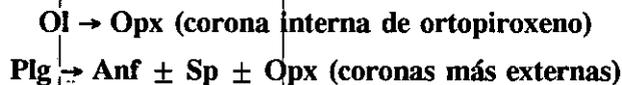


Figura 59.-Trayectoria P-T de enfriamiento deducida para los gabros de tipo La Bastida. Curvas de reacción  $Ol + Plg \rightarrow Px + Plg \pm Sp$  y  $Ol + Plg \rightarrow Gte + Clpx + Plg + Q$  según Green y Ringwood (1967); Punto triple de los silicatos aluminicos según Holdaway (1971); Curvas de destrucción de moscovita, hornblenda y biotita según Dostal et al., (1980); Solidus, liquidus y campos de cristalización de fases minerales de basalto según Cohen et al., (1967). Ver texto.

Esta segunda reacción, dependiendo de la disponibilidad de  $H_2O$  para formar el anfíbol dará lugar a coronas de ortopiroxeno ± espinela o a coronas de anfíbol ± espinela, como se ha visto en el apartado de petrografía 3.2.1.1.2.1.

En el diagrama de la figura 59 se ha esquematizado una posible trayectoria P-T para los gabros con coronas de tipo La Bastida. La cristalización total del magma básico debe producirse a temperaturas próximas a los 1100°C y presiones no superiores a los 8-10 Kb para que el olivino pueda ser fase sólidas. A partir de este momento se produciría un enfriamiento prácticamente isobárico, ya que una pérdida importante de presión impediría que la trayectoria P-T cortara a la curva de reacción entre olivino y plagioclasa, en la cual, a temperaturas en torno a los 800-850°C se podrían generar las coronas en torno a olivino. Durante esta pauta de enfriamiento se produce una ligera hidratación suficiente como para que se pueda formar, una vez que se corta su curva de estabilidad, el anfíbol que se observa en estas rocas, así como la flogopita, que junto con el mineral anterior forma coronas en torno a los minerales opacos. La pauta enlaza con la trayectoria P-T de la región en momentos algo previos a la tercera fase deformativa, lo que podría provocar un ligero bucle de la trayectoria P-T que calienta y presuriza ligeramente el cuerpo básico hasta llevarlo al pico metamórfico del área.

Por lo tanto, las condiciones de formación de las coronas en torno a olivino quedan dentro del campo de granulitas de presión intermedia-baja (recordemos que no existe granate en estas coronas) y son coincidentes en líneas generales con las estimadas para el pico metamórfico del área.

En cuanto a la génesis de las texturas coroníticas en torno a ilmenita formadas por flogopita y pargasita parece poder tener una explicación similar a la anterior, ya que debe de tratarse de fenómenos concomitantes. En primer lugar, el hecho de que estas texturas alrededor de opacos sólo se observen en aquellas rocas que presentan texturas coroníticas alrededor del olivino es una primera premisa que apoya esta hipótesis (Barbero, 1991). La reacción que gobierna la formación de coronas de mica-anfíbol en torno a ilmenita puede expresarse como:



Como puede observarse es evidente que para que esta reacción pueda ocurrir es necesaria la intervención de Mg y K en fase fluida, ya que tanto la ilmenita como la plagioclasa son fases muy deficitarias en estos dos cationes. Por lo tanto hay que invocar un mecanismo genético abierto que permita la entrada de estos cationes. Una de las reacciones parciales de la formación de las coexistentes coronas en torno a olivino es:  $\text{Ol} + (\text{Si}, \text{Al})\text{fluido} \rightarrow \text{Opx} + (\text{Mg}, \text{Fe})\text{fluido}$  (Van Lamoen, 1979; Whitney y McLelland, 1983), reacción que libera Mg y Fe que puede ser transportado en fase fluida hacia sectores adyacentes, pudiendo por lo tanto disponerse de este catión para la formación de la flogopita y la pargasita. Este hecho explica además la íntima relación espacial entre ambos tipos de coronas. Otro catión deficitario en la reacción de ilmenita con plagioclasa es el K. Al

contrario de lo que ocurría en el caso anterior no existe ninguna reacción ligada o no a la génesis de las coronas en torno a olivino que pueda liberar este catión. Por lo tanto, parece lógico pensar que la fuente principal de este elemento haya sido el componente ortosa de la plagioclasa que reacciona. Esta afirmación parece además estar apoyada por la baja proporción de esta molécula que se observa en las plagioclasas de los gabros olivínicos (del 0.0 al 0.5%) en contraste con aquellas de los sectores adyacentes no olivínicos (ver también apartado 3.3.1.6.). De esta forma, las condiciones P-T de formación de este tipo de coronas en torno a ilmenita deben de ser similares a las estimadas para las coronas alrededor del olivino, ya que son procesos íntimamente ligados.

#### 3.5.1.4.-Condiciones de estabilidad de los anfíboles

Como ya se ha indicado en los apartados de petrografía y química mineral, el anfíbol en los gabros del Complejo de Toledo parece ser, en la mayoría de los casos, de origen metamórfico o su composición está reequilibrada en las condiciones del pico.

La composición química de los anfíboles está directamente condicionada por cuatro factores fundamentales: temperatura, presión,  $fO_2$  y composición global de la roca en la que recrystaliza (ver cuadro resumen en Hammarstron y Zen, 1986).

La temperatura controla el contenido en  $Al^{IV}$ , Ti y la relación  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  de modo que a mayor temperatura mayores contenidos en Ti, Al y mayor relación  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ . Otten (1984) desarrolla a partir de los datos de Helz (1973) un termómetro empírico basado en el contenido en Ti de la hornblenda (s. l.) en rocas con suficiente contenido en Ti (ilmenita presente) y con  $fO_2$  próxima al tampón QFM, ya que medios oxidantes rebajan notablemente el contenido en Ti de las hornblendas. Este termómetro, por otra parte, es aplicable tanto a hornblendas magmáticas como metamórficas (Otten, op. cit.).

En el cuadro XV se encuentran recogidos los valores de temperatura obtenidos en los anfíboles de los cuatro grupos litológicos en donde aparecen. Estos resultados se han representado en el histograma de la figura 60, en la que se observa una clara dispersión de los datos habida cuenta del carácter semicuantitativo de este termómetro (Schumacher et al., 1990). No obstante parece que existe un cierto agrupamiento de los valores en torno a las temperaturas estimadas para el pico metamórfico del área (750-850°C), que refleja el carácter fundamentalmente granulítico de los anfíboles de estas rocas gabraoides. Los valores mínimos de temperatura se obtienen en los anfíboles actinolíticos de los gabros de tipo Toledo y de los tipos tonalíticos de Argés, valores alrededor de

**Cuadro XV.-Resultados de la termometría Ti en anfíbol según Otten (1984) en distintos tipos litológicos básicos e intermedios de afinidad calcoalcalina**

La Bastida		Toledo		Villanueva		Argés	
Nº	T (°C)	Nº	T (°C)	Nº	T (°C)	Nº	T(°C)
87075	847	87197	785	89284	681	87091	588
	794		799		583		607
	782		675		618		
	960		610		707		
	861		605		590		
	957	853	89104	939			
	779	89104		856	874		
89083	1075		831		865		
	917		836				
	1128		563				
	1022						
	917						
1009							
87080	767						

600°C que indican condiciones de retrogradación post-pico. Los valores máximos se obtienen en las pargasitas de las coronas en torno a ilmenita de los gabros de La Bastida, lo que parece estar relacionado con el propio mecanismo de génesis de los mismos a partir de una fase titanada, siendo por lo tanto su mayor riqueza en Ti no una variable sólo dependiente de la temperatura, sino que también es función de la capacidad de difusión de este catión en las fases minerales involucradas en la reacción. Por lo tanto, las mayores temperaturas obtenidas en estas pargasitas coroníticas no tienen un sentido en relación con hipotéticas condiciones térmicas distintas, ya que además anteriormente se demostró que las condiciones de formación de este tipo de coronas son las mismas que las estimadas para las coronas en torno al olivino, pues sus procesos genéticos son interdependientes. Otro de los problemas del termómetro empírico de Otten (op. cit.) es considerar una relación lineal entre el contenido en Ti del anfíbol y la temperatura, aunque él mismo cita que a temperaturas altas la pendiente de esta relación es mayor. Por esta razón otros autores como Raase (1974), Raase et al., (1986), Schumacher J. C. et al., (1990) y Schumacher R. et al., (1990) consideran correlaciones más complejas en condiciones granulíticas.

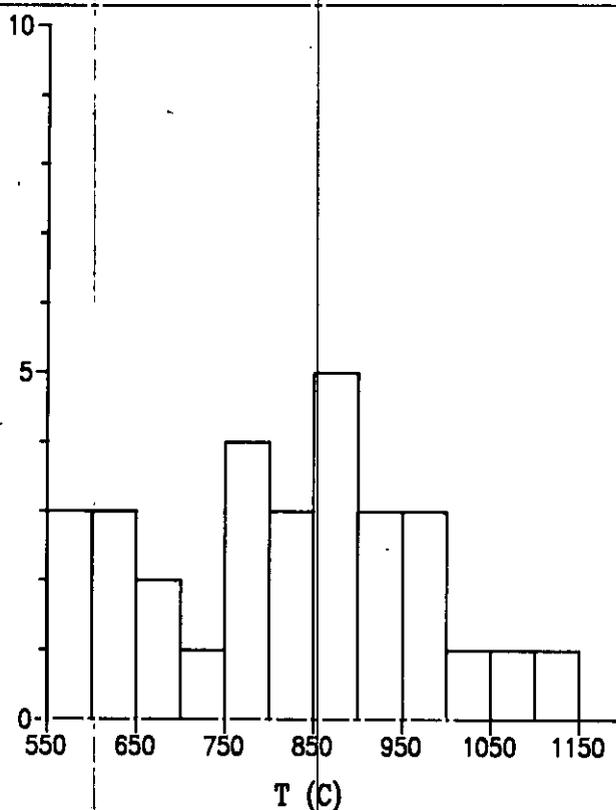


Figura 60.-Histograma de frecuencia de las temperaturas obtenidas mediante el termómetro Ti en anfíbol de Otten (1984).

En los anfíboles de los gabros de Villanueva las temperaturas obtenidas se expanden desde los 550 a los 940°C, si bien los datos entre 550 y 750°C corresponden a anfíboles cummingtoníticos secundarios.

La presión controla el contenido en  $Al^{IV}$  y por lo tanto el contenido en Al total, en el sentido de que a mayor presión mayor contenido en este catión. Este hecho ha sido aprovechado por Hammarstrom y Zen (1986) para calibrar un geobarómetro empírico para rocas plutónicas calcoalcalinas con una paragénesis de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda, biotita, esfena y magnetita (o ilmenita) y hasta el momento no puede utilizarse en rocas metamórficas de alto grado, ya que la entrada de  $Al^{IV}$  se produce en este tipo de rocas mediante esquemas de sustitución diferentes, presentando mayores contenidos en  $Al^{VI}$  y Na con respecto a las hornblendas ígneas (Hammarstrom y Zen, op. cit.). Por estos motivos no se han realizado estimaciones báficas basadas en estos minerales.

### 3.5.1.5.-Equilibrio ortopiroxeno-biotita

El intercambio Fe-Mg entre ortopiroxeno y la biotita ha sido calibrado como geotermómetro

por Sengupta et al. (1990) basándose en datos experimentales de Fonarev y Konilov (1986) y tiene la ventaja de que puede aplicarse a rocas granulíticas en las que no existe granate, como puede ser el caso de los gabros aquí estudiados. Teniendo en cuenta las correcciones que se introducen para el Ti y el Al en posición octaédrica de la biotita y la no idealidad en la solución Fe-Mg en el ortopiroxeno estos autores llegan a una expresión final de la temperatura. En el cuadro XVI se encuentran recogidos los resultados obtenidos para pares ortopiroxeno-biotita de los gabros de tipo La Bastida, que se han representado en el histograma de la figura 61. Como puede observarse la mayoría de los datos están situados en el intervalo 750-850°C. Estas estimaciones no son muy distintas, aunque sí ligeramente inferiores, a las que se obtenían mediante los termómetros de dos piroxenos, lo que una vez más concuerda con las estimaciones del pico metamórfico que se han realizado en base a las paragénesis de los materiales metapelíticos del área. Hay que hacer constar que los únicos valores que se alejan del pico granulítico corresponden a las flogopitas más titanadas que proporcionan valores casi 200°C por encima del resto, lo que, al igual que expusimos para el termómetro de Ti en anfíbol debe estar relacionado con problemas de difusión en estas rocas coroníticas, o pueden ser debidos a inconsistencia del termómetro para altos valores de Ti en las micas.

**Cuadro XVI.-Resultados de la termometría Opx-Bta según Sengupta et al. (1990) en los gabros de La Bastida. P=5000 bar**

Muestra	Temp. (°C)	Muestra	Temp. (°C)
89083	876	87075	730
	798		780
	802		766
	1088		819
	772		767
	796		772

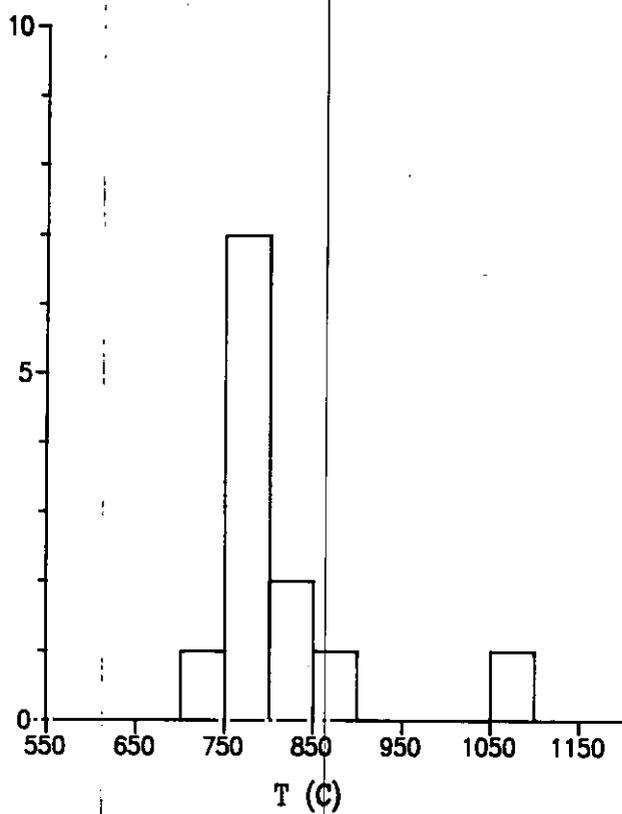


Figura 61.-Histograma de frecuencias de las temperaturas obtenidas mediante el equilibrio ortopiroxeno-biotita de Sengupta et al. (1990).

### 3.5.2.-CONDICIONES DE EQUILIBRIO DE LOS GRANITOIDES CALCOALCALINOS

#### 3.5.2.1.-Equilibrio granate-biotita

Vamos utilizar en este apartado las mismas premisas que se discutieron con respecto a esta termometría en la primera parte de la memoria, con el objeto de que las conclusiones que aquí se extraigan sean comparables, y habida cuenta que las composiciones de las biotitas y granates aquí utilizadas no se alejan excesivamente de las allí consideradas.

Se van utilizar, por lo tanto, los calibrados del termómetro según Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982) con los que se obtienen resultados del todo similares, con composiciones del centro de granate y las biotitas de la matriz, ya que como se ha discutido son éstas las que nos pueden proporcionar datos de temperatura más próximos a los máximos.

En el cuadro XVII se encuentran recogidos los resultados obtenidos en tres muestras distintas, así como los resultados de Andonaegui (1990) realizados con bordes, zonas medias y centro de granates.

Como puede observarse existe bastante acuerdo entre las estimaciones aquí realizadas y los datos de zonas centrales de granates que proporciona Andonaegui (op. cit.). La mayoría de los valores se sitúan en el intervalo 750-850°C, que son los valores del pico metamórfico del área estudiada.

No se han podido estimar condiciones de equilibrio granate-cordierita, pues en los raros casos en los que esta última se presenta como aureolas alrededor de granate aparece siempre completamente pseudomorfizada por agregados pinníticos retrógrados.

#### 3.5.2.2.-Estimación de la presión

No resulta fácil realizar cálculos barométricos en estas rocas dada la escasez de reacciones minerales adecuadas. De esta forma no se considera estrictamente correcta la aplicación del equilibrio GASP, ya que no existe un silicato aluminico en la paragénesis, si bien existe algo de sillimanita accesoria que está incluida como pequeñas agujas dentro de los también escasos cristales de cordierita, y por lo tanto no formando paragénesis con cuarzo, plagioclasa y granate.

Tan sólo ha sido posible un cálculo de la presión máxima con el barómetro GRIPS (Bohlen

**Cuadro XVII.-Resultados de la termometría Gte-Bta según Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982) en los tipos de Argés. Se han incluido los datos de Andonaegui (1990)**

N°	GRANATE			BIOTITA			TEMP. (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Tl</sub>	X <sub>Al</sub>	FS	HS
87100 4-7	0.70	0.07	0.07	0.46	0.03	0.08	683	693
87100 4-6	0.70	0.07	0.07	0.49	0.10	0.04	772	786
87100 4-3	0.70	0.07	0.07	0.47	0.07	0.06	732	745
89370 40-45	0.74	0.03	0.03	0.41	0.08	0.08	726	739
89370 32-45	0.74	0.03	0.03	0.42	0.11	0.08	787	802
89370 32-49	0.74	0.03	0.03	0.42	0.11	0.08	825	840
89370 32-40	0.74	0.03	0.03	0.42	0.08	0.08	732	746
89370 32-54	0.74	0.03	0.03	0.42	0.11	0.08	743	757
87102 54-47	0.72	0.03	0.05	0.42	0.08	0.12	786	800
87102 56-47	0.72	0.03	0.05	0.45	0.09	0.07	828	842
87102 49-47	0.72	0.03	0.05	0.43	0.08	0.09	778	792
AND							897	925
AND							561	570
AND							821	836
AND							869	905
AND							886	921
AND							717	730
AND							737	751
AND							739	751

y Liotta, 1984; Ghent y Stout, 1986) que da como resultado un valor máximo de 7.6 Kb. Este valor es comparable con los datos que se deducen del estudio de las reacciones de formación de coronas en las rocas básicas así como con los valores estimados para el clímax metamórfico del área.

### 3.5.2.3.-Estimación de la $f\text{H}_2\text{O}$ y $f\text{O}_2$

La actividad de  $\text{H}_2\text{O}$  en estas rocas se ha calculado en el par biotita-granate siguiendo el método de Phillips (1980). En el cuadro XVIII se encuentran recogidos los valores de  $a\text{H}_2\text{O}$  comprobándose que se trata de valores inferiores a 1.0, lo que concuerda con las condiciones anhidras deducidas para el área en base a las rocas metapelíticas.

**Cuadro XVIII.-Estimaciones de la actividad de  $\text{H}_2\text{O}$  en pares granate-biotita en las granitoides de Argés según el método de Phillips (1980)  $T=800^\circ\text{C}$  y  $P=5\text{ Kb}$ .**

Nº 89370	$A_{\text{alm}}$	$A_{\text{ann}}$	lnK	$A\text{H}_2\text{O}$
6-4	0.343	0.069	1.38	~ 1.00
40-50	0.372	0.041	1.98	~ 0.60
54-47	0.371	0.046	1.86	~ 0.65
50-47	0.371	0.052	1.74	~ 0.70
49-47	0.371	0.046	1.86	~ 0.65

Seguendo los trabajos de Wones y Eugster (1965), a partir de la composición de la biotita pueden estimarse algunos parámetros como la  $f\text{O}_2$ ,  $f\text{H}_2\text{O}$ ,  $f\text{H}_2$  y temperatura, que controlan el campo de estabilidad de la misma. Partiendo de estas premisas, conociendo la temperatura aproximada a la que estos minerales pudieron formarse (en este caso reequilibrarse) y la relación  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  de la biotita, podemos calcular en el diagrama de Wones y Eugster (op. cit., fig. 4) unos  $\log(f\text{O}_2)$  entre -12 y -15, disminuyendo hacia los tipos más diferenciados, en unas condiciones intermedias entre los tampones MH-NNO y el QFM, que son coincidentes con la proyección de las biotitas en el diagrama  $\text{Fe}^{+3}\text{-Fe}^{+2}\text{-Mg}$  entre esos mismos tampones, lo cual apunta además hacia la validez de las estimaciones de  $\text{Fe}^{+3}$  realizadas por el método de Bruijn et al. (1983). La presencia de términos de ilmenita pura o casi pura nos marca, al igual que ocurría en las rocas metapelíticas, un  $\log f\text{O}_2$  máximo en el diagrama  $T\text{-}\log f\text{O}_2$  de Spencer y Lindsley (1981) de -18, para las temperaturas estimadas de unos  $800^\circ\text{C}$ , por debajo del tampón wustita-magnetita. Similares resultados se obtienen aplicando el método gráfico de Ghiorsy y Sack (1991) en donde se obtienen desviaciones de  $\log(f\text{O}_2)$  con respecto al QFM alrededor de -3, lo que implica  $\log(f\text{O}_2)$  de alrededor de -18 considerando la posición del citado tampón según Berman (1989).

### 3.5.3.-RESUMEN DE LAS CONDICIONES TERMOBARICAS DE EMPLAZAMIENTO Y/O METAMORFISMO DE LOS GRANTOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA: RELACION CON EL METAMORFISMO REGIONAL DEL AREA

La presencia en el CAT de un relativamente importante plutonismo básico-ácido ligeramente precoz con respecto al metamorfismo paroximal del área, nos proporciona una buena oportunidad para volver a estimar y contrastar las condiciones del pico metamórfico en otros materiales de distinta composición y naturaleza a la de las metapelitas consideradas en la primera parte de esta memoria. Esta precocidad del plutonismo calcoalcalino con respecto al máximo térmico viene apoyada, además de por los criterios petrográficos ya expuestos, por otros argumentos mineralógicos en parte ya apuntados. De esta forma, en ninguna de las litologías básicas hemos encontrado granate, aun siendo éstas de composición química variada (diferencias en la relación  $Fe/(Fe+Mg)$ ), lo que es sintomático de que ninguna de las litologías básicas ha sufrido presiones superiores a los 7 Kb aproximadamente. Esta ausencia de granate, así como de otros vestigios de etapas previas de mayor presión como puedan ser, por ejemplo, clinopiroxenos con cierta componente jadeítica, no puede, por otra parte, achacarse a procesos de desestabilización y retrogradación, ya que en cuerpos básicos esencialmente anhidros y con gran competencia mecánica, como puede ser el caso del sill de La Bastida, las hipotéticas paragénesis previas del M1 deberían haberse conservado, tal como se han conservado, por ejemplo, las texturas ígneas en estos gabros (ver también McLelland, 1991).

La recristalización metamórfica de todos estos tipos de materiales debe de producirse durante su emplazamiento en las condiciones cercanas a las del pico térmico. Además de los criterios petrográficos y mineralógicos ya expuestos, este emplazamiento aproximadamente sincrónico con el M2 está apoyado por los resultados que se obtienen en la termobarometría.

Así, en las rocas básicas, fundamentalmente en los tipos de La Bastida, las estimaciones de temperatura realizadas con distintos minerales se sitúan en torno a los 800-850°C, siendo muy escasos o inexistentes los valores que pudieran reflejar la pauta de enfriamiento desde el solidus de la roca hasta el pico térmico. Estos valores son perfectamente coincidentes con los estimados para el pico del M2 en las rocas pelíticas del área. Por otra parte, la ausencia de granate en las coronas alrededor de olivino de estos gabros marca un límite máximo de presión, que no debe haber superado nunca los 7 Kb como valor bórico máximo.

En los tipos intermedios-ácidos, el metamorfismo M2 genera cantidades variables de minerales peraluminicos, fundamentalmente granate y cordierita. Las temperaturas de equilibrio granate-biotita,

las estimaciones de presión máxima,  $fO_2$  y  $aH_2O$  proporcionan valores perfectamente coherentes con los obtenidos tanto en los tipos metapelíticos como en las rocas básicas, lo que confirma, una vez más, los valores termobáricos del metamorfismo paroximal M2.

### 3.5.4.-ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LOS MINERALES FERROMAGNESIANOS DE LAS ROCAS DE AFINIDAD CALCOALCALINA

Bajo este epígrafe queremos recoger algunas consideraciones sobre ciertos aspectos que se han deducido del estudio mineralógico y termobarométrico anteriormente expuesto. Queremos volver a incidir en el origen fundamentalmente metamórfico de una gran parte de las fases ferromagnesianas de las rocas básicas (principalmente piroxenos, anfíboles y micas) y muy posiblemente también de los minerales ferromagnesianos peraluminicos de los granitoides de tipo Argés (fundamentalmente granate, cordierita y biotita). No obstante, conviene matizar que debe existir tanto neoformación de nuevas fases, como recristalización y reequilibrio de minerales previos en las condiciones del clímax metamórfico.

En el caso de las rocas básicas contamos con un ejemplo muy claro, el de las rocas gabroideas de La Bastida, en las que, por criterios puramente texturales se puede hacer una clasificación de fases de blastesis metamórfica (por ejemplo ortopiroxeno, espinela, flogopita y pargasita coroníticos; o los ortopiroxenos, clinopiroxenos y plagioclasas de texturas simplectíticas), y minerales de aspecto ígneo (fundamentalmente ortopiroxeno, plagioclasa, olivino y espinela), si bien su composición, a grandes rasgos, es similar, en su caso, a la de las fases neoformadas, es decir, han sido reequilibrados. Se trata del único grupo básico en el que se observa blastesis de ortopiroxeno, lo que junto con la neoformación de pargasitas y flogopitas muy titanadas es claro indicativo de un ambiente granulítico anhidro.

En los otros dos grupos básicos precoces estudiados, los criterios texturales para averiguar los minerales ferromagnesianos primarios (ígneos) son mucho más escasos y difíciles de establecer, quizá porque su estado de recristalización es mucho más avanzado, hecho éste que puede ser debido fundamentalmente a un carácter más hidratado de estas litologías. El problema de la no aparición de ortopiroxeno metamórfico en los metagabros de Toledo y Villanueva, pero sí de clinopiroxeno, no puede, obviamente relacionarse con condiciones termobáricas diferentes. Debe tratarse, más bien de algún problema de índole composicional y/o de un distinto grado de participación de una fase volátil en el proceso. Como demuestran Shimura et al. (1992) la aparición de ortopiroxeno puede ser función de la actividad de ortosa en el sistema, ya que para una misma presión un mayor componente de ortosa hace que el campo de estabilidad del ortopiroxeno se desplace hacia mayores temperaturas. A este respecto, tanto los gabros de tipo Toledo, que como se verá más adelante son de tendencia shoshonítica, como los gabros de Villanueva y las variedades no olivínicas de los tipos de La Bastida (que no generan ortopiroxeno de textura metamórfica), tienen contenidos en ortosa normativa muy

superiores a los de los gabros olivínicos, así como relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  mayores, lo cual favorece más la estabilidad de clino- con respecto al ortopiroxeno.

De cualquier forma, esta blastesis y reequilibrio de fases primarias se ve confirmada al realizar el estudio de las condiciones termobarométricas de estas rocas. De este modo, minerales que parece que a priori podrían proporcionar condiciones ígneas (caso del olivino y espinela, o del ortopiroxeno y clinopiroxeno de aspecto ígneo) nos proporcionan temperaturas similares a las del clímax metamórfico (ver apartado 3.5).

En cuanto a los ferromagnesianos de los granitoides sintectónicos de tipo Argés, sus características químicas nos conducen a similares conclusiones. De esta forma, la biotita, que presumiblemente debió formar parte de la paragénesis ígnea, presenta características químicas y texturales propias de una recristalización en condiciones granulíticas. Algo similar se podría pensar del granate y de la cordierita. El hecho de que en determinadas zonas, en concreto en aquellas en donde existe una migmatización del granitoide o donde hay una intrusión sin-plutónica de vénulas leucocráticas, se produzca abundante blastesis de granate (lámina VI, G) o de cordierita (sector de Casasbuenas), parece apuntar más bien a un origen metamórfico (neoformación) para estos minerales, si bien resulta muy difícil, si no imposible, determinar si algunas de estas fases peraluminicas formaron parte de la paragénesis ígnea del los granitoides.

### 3.5.-GEOQUIMICA DE LAS SERIES DE AFINIDAD CALCOALCALINA

En este capítulo vamos a realizar, en primer lugar, una tipificación o clasificación de los cinco grupos litológicos de afinidad calcoalcalina diferenciados en el Complejo, dentro de los tipos de series ígneas más comunmente utilizados, estableciendo la correspondencia entre las clasificaciones petrográficas, los datos mineralógicos y el quimismo de las rocas. Posteriormente va a analizarse la evolución geoquímica, tanto en elementos mayores como en trazas de las distintas series, lo que nos va a ayudar a establecer más adelante la posible relación o no de los grupos básicos entre sí, y de éstos con los granitoides con los que espacial y temporalmente se encuentran asociados. Finalmente se intentará establecer los modelos evolutivos de las diferentes series, así como caracterizar geoquímicamente los posibles materiales fuente de estas rocas.

En el apéndice se encuentran recogidos todos los análisis químicos y normas CIPW de las rocas aquí estudiadas.

### 3.6.1.-CARACTERIZACION GEOQUIMICA

Vamos a empezar el estudio geoquímico de los tipos básico por sus características normativas y otros caracteres químico-mineralógicos, ya que éstos nos ofrecen la posibilidad de contrastar las clasificaciones modales con la química global de la roca.

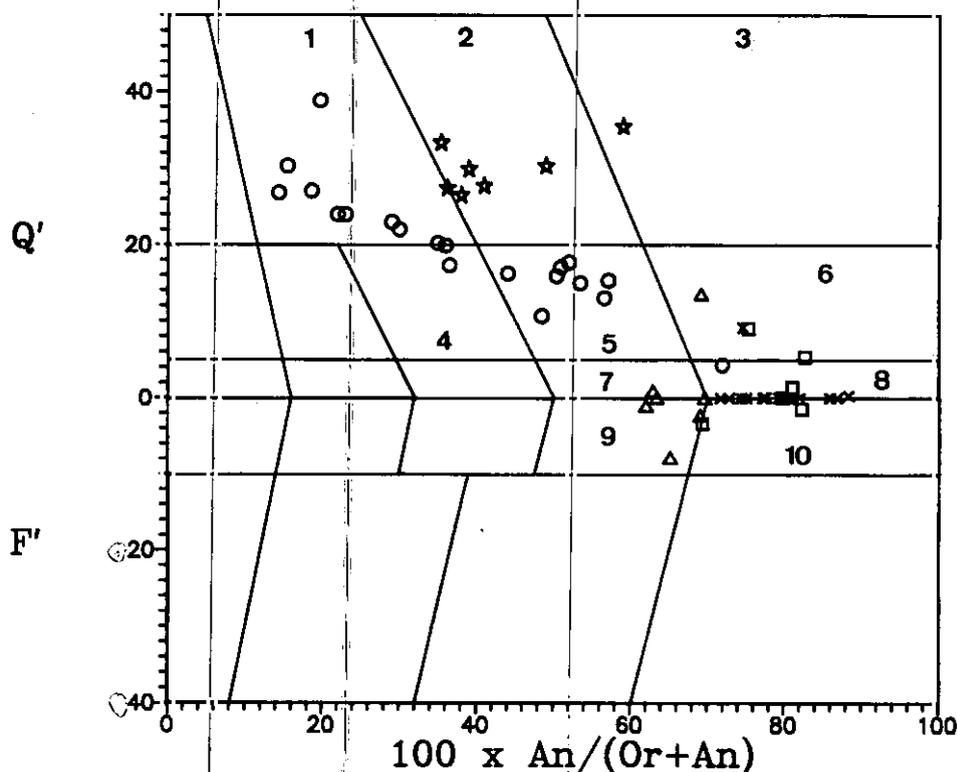


Figura 62.-Diagrama  $Q'(F')$ - $100An/(Or+An)$  (Streckeisen y Le Maitre, 1979) de las rocas de afinidad calcoalcalina. Aspas: gabros de tipo La Bastida; Triángulos: gabros de tipo Toledo; Cuadrados: gabros de tipo Villanueva; Círculos: granitoides de tipo Argés; Estrellas: granitoides de tipo Sotero. Campos: 1.-Granitos; 2.-Granodioritas; 3.-Tonalitas; 4.-Cuarzomonzonita; 5.-Cuarzomonzodiorita; 6.-Cuarzodiorita o cuarzogabro; 7.-Monzodiorita o monzogabro; 8.-Diorita o gabro; 9.-Monzodiorita o monzogabro con feldespatoideos; 10.-Gabro o diorita con foides.

En la figura 62 se han proyectado en un diagrama  $Q'(F')$  frente a  $100An/(An + Or)$  (Streckeisen y Le Maitre, 1979) los tres grupos básicos del área y se comprueba que, por un lado, los gabros de tipo La Bastida son saturados en cuarzo, en su gran mayoría con olivino e hiperstena normativos, y en muy pocos casos, en los tipos más diferenciados son sobresaturados en cuarzo, y sólo en un caso una muestra presenta un 0.02% de nefelina normativa. Sin embargo, los gabros de

tipo Toledo varían desde tipos subsaturados en sílice, monzogabros con foides en este diagrama, con Ne normativa desde 5.8% hasta valores casi nulos, hacia tipos saturados y sobresaturados que en el citado diagrama se clasifican como monzogabros o monzodioritas hasta cuarzodioritas. Esta clasificación no concuerda con los datos modales, con los que estas rocas se clasifican desde gabros a cuarzodioritas, debido a que la norma CIPW no tiene en cuenta las fases hidratadas como puedan ser el anfíbol o la biotita. Sin embargo, sí es reflejo de una química global de tendencia alcalina, como ya veremos más adelante. Por ello, preferimos seguir denominando a estas rocas por sus características modales. El tercer grupo, constituidos por los gabros de tipo Villanueva, que desde un punto de vista normativo varían desde tipos ligeramente subsaturados, clasificados en la figura 62 como gabros con foides, hasta gabros y cuarzogabros, clasificación ésta que, a grandes rasgos coincide con la clasificación modal de estas rocas como gabros s. l.

La serie intermedia-ácida de Argés se proyecta en el diagrama de Streckeisen y Le Maitre (1979) desde el campo de gabros (tan sólo una muestra) hacia tipos monzodioríticos, cuarzomonzodioríticos, hasta granitos s.s., lo que contrasta con la clasificación modal de estas rocas desde términos cuarzodioríticos hacia tonalitas, granodioritas y monzogranitos, dominando estos dos últimos grupos. De nuevo, en este diagrama químico no se tiene en cuenta el relativamente alto contenido en fases hidratadas (biotita), no calculadas en la norma CIPW, lo que influye fuertemente en el componente ortosa de las rocas.

Por último, los granitoides de tipo Sotero se proyectan en el diagrama  $Q^2-100An/(An + Or)$  como granodioritas, y tan sólo una muestra, que corresponde a un enclave microgranular rico en biotita, queda en la parte superior del campo de las tonalitas. Se trata esta vez de una clasificación coherente con la petrografía, reflejo de una mayor adecuación de la composición de la roca, no excesivamente rica en biotita, al cálculo de la norma CIPW.

Considerando la clasificación químico-mineralógica de Debon y Le Fort (1983) realizada con parámetros a partir de elementos mayores, podemos adscribir y comparar nuestras series con las asociaciones magmáticas propuestas por dichos autores. A este respecto vamos a considerar el diagrama A-B, en el cual el parámetro A es reflejo del Al en exceso después de saturar los feldespatos y plagioclasas, es decir una medida proporcional al índice de peraluminicidad de la roca, y B es proporcional a la cantidad de minerales ferromagnesianos. En dicho diagrama (fig. 63) los tipos básicos quedan todos dentro del campo metalumínico, con valores altos de parámetro B, sobre todo los tipos olivínicos de La Bastida. En este grupo se pone de manifiesto un vacío composicional, ya establecido en base al estudio de la química de las fases minerales, entre los citados tipos olivínicos y los que carecen de esta fase, lo que es claramente indicativo de procesos de fraccionamiento

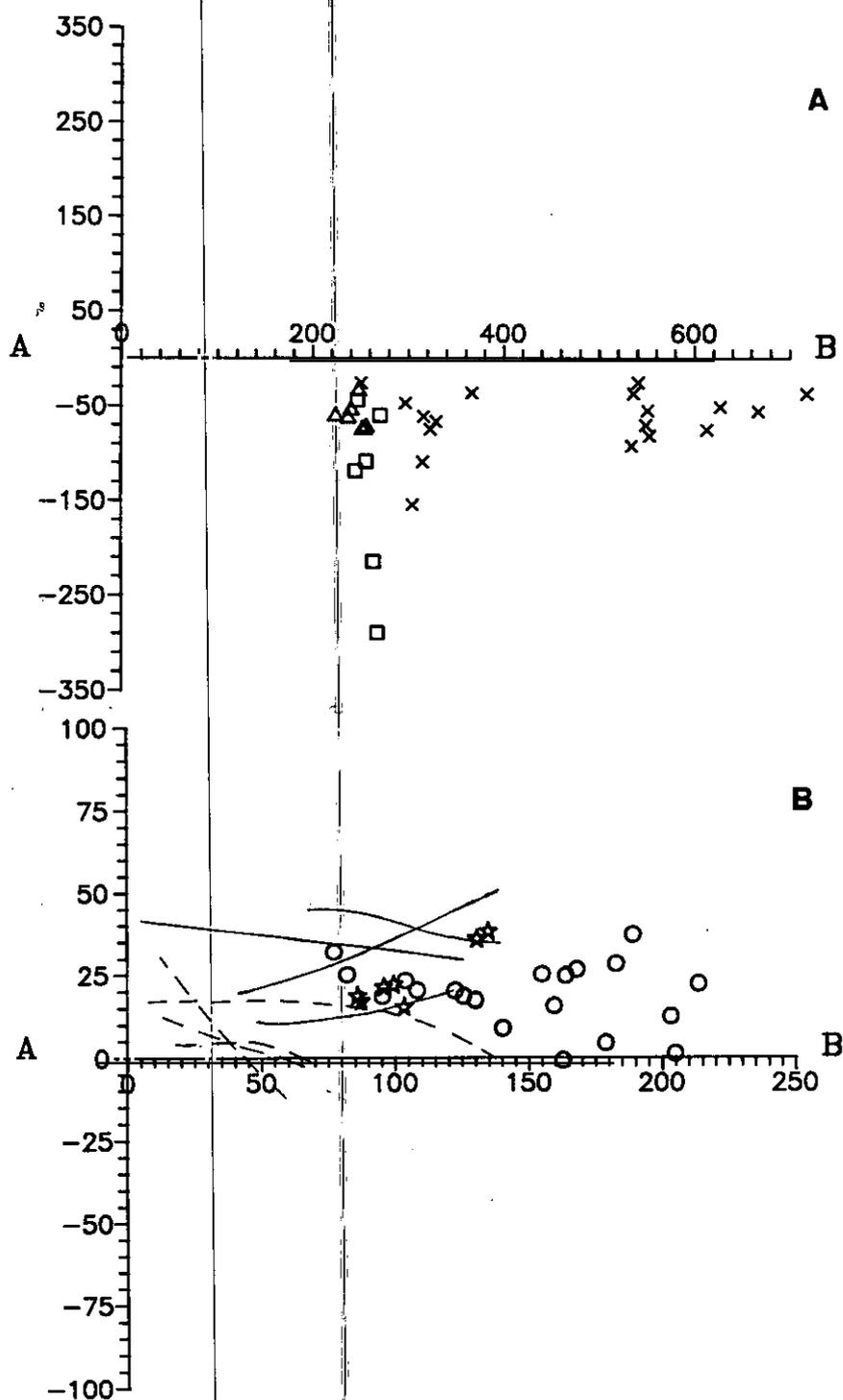


Figura 63.-Diagramas A-B de Debon y Le Fort (1983) para las rocas básicas (A) y para los granitoides calcoalcalinos (B). Líneas continuas: pautas de series Aluminicas; Líneas discontinuas: pautas de series aluminocafémicas. Mismos símbolos que en la figura 62.

cristalino de fases ferromagnesianas, en este caso olivino y seguramente un piroxeno. La evolución dentro de la serie de La Bastida, desde los tipos más básicos hacia los más diferenciados se produce

con una disminución en parámetro B y un ligero descenso de parámetro A dentro del subgrupo olivínico, y con un decrecimiento menos marcado en B y un aumento en A para los tipos no olivínicos, lo que parece indicar la presencia de fenómenos de fraccionamiento de plagioclasa combinado con el ya citado de olivino o/y otra fase ferromagnésiana (piroxeno).

El grupo de gabros de tipo Toledo queda proyectado igualmente dentro del campo metalumínico (fig. 63) no definiendo una pauta clara.

Por el contrario, los gabros de tipo Villanueva se proyectan en el diagrama A-B, con valores de B similares a los del grupo anterior, pero con una gran variación en el parámetro A, siempre dentro del campo metalumínico, lo que podría indicar seguramente un importante fraccionamiento de la plagioclasa, como ya se verá más adelante.

Con respecto al grupo de granitoides de Argés se puede decir, con respecto al diagrama A-B (fig. 63), que se trata de rocas que se proyectan en el campo peralumínico, sin que se pueda decir que exista una pauta clara de variación del valor de A con la diferenciación, es decir, presentan una pauta de pendiente prácticamente nula. Lo que más llama la atención son sus elevados valores en el parámetro B, es decir, se trata de granitoides muy ricos en Fe+Mg+Ti. Esto hace que en el diagrama A-B no se los pueda adscribir claramente a ninguno de los tres grupos de asociaciones magmáticas que proponen Debon y Le Fort (op. cit.). Desde un primer momento se pueden desechar asociaciones de tipo *CAFEMICO*, que son esencialmente metalumínicas, pero tampoco se puede llegar a la conclusión de si se trata de asociaciones de tipo *ALUMINOCAFEMICO* o *ALUMINICAS*.

Los granitoides de tipo Sotero se proyectan igualmente en el campo peralumínico con una pauta de pendiente negativa más próxima a la de series *ALUMINICAS*.

En el diagrama R1-R2 de De La Roche et al. (1980) (fig. 64) se observa, en primer lugar, que la mayoría de los gabros de tipo La Bastida se proyectan en el campo de gabros olivínicos y algunos de los tipos más diferenciados en los campos de gabros y cuarzodioritas, clasificación ésta bastante coherente con la petrografía. No definen una pauta suficientemente clara como para dilucidar su pertenencia a alguno de los tipos de series magmáticas calcoalcalinas o toleíticas, pero sí queda claro que no se trata de series de tipo alcalino o shoshonítico.

Los gabros de tipo Toledo se proyectan, sin embargo, desde campos de gabros alcalinos hacia gabros, siguiendo una pauta rectilínea de pendiente ligeramente negativa, lo que está de acuerdo con sus caracteres normativos (ver fig. 64).

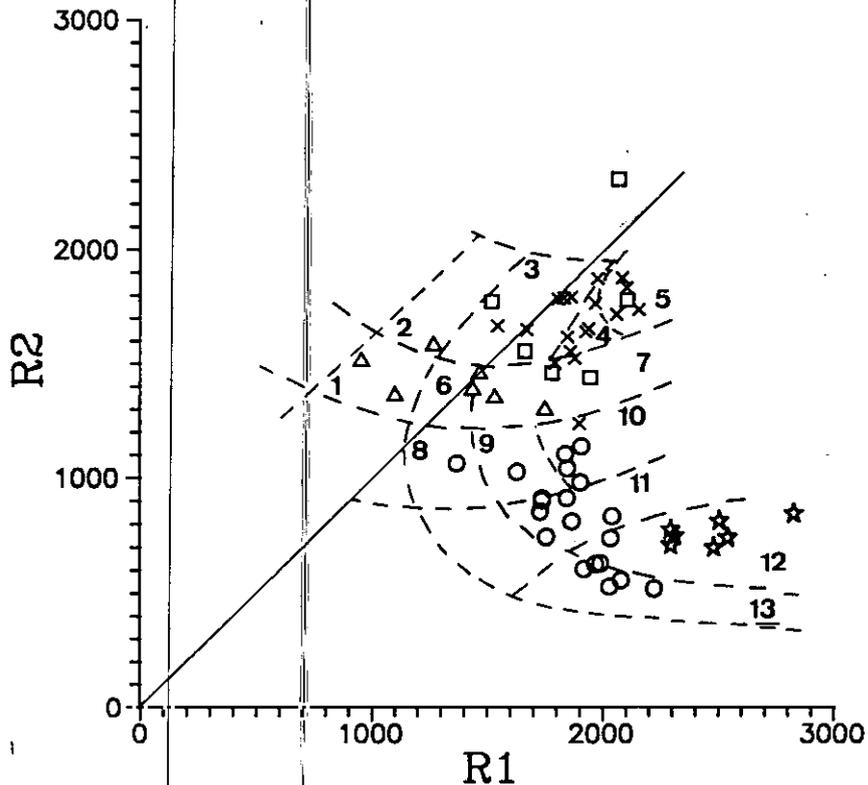


Figura 64.-Diagrama R1-R2 de de la Roche et al. (1980) para las rocas básicas y granitoides de afinidad calcoalcalina. Mismos símbolos que en la figura 62. Campos: 1.-Sienogabro; 2.-Gabro alcalino; 3.-Gabro olivínico; 4.-Sin nombre; 5.-Gabronorita; 6.-Monzogabro; 7.-Gabro; 8.-Monzonita; 9.-Monzodiorita; 10.-Diorita; 11.-Tonalita; 12.-Granodiorita; 13.-Monzogranito/sienogranito.

Los gabros de tipo Villanueva se proyectan más dispersos en campos de gabros alcalinos (sólo dos muestras) y de gabros, al igual que ocurría en el diagrama de Streckeisen y Le Maitre (1979) (fig. 62), sin mostrar un pauta clara.

Pasando a las rocas intermedias-ácidas, vemos en la figura 64 que la serie de Argés evoluciona desde términos, que en este diagrama se clasifican como monzonitas, cuarzodioritas o dioritas, hacia tonalitas, granodioritas y finalmente monzogranitos, siguiendo un pauta que es intermedia entre las pautas de series calcoalcalinas normales y las de tipo shoshonítico, y que podría corresponder a pautas de series calcoalcalinas de alto contenido en K.

La otra serie ácida, la de Sotero, se proyecta dentro del campo de granodioritas y no definen en el diagrama R1-R2 una pauta clara.

La proyección de estas rocas en el diagrama AFM muestra que en ninguna de estas series hay un enriquecimiento en Fe en ninguno de sus términos, por lo que ninguna de ellas puede ser adscrita a series de tipo toleítico.

Unos diagramas que van a resultar muy útiles en la clasificación de estas series son el  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  y  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  (fig. 65). En estos diagramas se pone de manifiesto que, tanto la serie de la Bastida como la de Villanueva quedan en la parte superior del campo subalcalino, con pautas de pendiente positiva, mientras que la serie de tipo Toledo se proyecta claramente dentro del campo alcalino y con una extraña pauta de ligero descenso en álcalis con la diferenciación. La serie de granitoides de tipo Argés se proyecta, en su polo menos diferenciado, en el campo alcalino pasando progresivamente hacia al subalcalino conforme aumenta el contenido en  $\text{SiO}_2$ . La serie de tipo Sotero es claramente subalcalina.

En el diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  se observan comportamientos similares a los descritos en el caso anterior (fig. 65). La serie de gabros de La Bastida se proyecta en campos calcoalcalinos normales para los tipos olivínicos menos evolucionados, y en calcoalcalinos altos en K para el resto de los tipos de La Bastida y también para los gabros de tipo Villanueva. Por el contrario, los gabros de tipo Toledo son altos en  $\text{K}_2\text{O}$  proyectándose dentro del campo de rocas shoshoníticas, desmarcándose pues del resto de los grupos básicos del sector.

Los tipos intermedios-ácidos de Argés se proyectan entre los campos calcoalcalino alto en K y shoshonítico, siguiendo una pauta de aumento en  $\text{K}_2\text{O}$  con la diferenciación, mientras que los de tipo Sotero son claramente más pobres en este elemento, situándose en la parte media del campo calcoalcalino alto en K.

En resumen, con los diagramas hasta ahora comentados se ponen de manifiesto los siguientes hechos:

- De los tres grupos básicos que afloran en el Complejo, dos de ellos, los tipos de La Bastida y Villanueva presentan características de series calcoalcalinas, mientras que el tercero de los tipos gabraideos, el tipo Toledo, presenta afinidad de tipo alcalino, en gran parte debido a sus altos contenidos en  $\text{K}_2\text{O}$  (afinidad shoshonítica).

- Los dos grupos intermedios-ácidos presentan una afinidad calcoalcalina, si bien el de Argés es rico en  $\text{K}_2\text{O}$  y se le puede asignar una afinidad calcoalcalina potásica. A pesar de ser rocas con contenidos elevados en  $\text{MgO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  no se les puede asignar un carácter magnesio-potásico, ya que

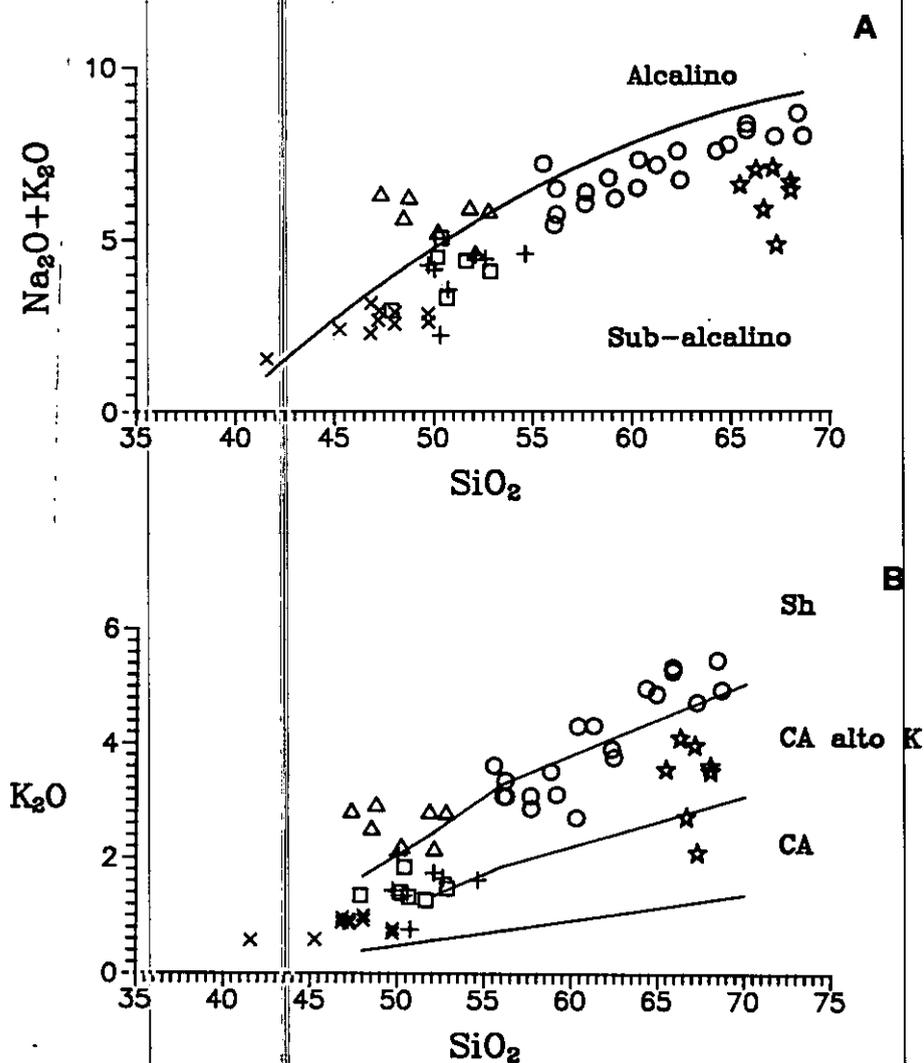


Figura 65.-A) Diagrama  $\text{SiO}_2$ -álcalis de las rocas básicas y granitoides calcoalcalinos. Campos de Irvine y Baragar (1971). B) Diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ . Campos de Innocenti et al., (1982).

no presentan contenidos constantes en  $\text{K}_2\text{O}$  para todo el rango de variación en  $\text{MgO}$ , como Rossi (1986) propone para este tipo de afinidad. En cuanto a los granitoides de tipo Sotero, la ausencia de minerales peraluminicos típicos (cordierita, granate, etc) y la aparición de enclaves microgranulares dispersos, junto con los datos geoquímicos aquí expuestos, nos inclina a incluirlos dentro de este grupo magmático de afinidad calcoalcalina, muy contrastado con respecto a tipos más peraluminicos que se estudiarán más adelante. Quizá uno de los rasgos más significativos de estas rocas graníticas, además de su relativa riqueza en Fe y Mg, sea el carácter peraluminico moderado que presentan todos sus términos, en cierto contraste con lo que ocurre con las series calcoalcalinas típicas de márgenes continentales (Debon y Le Fort, op. cit.), lo que es consecuencia del ambiente geodinámico intracontinental de los materiales aquí considerados.

### 3.6.2.-EVOLUCION GEOQUIMICA

#### 3.6.2.1.-Elementos mayores

Se han proyectado las composiciones químicas en elementos mayores en diagramas de Harker con  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación, con el objeto de visualizar el comportamiento de los mismos (fig. 66). Ya que la discriminación geoquímica de los grupos estudiados es bastante evidente vamos a comentar su evolución por separado, habida cuenta además de que su posible interconexión genética será estudiada en un apartado concreto.

##### -Gabros de tipo La Bastida

Se trata de una serie que evoluciona desde tipo ultrabásicos ( $\text{SiO}_2 < 42\%$ ) hasta tipos intermedios ( $\text{SiO}_2 > 52\%$ ). El hecho más destacable que se observa en los diagramas de variación es la existencia de un vacío composicional entre los tipos olivínicos y los no olivínicos (fig.66), vacío que ya se puso de manifiesto en el estudio de la química mineral de estas rocas. Además, a uno y otro lado del vacío se observan pautas de evolución diferentes. Estos hechos son fácilmente explicables mediante procesos de fraccionación y acumulación de fases cristalinas. Los altos contenidos en Fe y sobre todo en Mg en los términos más básicos, con una pauta de fuerte descenso con la diferenciación y con un cambio de la misma al pasar de los tipos olivínicos a los no olivínicos, es clara consecuencia del fraccionamiento y acumulación de este último mineral, como ya ponían de manifiesto previamente Barbero y Villaseca (1989). Por otra parte, los cambios en las pendientes evolutivas al pasar de un subgrupo al otro, en cuanto al Al, Ca y en menor medida Na y K, de tendencia positiva a la izquierda del vacío y negativa o nula a la derecha del mismo, parece indicar una tendencia fraccionante de plagioclasa rica en componente anortítico a partir de composiciones en torno al 50%  $\text{SiO}_2$ . El resto de los elementos mayores,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  y MnO no muestran variaciones importantes. Todos estos hechos son perfectamente coherentes con las observaciones petrográficas que apuntaban ya hacia procesos de fraccionamiento efectivos. Geoquímicamente, y en cuanto a contenidos en elementos mayores, estas rocas son similares a otros precursores básicos descritos en el Hercínico Ibérico; en concreto a los gabros cortlandíticos de Gredos (Franco y Sánchez, 1987; Bea et al., 1987), del Montnegre (Enrique y Galán, 1989), y de Vivero (Galán, 1984), si bien presentan con respecto a éstos diferencias de índole petrográfica y mineralógica, sobre todo debido a la paragénesis ígnea anhidra de los gabros de La Bastida, que contrasta con las paragénesis de los citados sectores del Hercínico, en donde hay anfibol como fase sólida.

##### - Gabros de tipo Toledo:

Esta serie básica tiene un rango de variabilidad mucho menor que los anteriores, desde los tipos más básicos ( $\text{SiO}_2 \sim 47\%$ ) hasta rocas con algo más del 52%  $\text{SiO}_2$ , que estrictamente hablando corresponden a términos intermedios. El estudio de los contenidos y variaciones de elementos mayores en estas rocas pone de manifiesto, en un primer lugar, que se trata de tipos excepcionalmente ricos en  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Los contenidos en álcalis y sobre todo en  $\text{K}_2\text{O}$  ya comentados provocan su proyección en campos alcalinos y shoshoníticos respectivamente. Estas rocas presentan la mayoría de las características químicas dadas por Morrison (1980) para las asociaciones shoshoníticas:

- Son rocas cercanas a la saturación en  $\text{SiO}_2$ .
- No presentan enriquecimiento en Fe en el diagrama AFM.
- Presentan contenidos en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ .
- Sus relaciones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  son mayores de 0.6 para contenidos en  $\text{SiO}_2$  cercanos al 50%.
- Están enriquecidos en P, y también, como veremos más adelante en Ba, Rb, Sr y TRL.
- Presentan altos valores en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Por el contrario, son rocas muy ricas en  $\text{TiO}_2$  (1.5-2.3%), lo cual no es típico de asociaciones shoshoníticas pero sí de series alcalinas (Floyd y Winchester, 1976), y no presentan una pauta de fuerte aumento de K en el diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  como propone Morrison (op. cit.). No obstante, otras series plutónicas de afinidad shoshonítica tampoco presentan esas pendientes (Orsini, 1980, Pagel y Leterier, 1980). Son rocas igualmente muy similares, desde un punto de vista geoquímico a las lavas shoshoníticas, como por ejemplo a las rocas de la unidad Skoutaros de la isla de Lesbos (Pe-Piper, 1980).

En cuanto a contenidos en Fe, Mg y Ca son las rocas más pobres en estos elementos de los tres grupos básicos estudiados y presentan pautas de variación de ligero descenso con la diferenciación, similares a la de otros gabros con igual contenido en  $\text{SiO}_2$  del sector. En el diagrama  $\text{MgO}$ - $\text{FeO}_t$  con campos de Morrison (op. cit.) (fig. 67) estas rocas se proyectan dentro del campo de variabilidad que el citado autor proponen para series shoshoníticas, lo cual apoya el citado carácter de este grupo gabroideo. Este carácter de tipo shoshonítico está además apoyado por la composición química de las biotitas de estas rocas, que como ya vimos se proyectan en el campo subalcalino en el diagrama de Nachit et al., (1985) (fig. 51). No obstante, las composiciones del anfibol y del piroxeno no presentan ningún rasgo de tendencia alcalina.

Por sus características geoquímicas en elementos mayores, estas rocas podrían equivaler a algún tipo vaugnerítico del Hercínico Ibérico, como los que aparecen en el sector de Guimaraes

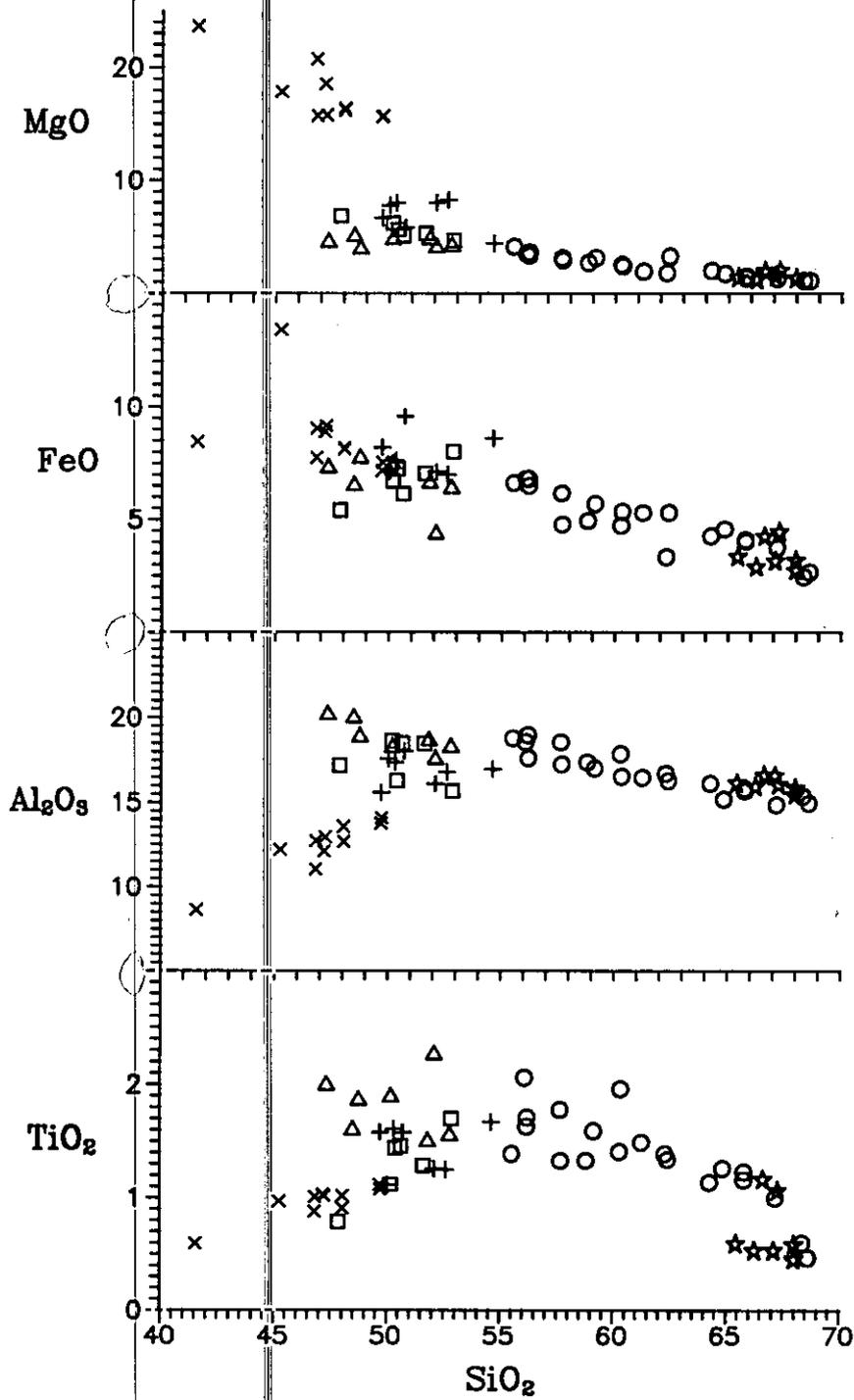


Figura 66.-Diagramas de variación de las rocas básicas y granitoides de afinidad calcoalcalina. Mismos símbolos que en la figura 62.

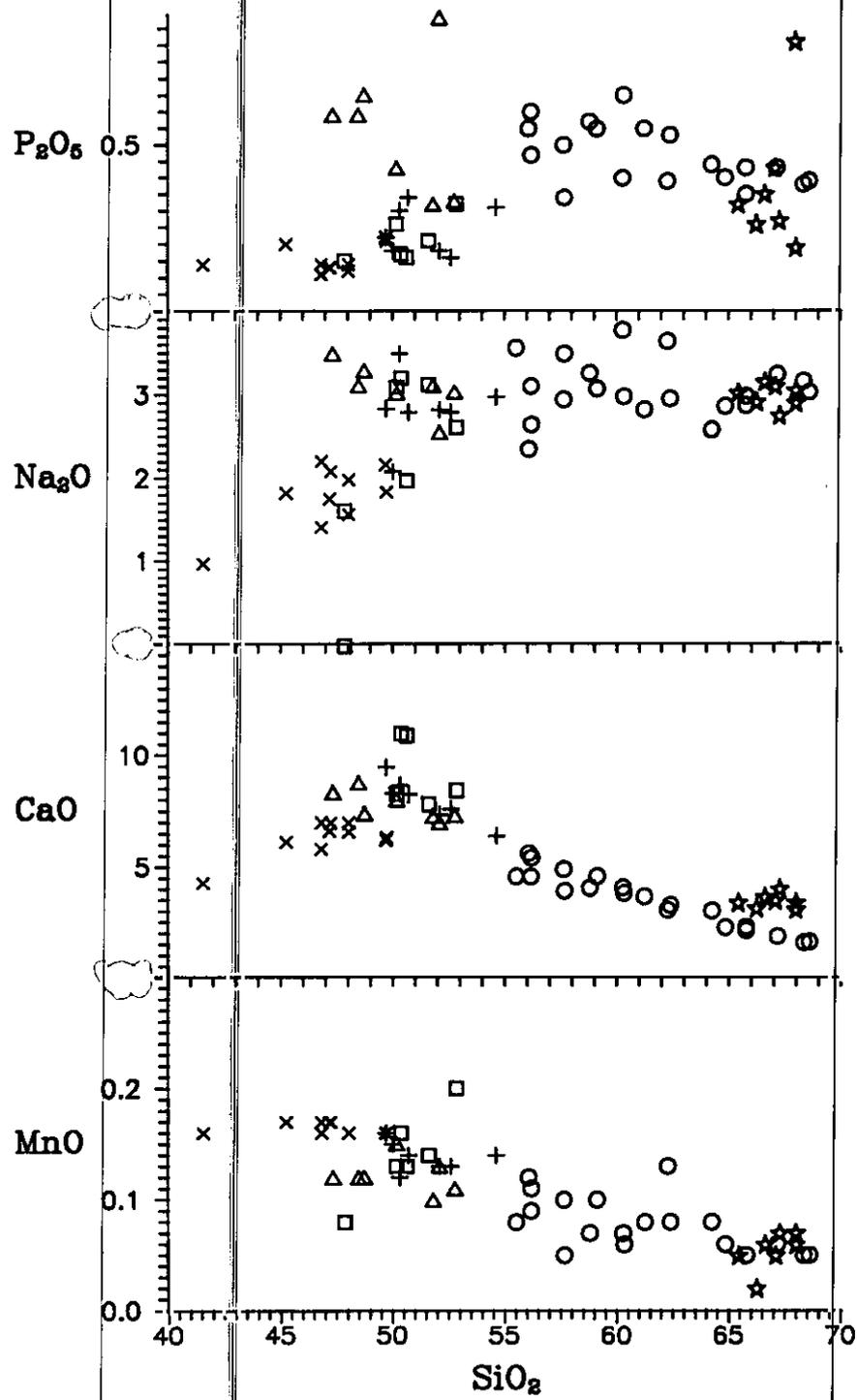


Figura 66.-Continuación.

(Portugal) (Montenegro et al., 1985) o como los de la región de Muxia-Finisterre (Gil Ibarra, 1982). Las principales diferencias se marcan por una composición más rica en  $Al_2O_3$  y algo menor en álcalis, especialmente  $K_2O$ , de las rocas básicas aquí estudiadas. En el Herócnico francés, en las regiones de Ploumana'ch y Ballons aparecen también tipos parecidos a estos gabros de tipo Toledo, habiéndoseles asignado también una afinidad de carácter shoshonítico (Barriere, 1970; Pagel y Leterrier, 1980).

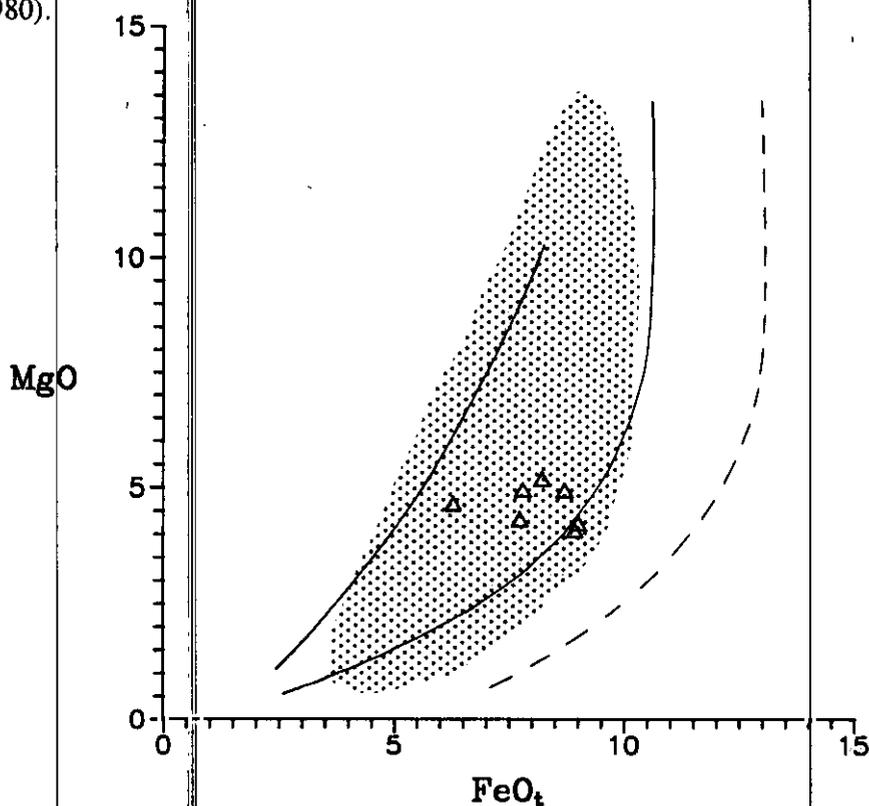


Figura 67. Diagrama MgO-FeO<sub>t</sub> de los gabros de tipo Toledo. Campo punteado: zona de proyección de rocas de la asociación shoshonítica. (Morrison, 1980); Líneas continuas: trends de series calcoalcalinas. Línea discontinua: trend de series alcalinas.

#### - Gabros de tipo Villanueva:

Varían por su contenido en  $SiO_2$  desde tipos básicos hasta rocas intermedias. Sus contenidos en elementos mayores son los típicos de series calcoalcalinas. Al, Fe, Mg y Ca presentan pautas rectilíneas de descenso con la diferenciación, siendo ésta particularmente acusada en el diagrama  $SiO_2$ -CaO, lo cual está en consonancia con la gran variación que se observaba en el componente anortítico de la plagioclasa. Tan sólo se observan pautas de variación positiva en Ti, P y álcalis, lo cual podría indicar una cristalización relativamente temprana de la ilmenita y el apatito. Estas rocas son similares a los gabros calcoalcalinos de la Sierra de Guadarrama (gabros del Tiemblo, Casillas, 1989) aunque con ligeras diferencias en Ti, P y álcalis, algo más pobres en los gabros de Guadarrama.

#### - Granitoides de tipo Argés:

Varían desde tipos intermedios a ácidos con un rango en  $\text{SiO}_2$  de aproximadamente un 13%. Al, Ti, Fe, Mg, Ca y P tienden a disminuir con la diferenciación, lo que es coherente en primer lugar con unas menores proporciones de biotita hacia los términos más ácidos, y en segundo lugar con una composición progresivamente más albitica de la plagioclasa. Los únicos elementos que aumentan con el grado de evolución de la roca son los álcalis, sobre todo el K, lo que concuerda perfectamente con la observación petrográfica de tipo tonalíticos, granodioríticos, monzogranitos no porfídicos y porfídicos.

No resulta fácil encontrar tipos químicamente equivalentes en el Hercínico en general, y en el Ibérico en particular. Tipos petrográficamente similares como podrían ser las granodioritas precoces de Vivero (Galán, 1987), las del NO de Salamanca (Martínez, 1974) o las de Finisterre (ITGE, 1984) presentan composiciones no tan marcadamente ferromagnesianas y el caso de las rocas de Vivero con un pauta claramente CAFEMICA en el diagrama A-B, cosa que no ocurre en el caso de las rocas de Argés.

#### - Granitoides de tipo Sotero:

Se trata de un grupo de rocas con un rango de variación en  $\text{SiO}_2$  muy estrecho, en el que, por lo tanto no están claras las pautas de variación tanto de elementos mayores como trazas. Va establecerse pues, principalmente una comparativa con el otro grupo granítico de afinidad calcoalcalina (tipo Argés).

Se trata de un grupo de rocas que tiende a presentar mayores contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y sobre todo CaO que las rocas de la serie de Argés, siendo por el contrario más pobre en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Presentan contenidos en Fe, Mg y P bastante similares. Los tipos más básicos muestreados corresponden a un enclave microgranular y a una muestra recogida en la región más septentrional del sector donde aflora este tipo granítico, y en general se alinean bien con el resto de las muestras. En general, parece que Al, Ti, Fe, Mg, Ca y P disminuyen con la diferenciación, mientras que los álcalis, sobre todo el K, tienden a aumentar.

#### **3.6.2.2.-Elementos trazas**

Se han realizado, al igual que en el apartado anterior, diagramas de Harker con  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación para todos los elementos trazas determinados. También se han realizado arcnigramas normalizados de elementos trazas y algún elemento mayor con el objeto de establecer una comparativa con granitoides de distintos ambientes geodinámicos (Thompson et al., 1984; Pearce

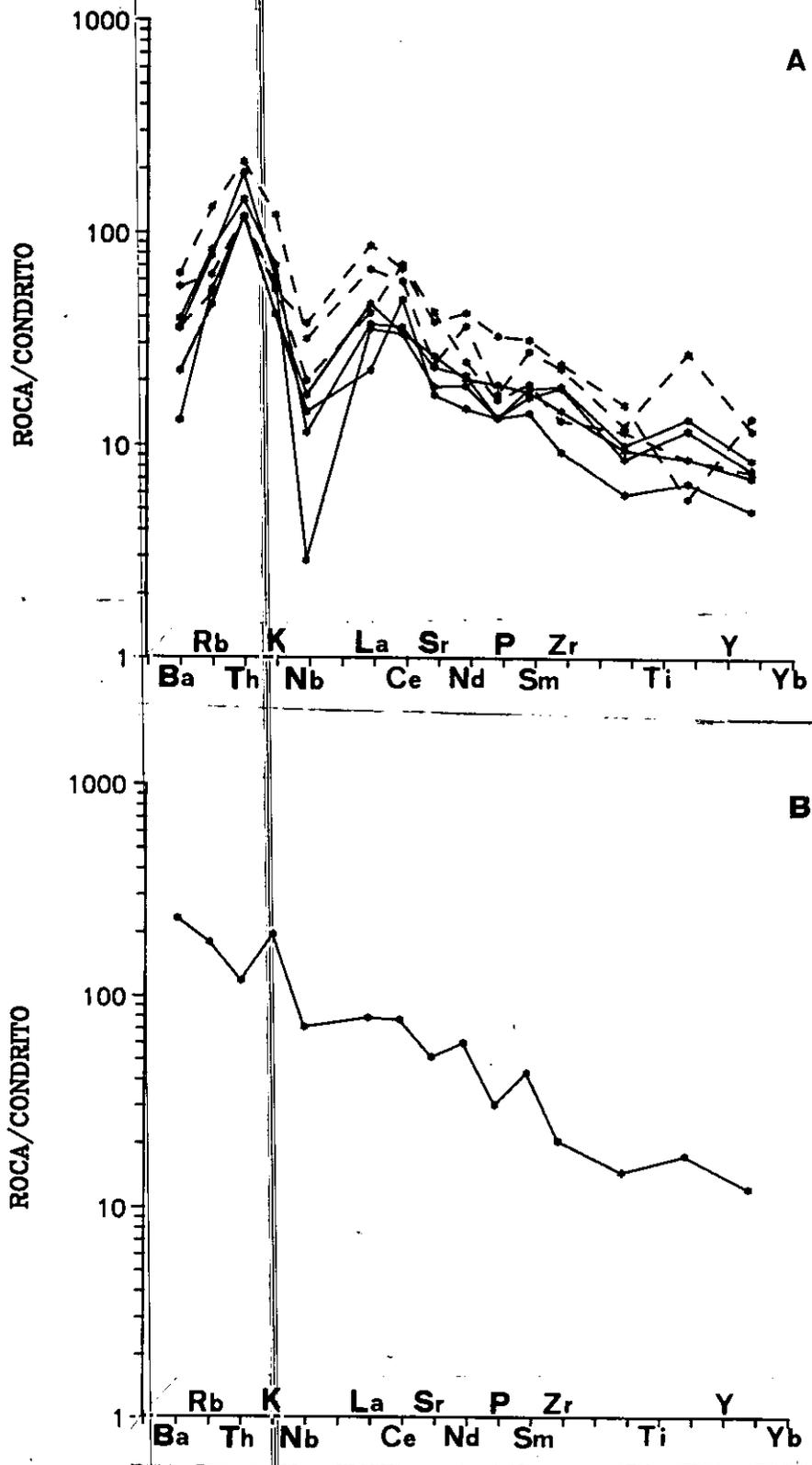


Figura 68.-Arcanigramas normalizados a los valores condriticos de Thompson et al. (1984). A) Gabros de La Bastida; B) Gabros de Toledo.

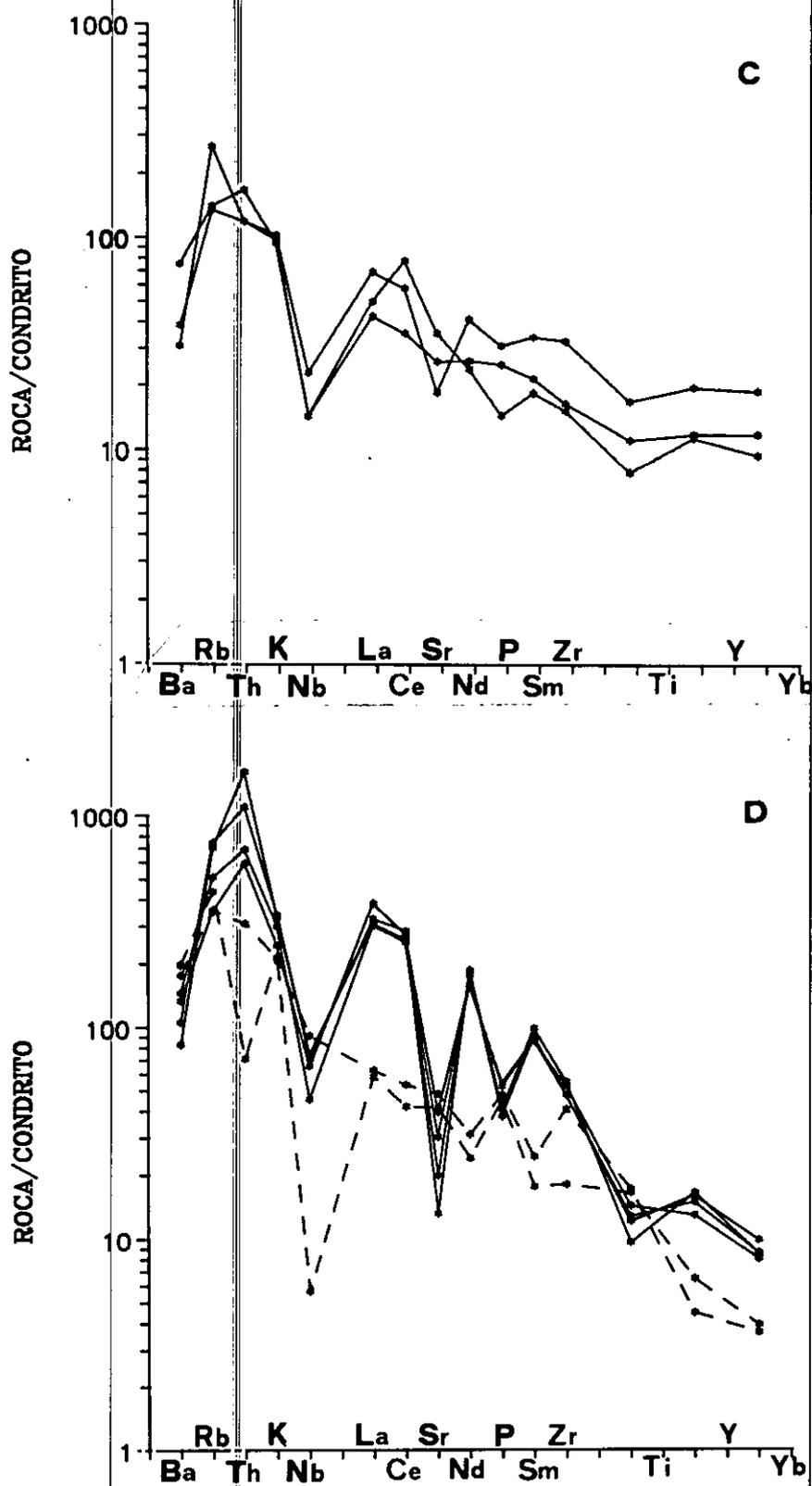


Figura 68.-Continuación. C) Gabros de Villanueva; D) Granitoides de Argés.

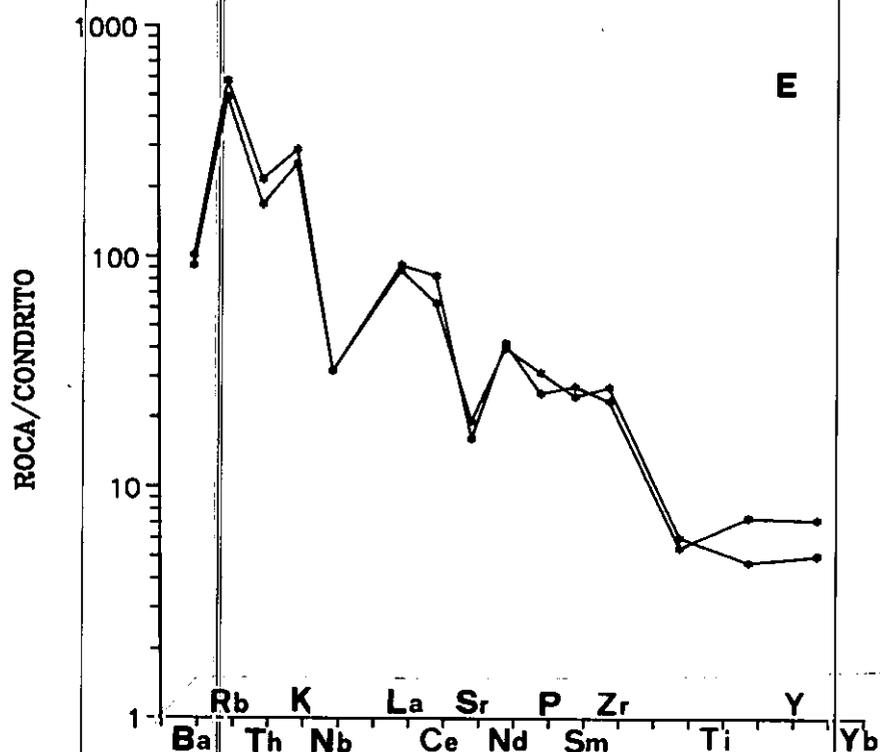


Figura 68.-Continuación. E) Granitoides de Sotero.

et al., 1984).

En los espectros normalizados a los valores condrícticos de Thompson et al. (op. cit.) podemos observar las siguientes características (fig. 68):

Los gabros de tipo La Bastida y Villanueva presentan espectros de morfología bastante similar, con anomalías positivas en Th, y en menor grado en La y Ce, y una fuerte anomalía negativa en Nb, y menos marcada en P y Ti. Se trata de espectros bastante parecidos a los que estos autores proponen para el magmatismo colisional o postcolisional.

Por el contrario, el único espectro de que se dispone de los gabros de tipo Toledo presenta los valores normalizados más altos de todos los tipos básicos estudiados, con anomalía negativa en Th y mucho menor en P y Ti, y con marcadas anomalías positivas en Ba y K, y en menor grado en Sm y Nd.

Dentro del grupo de granitoides de tipo Argés pueden distinguirse, en base a estos

aracnigramas dos subgrupos: por un lado los espectros que presentan anomalías positivas en Rb, K, Sr y P, y negativas en Th, Nb, Nd, Sm, Y e Yb, y que corresponden a los dos tipos menos diferenciados de los que se dispone de datos químicos de todos los elementos del espectro, y por otro lado, espectros con anomalías positivas en Th, La, Ce, Nd, Sm e Y y negativas en Nb, Sr, P y Ti. En definitiva, se trata de espectros con la mayoría de la anomalías cambiadas de signo en unos con respecto a los otros: En general, son espectros bastante parecidos a los que Thompson et al. (op. cit.) muestran para magmas de tipo S en ambientes colisionales o post-colisionales, no queriendo esto significar que se trate de granitos de tipo S, sino más bien en el sentido de que son rocas de ascendencia cortical.

Por último, los espectros normalizados de los granitos de tipo Sotero presentan caracteres muy similares a los de los tipos ácidos de Argés, con la salvedad de que muestran valores normalizados más bajos, y una pequeña anomalía negativa en Th, que los otros no mostraban (fig. 68, E).

Hemos realizado también la normalización de varios elementos trazas, junto con el K, a la composición de un hipotético granito de dorsal oceánica (Ocean Ridge Granite, ORG), calculada como producto de cristalización fraccionada de una media de la composición del N-MORB aplicando la ley de fraccionamiento de Rayleigh para un  $F=0.25$  (Pearce et al., 1984). Tal y como señalan estos autores esta composición calculada representa la de un granito derivado por fraccionamiento exhaustivo de un líquido basáltico originado en el manto superior, y por lo tanto no afectado por ningún proceso de enriquecimiento o contaminación en la corteza continental. Por lo tanto, esta composición hipotética del ORG no está afectada por fenómenos de fusión cortical, asimilación o procesos relacionados con volátiles, por lo que cualquier desviación de este teórico espectro plano unitario refleja historias evolutivas distintas a la teórica del ORG, y por lo tanto variarán sistemáticamente dependiendo del ambiente y procesos en los que se generan los granitoides. Parece pues un tratamiento teóricamente más correcto para las rocas intermedias-ácidas (con Q modal  $>5\%$ , Pearce et al., op. cit.) que el simple estudio de los espectros normalizados a los *lejanos* valores condriticos.

De esta forma, podemos comprobar que para los granitos de tipo Argés se observan fuertes anomalías positivas en Rb, Th, Ce y Sm, y negativas para Ba, Nb y Zr, presentando espectros enriquecidos con respecto al ORG para todos los elementos excepto Y e Yb (fig. 69). Al igual que ocurría con las normalizaciones condriticas de Thompson et al. (op. cit.) las dos muestras más básicas presentan espectros con la anomalías menos marcadas o incluso ligeramente invertidas de signo.

Los espectros de los granitos de tipo Sotero presentan también una marcada anomalía positiva

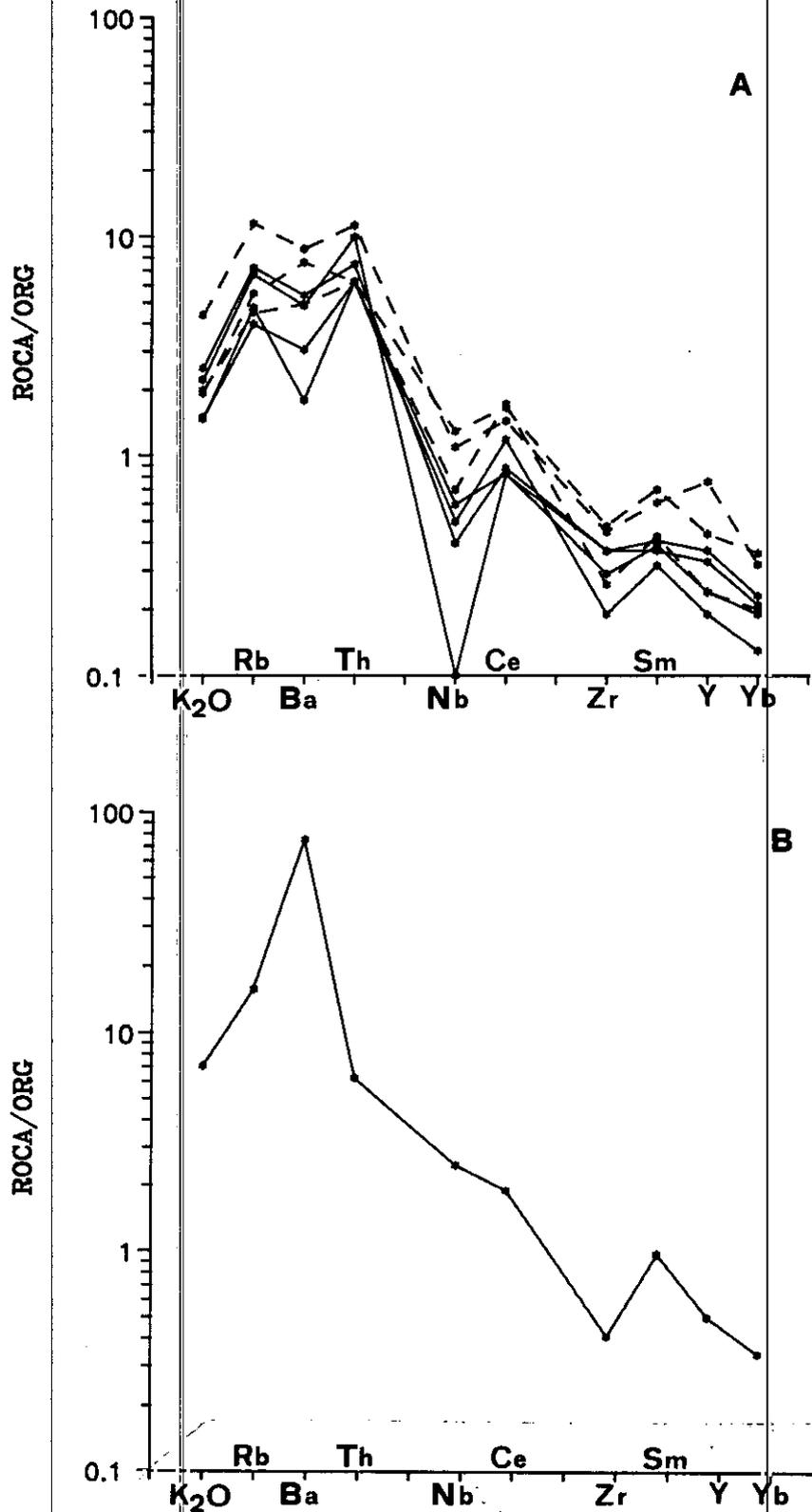


Figura 69.-Aracnogramas normalizados al ORG de Pearce et al. (1984). A) Gabros de La Bastida; B) Gabros de Toledo.

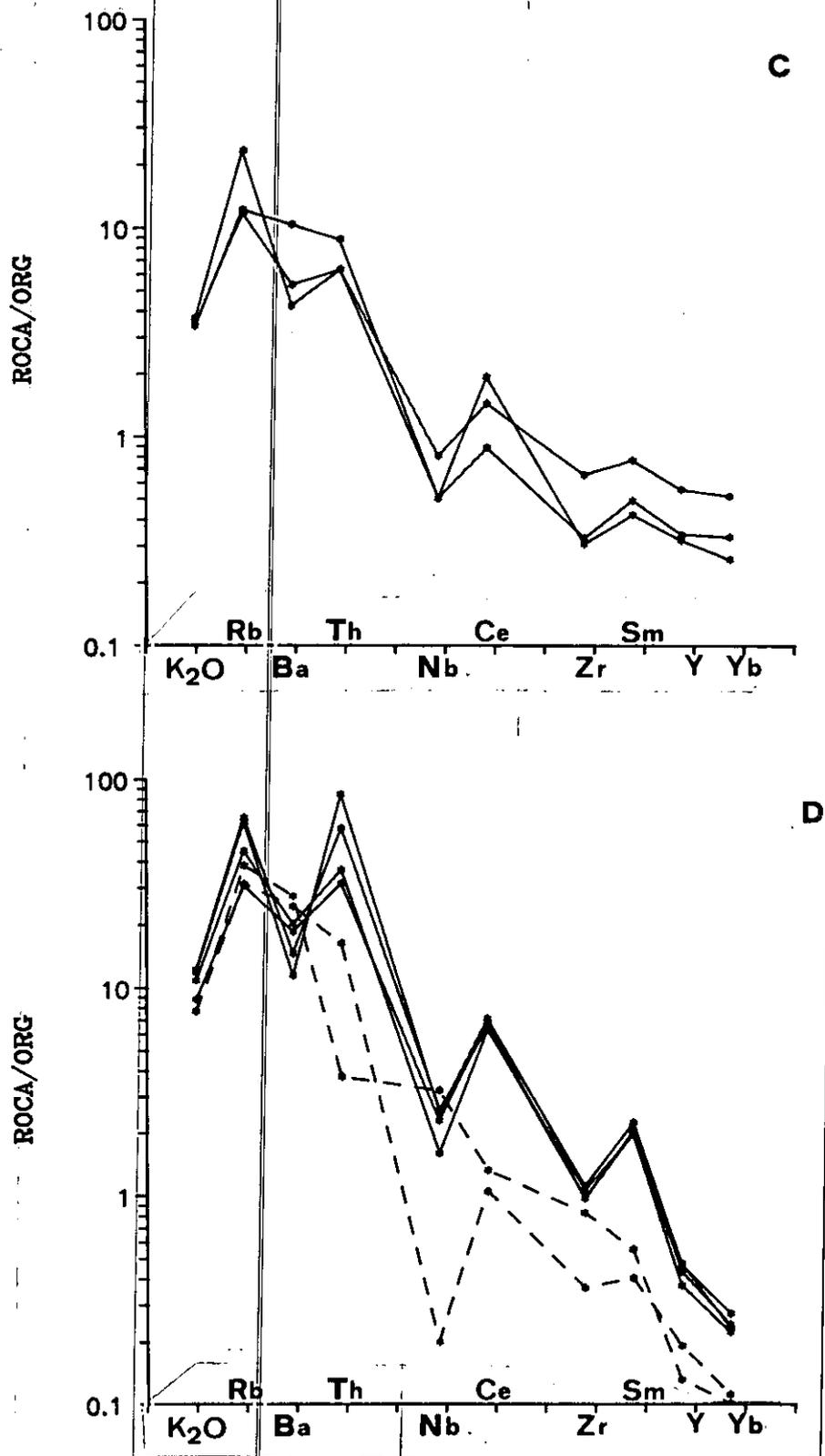


Figura 69.-Continuación. C) Gabros de Villanueva; D) Granitoides de Argés.

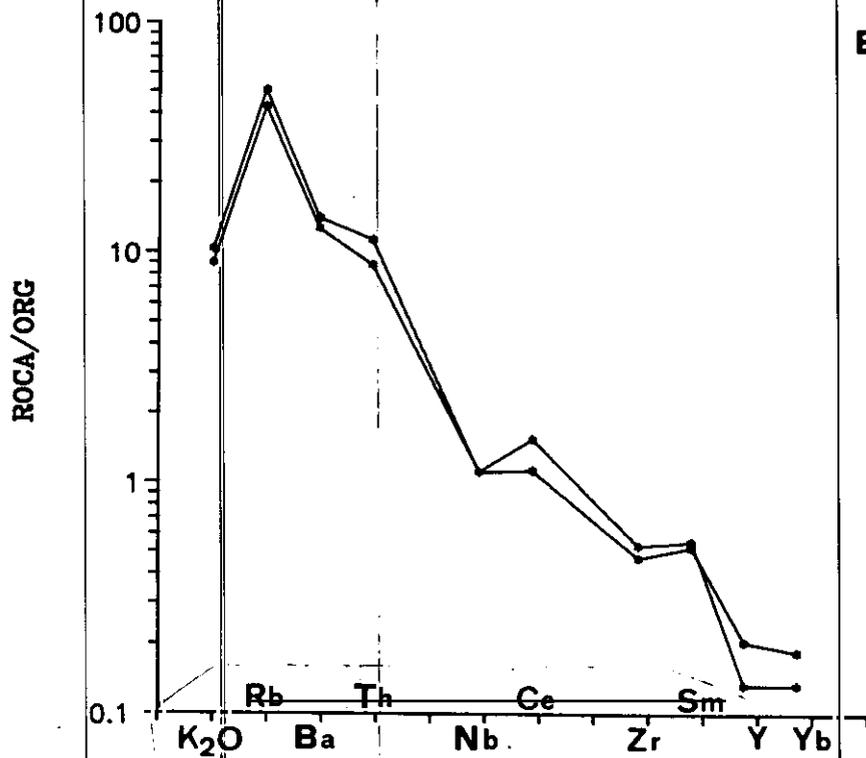


Figura 69.-Continuación.-D) Granitoides de Sotero.

en Rb, y por el contrario poco o nada marcadas en Th, Ce y Sm. Todos los elementos excepto Zr, Sm, Y e Yb están enriquecidos con respecto al ORG (fig. 69).

Estos tipos de espectros de los granitos de Argés y Sotero son, en términos generales bastante similares a los de granitos sin- y post-colisionales de Pearce et al. (1984) (ver figura 1e y 1f de estos autores).

Con el simple objeto de establecer una comparativa se han normalizado al ORG los tres grupos básicos del Complejo (fig. 69). Los gabros de tipo La Bastida y Villanueva presentan espectros paralelos a los de granitos de Argés y Sotero, con las anomalías positivas quizá no tan marcadas, y enriquecimientos mucho menores con respecto al ORG. Este paralelismo de los espectros confirma el carácter calcoalcalino más o menos pronunciado, de todo este conjunto básico-ácido.

El estudio de la variabilidad de los elementos trazas con la diferenciación se pone de

manifiesto en los diagramas de Harker (fig. 70):

- Gabros de tipo La Bastida:

En estas rocas se siguen observando los cambios de pendiente y el vacío composicional en algunos elementos al pasar de los tipos con a los tipos sin olivino. De los elementos trazas de alto radio iónico (de aquí en adelante denominados LILE), Ba y Sr se presentan en contenidos moderados mientras que Rb tiene valores bajos, generalmente  $< 50$  ppm. Presentan un comportamiento similar en los tipos olivínicos tendiendo a aumentar con la diferenciación. Al pasar a los tipos sin olivino Ba y Rb siguen presentando este comportamiento, pero sin embargo el Sr cambia de pendiente y tiende a disminuir, de forma similar a como lo hacía el Ca, elemento al que sustituye en la estructura de la plagioclasa. Este cambio de comportamiento del Sr de incompatible a compatible marca una vez más la presencia de fenómenos de fraccionación de plagioclasa rica en componente anortítico.

Los elementos de alto potencial iónico (de aquí en adelante HFSE) Ga, Nb y Th se presentan en contenidos bajos y con un comportamiento de tipo moderadamente incompatible, sin que se marquen excesivas diferencias entre los tipos con y sin olivino. Otros HFSE de comportamiento geoquímico más compatible en magmas básicos, como son el Zr e Y presentan contenidos moderados o altos.

Los elementos metálicos de transición como son el Cr y Ni se presentan en contenidos elevados con pautas de fuerte descenso con la diferenciación y cambios bruscos en la pendiente al pasar de los tipos con olivino a los tipos sin este mineral. Es una pauta similar, sobre todo la del Ni a la que presentaba el Mg, y es perfectamente coherente con los ya anunciados procesos de fraccionación y acumulación de olivino en los tipos más básicos.

Las tierras raras (TR) presentan contenidos enriquecidos entre 10 y 100 veces con respecto al condrito (fig. 71), siendo este enriquecimiento mayor en los tipos no olivínicos con respecto a los olivínicos más básicos, como suele ocurrir en magmas básicos en donde las TR se comportan como elementos incompatibles (Fourcade, 1981; Cocherie, 1983; Casillas et al., 1991). El grado de fraccionamiento de los espectros es bajo ( $La_n/Lu_n$  4-6) y los espectros de los tipos con o sin olivino son perfectamente paralelos. Pueden observarse tanto pequeñas anomalías positivas como negativas de Eu (fig. 71).

- Gabros de tipo Toledo:

En general presentan contenidos y comportamientos geoquímicos de los elementos trazas muy contrastados con respecto a los de los otros dos grupos gabroideos del sector.

Presentan elevados contenidos en LILE, excepcionalmente altos en Ba y Sr (Ba entre 780 y 1800 ppm con un valor medio de 1474 ppm; Sr entre 500 y 1200 ppm con un valor medio de 790

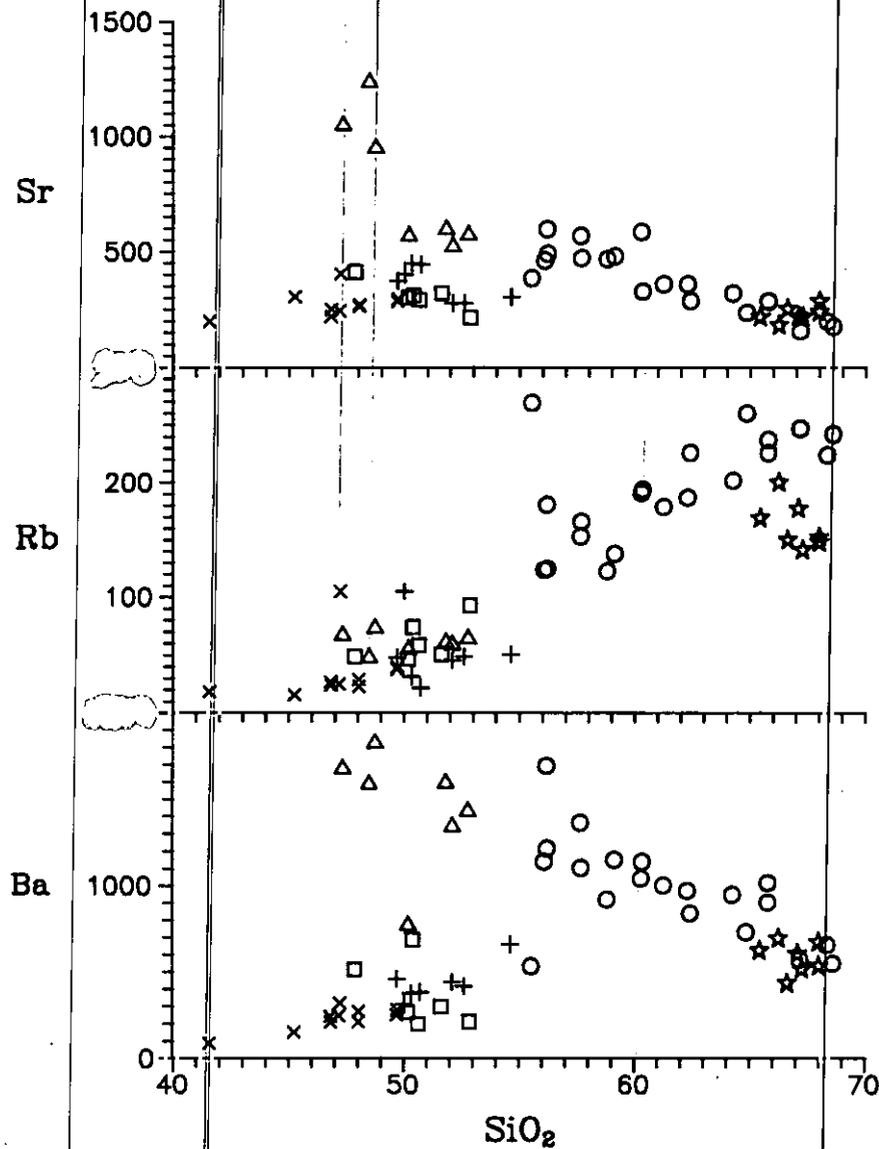


Figura 70.-Diagramas de Harker para los elementos trazas de las rocas básicas y granitoides calcoalcalinos. Mismos símbolos que en la figura 62.

ppm). Los contenidos en estos elementos disminuyen fuertemente con la diferenciación (elementos fuertemente compatibles). Estos altos contenidos en Ba y Sr son también típicos de rocas shoshoníticas (Morrison, 1980) y de granitoides de afinidad monzonítica (Cocherie, 1983). El Rb presenta contenidos moderados y una pauta de variación prácticamente plana, por lo que se le puede clasificar como de comportamiento moderada o débilmente compatible.

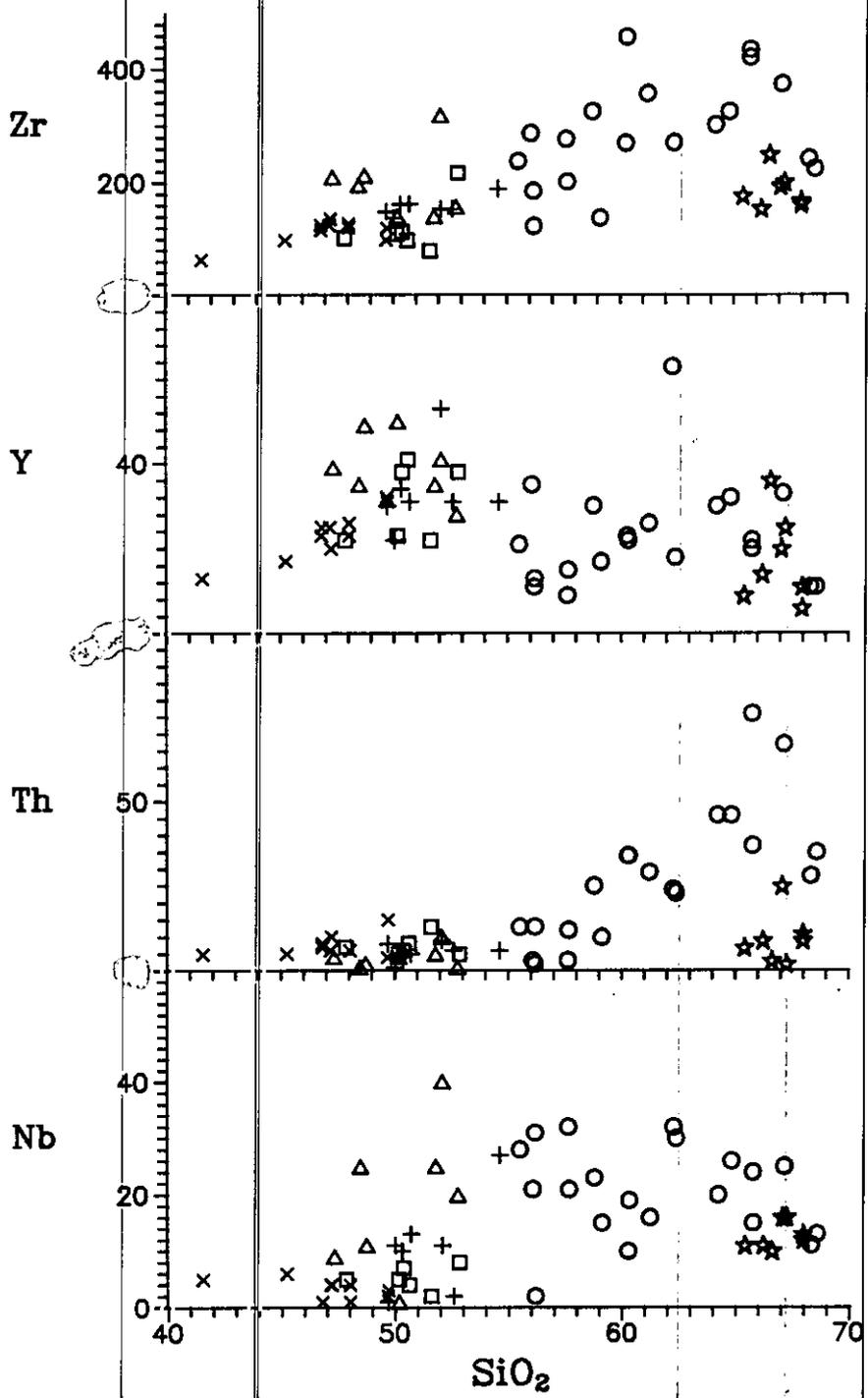


Figura 70.-Continuación.

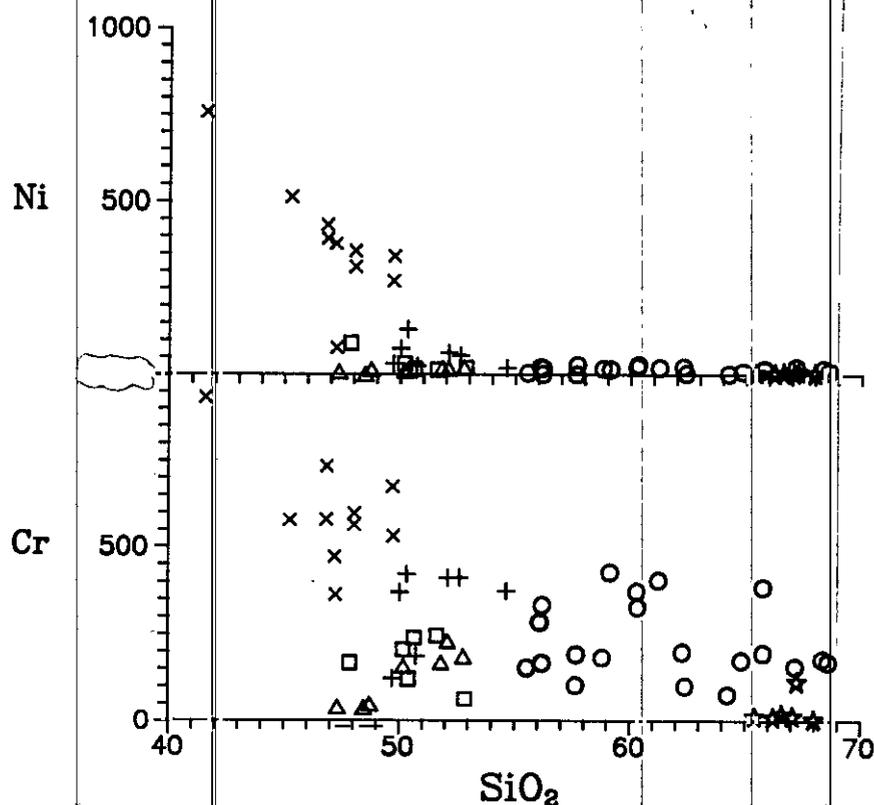


Figura 70.-Continuación.

Los HFSE Nb, Th, Y y Zr ( y también Ti y P) presentan también contenidos bastante elevados para este tipo de rocas con un comportamiento variable, compatible para el Zr y algo incompatible para el Nb. Presentan unas bajas relaciones  $Zr/P_2O_5$ , lo que junto con los ya comentados altos contenidos en Ti hace que en el diagrama  $TiO_2-Zr/P_2O_5$  de Winchester y Floyd (1976) queden proyectados claramente dentro del campo alcalino (fig 72).

En cuanto a los elementos metálicos de transición Cr y Ni presentan contenidos bajos habida cuenta de que se trata de rocas básicas, y cabe destacar el anómalo aumento que se produce en el Cr, y mucho menos marcado en Ni, con la diferenciación, que puede estar quizá ligados a unos también anómalos contenidos mayores en clinopiroxeno en los tipos más diferenciados.

Sus contenidos en tierras raras son asimismo elevados, con un grado de fraccionamiento  $La_n/Lu_n$  próximo a 6, y una anomalía en Eu marcada (fig. 71, B). Estos altos contenidos en TR, sobre todo en las ligeras, son junto con los altos valores en algunos LILE y HFSE (Ba, Sr, Ti, P) característicos también de asociaciones shoshoníticas y/o monzoníticas (Morrison, op. cit.; Cocherie,

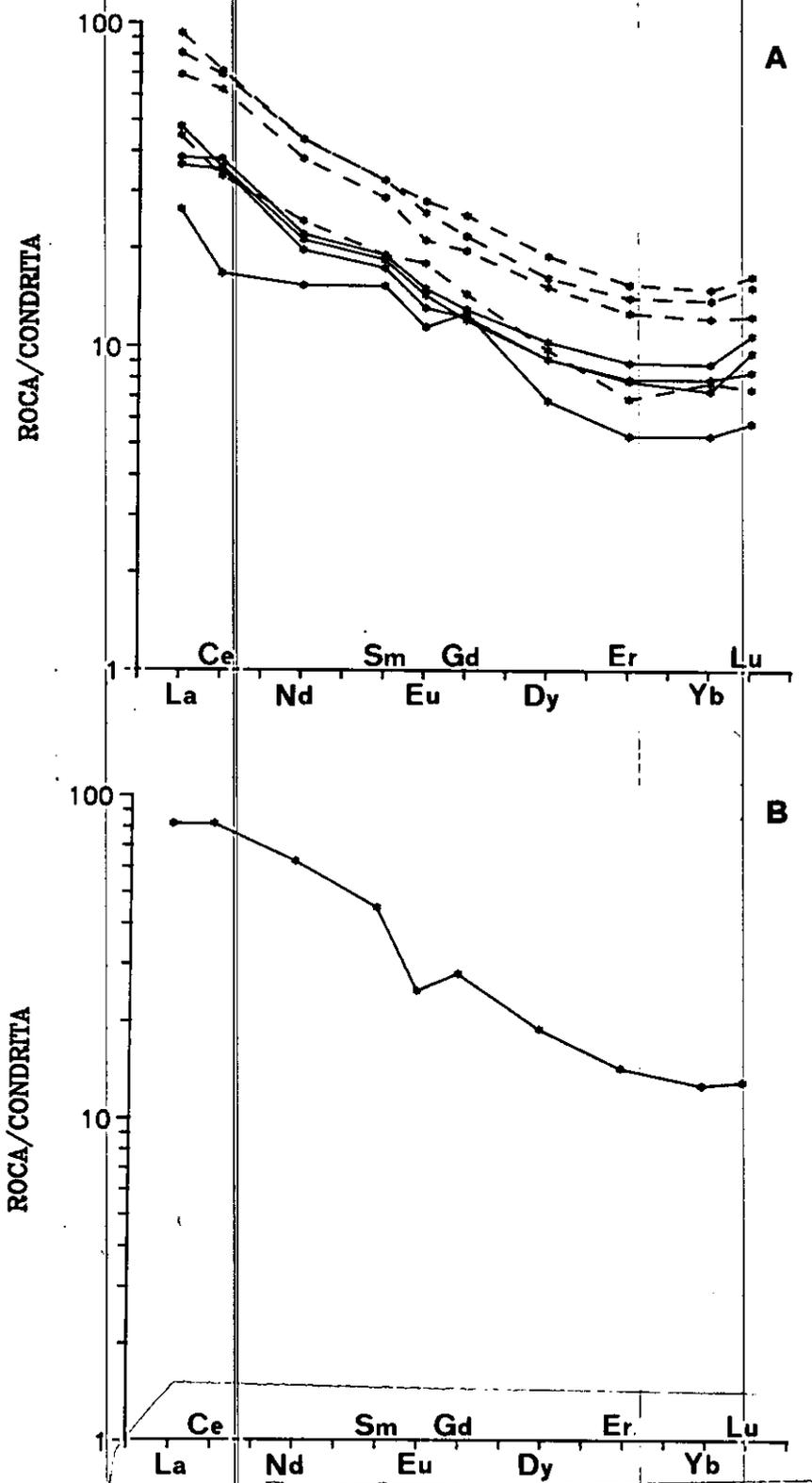


Figura 71.-Espectros de TR normalizados al condrito (Masuda et al., 1973). A) Gabros de la Bastida (en línea continua los tipo olivínicos y en discontinua los piroxénicos); B) Gabros de Toledo.

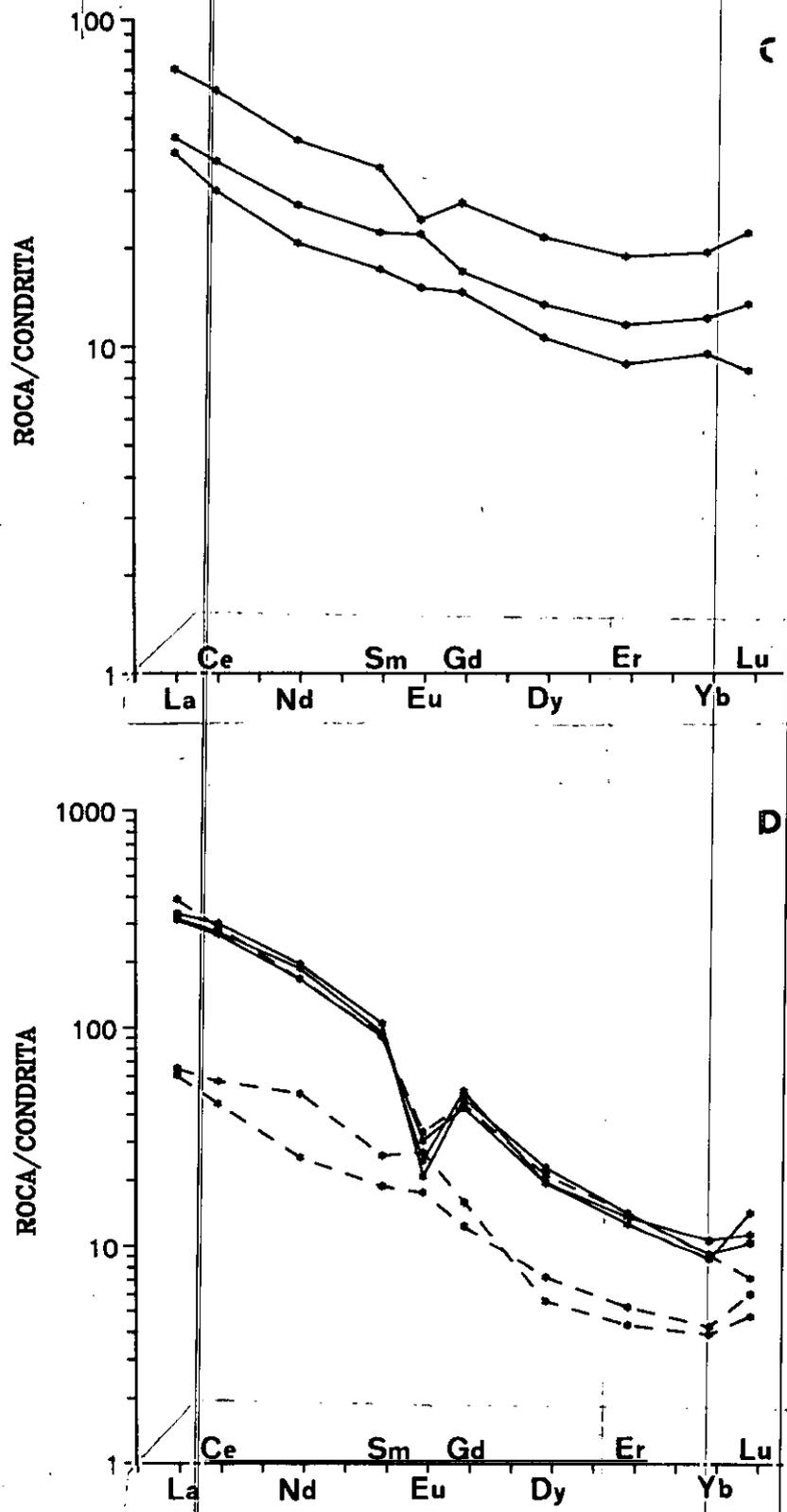


Figura 71.-Continuación. C) Gabros de Villanueva; D) Grantoides de Argés.

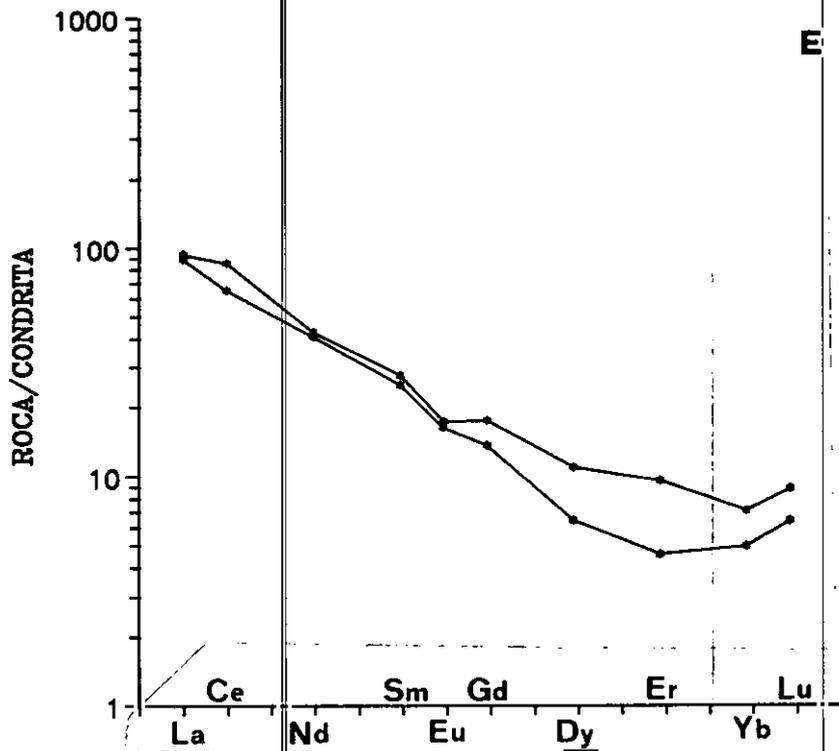


Figura 71.-Continuación. E) Granitoides de Sotero.

op. cit.; Rossi, 1986; Pagel y Leterrier, 1980).

- Gabros de tipo Villanueva: \_\_\_\_\_

En cuanto a contenidos en LILE muestran valores normales de Ba, Rb y Sr con un comportamiento algo compatible para este último elemento, claramente en consonancia con la tendencia fraccionante del Ca. Se observa un aumento del Ba y valores dispersos de Rb, aunque con tendencia a aumentar con la diferenciación (fig. 70).

Los HFSE tienden a proyectarse dispersos en los diagramas (fig. 70), si bien, como en el caso del Zr parece que en general se produce un aumento con la diferenciación.

El Cr y Ni presentan valores bajos, comparables a los de algunos tipos piroxénicos de La Bastida y a los de los gabros de Toledo, con tendencia, al menos clara para el Ni, a disminuir con la diferenciación.

Las TR muestran espectros con contenidos normalizados similares a los de los gabros de tipo La Bastida, pero con un menor grado de fraccionamiento ( $La_n/Lu_n$  3-5) (fig. 71, C). Presentan ligeras anomalías positivas o negativas de Eu, que parecen indicar la presencia de procesos de acumulación de plagioclasa en algunos términos.

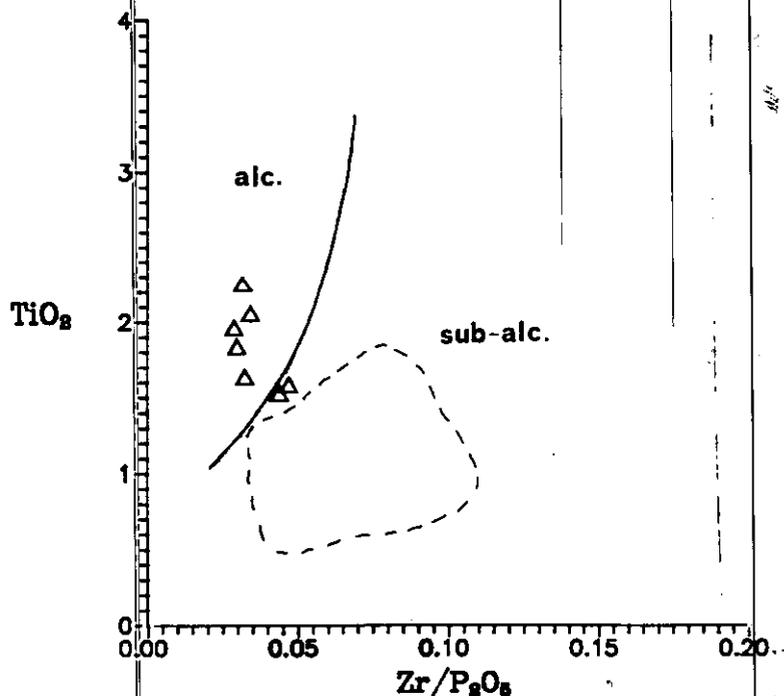


Figura 72.-Diagrama  $TiO_2$ - $Zr/P_2O_5$  para los gabros de Toledo. En trazos se ha dibujado la zona de proyección de los gabros de La Bastida y Villanueva. Campos según Winchester y Floyd (1976).

#### - Granitoides de tipo Argés:

Los contenidos en LILE de estas rocas son bastante elevados y muestran unas buenas pautas de variación lineales con el aumento en  $SiO_2$ . Ba y Sr presentan comportamiento de elementos compatibles, seguramente relacionado con la cristalización progresiva desde los primeros momentos de la plagioclasa y la biotita, minerales éstos con un alto Kd para este elemento. Rb presenta, sin embargo, un comportamiento incompatible controlado por la cristalización más tardía y acumulación del feldespato potásico en los términos más diferenciados.

Los elementos HFS, como el Nb, Th, Y y Zr suelen presentarse en contenidos relativamente elevados. Sobre todo llama la atención los elevados contenidos en Th de los monzogranitos porfídicos más diferenciados (hasta cerca de 80 ppm), con una pauta de variación de fuerte ascenso con la diferenciación (fig. 70). Los altos valores de Th deben estar quizá en relación con cantidades apreciables de monacita, mineral que está presente en estos granitos, y que tiene un elevadísimo Kd

para este elemento. Este carácter torífero de estos granitos parece reflejar la intervención de material cortical enriquecido en este elemento en la génesis de estos granitos. Tal y como señala Pagel (1979) los contenidos en U en el manto, y presumiblemente también en Th, son muy limitados, mientras que en la corteza inferior se tiene conocimiento de paragénesis ricas en U y Th en rocas de facies de anfibolitas y algunas granulitas. Nb se presenta muy disperso, mientras que Y y Zr muestran un comportamiento claramente compatible.

Los elementos de tipo metálico Cr y Ni se presentan con valores muy dispersos, no excesivamente altos en Ni (<30 ppm), pero sí bastante elevados en Cr, entre 100 y 400 ppm, que deben ser reflejo de los altos contenidos en biotita ( $\pm$  cordierita y granate) de estas rocas, y son también lógicamente coherentes con los elevados contenidos en Fe y Mg.

Al estudiar los elementos del grupo de las tierras raras podemos ver algo similar a lo que se veía en los arcnigramas normalizados (fig. 71, D). De los seis espectros normalizados de TR de que se dispone, los dos correspondientes a los tipos más básicos presentan contenidos totales en TR marcadamente menores que los otros cuatro, con una ligera anomalía positiva en Eu que sugiere acumulación de plagioclasa. Los cuatro espectros de los tipos más ácidos muestran en cambio una buena anomalía negativa de Eu.

#### - Granitos de tipo Sotero:

En general, estas rocas tienden a presentar menores contenidos en Ba y sobre todo en Rb que los granitoides de tipo Argés, y ambos elementos parecen presentar un ligero aumento con la diferenciación. El Sr presenta contenidos ligeramente superiores con respecto a los citados granitoides de tipo Argés, y con un rango de variación bastante reducido (fig. 70).

En cuanto a contenidos en HFSE, en primer lugar cabe decir que son los tipos más básicos (el enclave microgranular y la muestra de la zona de Chamerín) los más ricos en general en este tipo de elementos. Entre ellos, Zr y sobre todo Y parecen disminuir con la diferenciación. Al comparar sus contenidos con los de la serie de Argés queda patente sus marcadamente menores valores, sobre todo en Nb, Th y Zr de los granitos de Sotero (fig. 70).

Cr y Ni presentan valores muy bajos (salvo el anómalo contenido en Cr del enclave), y siempre marcadamente inferiores a los de los granitos de Argés (fig. 70).

Por último, los dos espectros de TR (fig. 71, D) se caracterizan por presentar contenidos y un grado de fraccionamiento similar, con una pequeña anomalía negativa de Eu, y un grado de

fraccionamiento en TR pesadas algo diferente. Se marca también una anomalía positiva en Lu, como también ocurría en los tipos de Argés. En general, son espectros marcadamente menos enriquecidos en TR con respecto al condrito que los de los tipos con SiO<sub>2</sub> equivalente de la serie de Argés.

### 3.6.3.-PETROGENESIS DE LAS SERIES DE AFINIDAD CALCOALCALINA

#### 3.6.3.1.-Relación entre los tipos básicos y los ácidos.

Una de las primeras cuestiones que hay que resolver cuando se estudia el origen y mecanismos de diversificación de unas asociaciones de rocas básicas y ácidas, que son muy cercanas en cuanto a periodo de emplazamiento, es si existe o no una relación genética entre ellas, o si por el contrario se trata de grupos con orígenes y evoluciones diferentes. Otro aspecto que hay que estudiar es la posible interacción entre los mismos.

En primer lugar, parece bastante claro a la vista de los diagramas de variación y de los aspectos geoquímicos anteriormente comentados, que los tres grupos básicos del sector no deben estar genéticamente relacionados entre si. Existen marcadas diferencias en los contenidos y pautas evolutivas de los elementos mayores y trazas, también claramente marcadas en los espectros de TR y digramas entre elementos trazas (fig. 70), que hacen difícil pensar en una conexión genética entre los tres grupos de gabros.

En cuanto a la posible relación entre alguno de los tipos básicos que son coetáneos y coespaciales con los granitos de Argés, esto es los tipos La Bastida y Toledo, y los citados granitoides de Argés, no parece que los gabros de tipo La Bastida hayan podido evolucionar mediante mecanismos de fraccionamiento hacia tipos intermedios como los de Argés. Esto resulta particularmente evidente al considerar los elementos trazas, ya que los tipos no olivínicos presentan una marcada variación en relaciones de elementos trazas incompatibles, como pueden ser  $Zr/Rb$  o  $Th/Rb$  que contrastan con las pequeñas variaciones que muestran los granitoides de Argés, los alejan de un cogenetismo por procesos de cristalización en un sistema cerrado (Minster y Allegre, 1978). Por otra parte, la gran diferencia que existe en cuanto al grado de fraccionamiento de tierras raras y los mayores contenidos en estos elementos que presentan los gabros de La Bastida no olivínicos con respecto a las cuarzodioritas y tonalitas de Argés, no se podrían explicar mediante un fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa, ya que este proceso generaría líquidos más ricos en TR y con una apreciable anomalía de Eu, que no se encuentra en las cuarzodioritas y tonalitas de Argés (que suelen presentar anomalías positivas en este elemento). El fraccionamiento adicional de fases accesorias (apatito, circón, etc) no disminuiría significativamente la anomalía negativa de Eu, salvo que se tratara de una participación exagerada de estas fases. Finalmente, en diagramas log-log, los tipos básicos y los granitoides de Argés marcan pautas distintas, a veces subparalelas (fig. 73), pero que indican la

ausencia de un proceso diferenciador común para esta asociación básico-ácida.

Si consideramos por otra parte a los gabros de tipo Toledo como un hipotético magma parental evolucionando hacia tipos más ácidos, como quizá parece sugerir la proyección de los mismos formando pautas más o menos definidas con los granitoides de Argés, nos encontramos con otro tipo de problemas. Por ejemplo, en diagramas log-compatible frente a log-incompatible como pueden ser los diagramas  $\log\text{Ni}-\log\text{Rb}$ ,  $\log\text{Ba}-\log\text{Rb}$  o  $\log\text{Sr}-\log\text{Rb}$  (fig. 73), se observan claras pautas de fraccionamiento dentro de las series de La Bastida y dentro de la de Toledo, muy patentes en especial en el diagrama  $\log\text{Ni}-\log\text{Rb}$ , y también dentro de la serie de Argés, pero no se observan en absoluto este tipo de pautas ni entre los tipos de La Bastida, ni el tipo Toledo y los granitoides de Argés. Llama la atención además que los gabros de tipo Toledo presentan unos contenidos en Ni y Cr similares a los de los granitos de Argés, lo cual no es explicable considerando un proceso de fraccionamiento cristalino. Por último, al igual que ocurría considerando a los gabros de La Bastida como un hipotético magma parental fraccionante, las relaciones de elementos trazas incompatibles presentan un rango de variación más amplio en los gabros de tipo Toledo con respecto a la variación más restringida de los granitoides de Argés, lo cual no parece consistente con una relación entre ambos grupos mediante mecanismos de cristalización fraccionada (Minster y Allegre, 1978). Considerando las TR ocurre lo mismo que cuando comparábamos con los gabros de tipo La Bastida, pues el mayor contenido y distinto grado de fraccionamiento de los espectros de los granitos de tipo Argés hace difícil un cogenetismo entre ambos grupos de granitos.

Faltaría sólo considerar, en relación con los granitos de Argés, a los gabros de Villanueva como hipotético material parental. Una primera premisa que apunta también a una desconexión genética entre estos dos grupos es el hecho de que, hasta el momento, no se ha encontrado ningún tipo de relación espacial entre ellos, al contrario de lo que ocurría con los otros dos grupos de gabros anteriormente considerados. De todas formas, en los diagramas de tipo log-compatible frente a log-incompatible, se observan pautas de fraccionamiento intrínsecas a cada uno de los dos grupos pero no entre ambos. Tampoco es explicable una conexión mediante fraccionamiento habida cuenta de la similitud, o incluso menores contenidos en Ni y Cr de los gabros de Villanueva con respecto a los granitos de Argés. Los distintos espectros de TR, al igual que en los casos anteriores, no son fácilmente explicables mediante mecanismos de fraccionamiento ígneo.

En cuanto a las relaciones entre las rocas básicas y los granitos de tipo Sotero existen también diversos problemas. Una primera objeción que puede realizarse es la total desconexión espacial que existe entre estas rocas y el resto de los tipos, tanto básicos como ácidos, que no es indicativa de una posible relación con dichas rocas, aparte de que parece probable que no exista una contemporaneidad

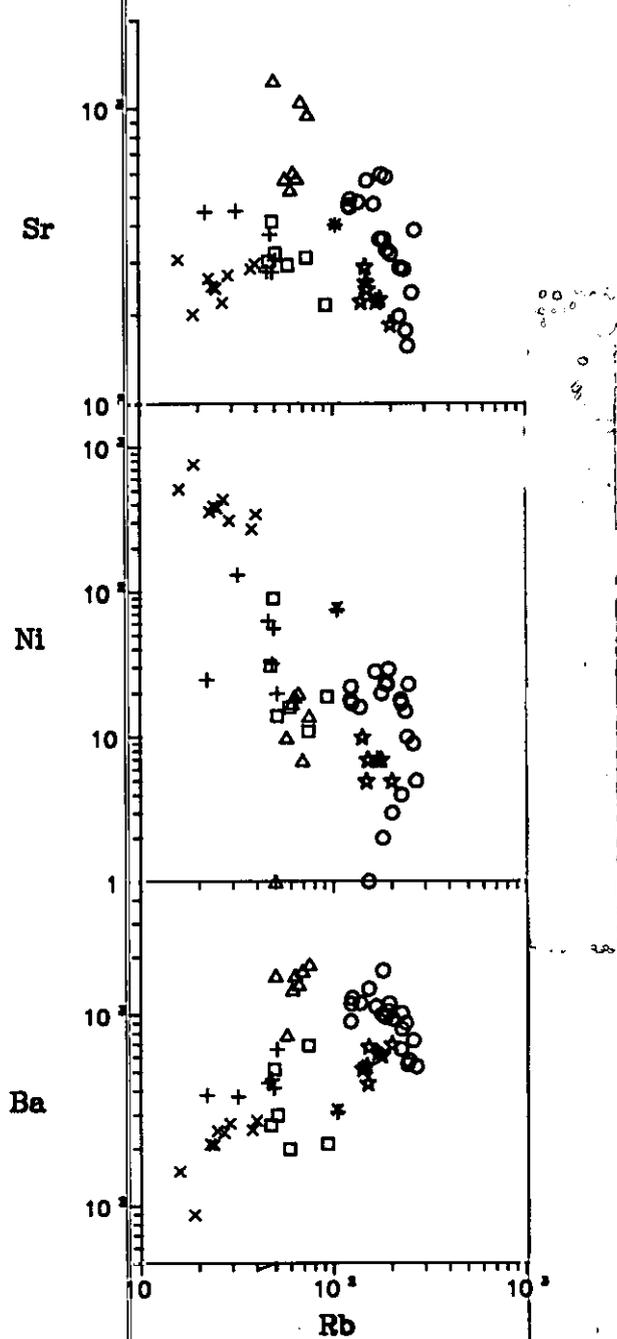


Figura 73.-Diagramas log-log de las rocas básicas y granitoides calcoalcalinos. Mismos símbolos que en la figura 62.

entre ellos, pues los datos de campo apuntan a un emplazamiento más joven del grupo granítico de Sotero, como ya mencionábamos en el epígrafe 3.2.2.2.2. Por otra parte, si existiera una relación con tipos básicos sería lógico encontrar, en mayor o menor grado rocas de composición intermedia entre el polo granítico y el básico, tanto si esta relación genética es mediante un mecanismo de cristalización fraccionada, como si es por mezcla de magmas. El gran vacío geoquímico que existe entre cualquiera de los tres tipos básicos y los granitos de Sotero hace pensar en que no existe ningún

tipo de evolución que pueda ligarlos de una forma razonable, y si la hubiera, con los datos de que se dispone en la actualidad, es totalmente indemostrable.

En definitiva, no parece que entre los tipos básicos y ácidos del sector puedan encontrarse evoluciones geoquímicas explicables mediante mecanismos de fraccionación en sistemas cerrados como ya apuntaban previamente Barbero et al. (1990). Esta conclusión está también apoyada por observaciones petrográficas, ya que este tipo de proceso no parece explicable con las proporciones areales entre los tipos básicos y los mucho más abundantes tipos ácidos. Como han señalado otros autores (Poli et al., 1989) sería necesario separar un gran volumen de tipos máficos (no encontrado en este área) para poder obtener el volumen relativamente grande de tipos ácidos que se observan en el Complejo.

Un segundo tipo de relación en el que cabe pensar, entre los tipos ácidos y los básicos, sería procesos de mezcla de magmas que sirvieran para explicar el origen de las rocas intermedias, frecuentes en la serie de Argés. A nivel de afloramiento se ha podido observar que los gabros de tipo La Bastida y especialmente los de tipo Toledo, aparecen juntos, en ocasiones con fenómenos de mezcla física en las zonas de contacto (por ejemplo el descrito en el Puente de San Martín, lámina V, A). De todas formas, es sólo en estas reducidas zonas en donde pueden observarse relaciones de enclavamiento y atrapamiento de los tipos básicos por los ácidos, no existiendo características petrográficas que indiquen una mezcla física efectiva (xenocristales, disequilibrios minerales como puedan ser zonados inversos, etc). Tampoco los datos geoquímicos parecen soportar la presencia de fenómenos de mezcla a gran escala que expliquen las variedades intermedias de Argés. Tal y como señalan Langmuir et al. (1978) una de las características que deben producirse en cualquier proceso de mezcla es una linealidad entre los dos polos de la mezcla y los híbridos resultantes, en todos y cada uno de los diagramas de variación. En nuestro caso, en los citados diagramas puede observarse claramente como esto no se produce con ninguno de los tipos básicos, especialmente con los tipos La Bastida y Villanueva, pero tampoco con los de Toledo, aunque estos últimos tienden a una mayor linealidad con la serie de Argés (figs. 66 y 70). Es muy notable que los espectros de TR de los gabros de tipo Toledo estén situados entre los de los tipos intermedios y los ácidos de Argés, lo cual es imposible de explicar mediante un proceso de mezcla. No obstante, como se ha descrito previamente, a pequeña escala ambos tipos de magmas básicos y ácidos se mezclan a nivel de emplazamiento y de manera muy localizada.

### 3.6.3.2.-Origen y diversificación de las rocas básicas

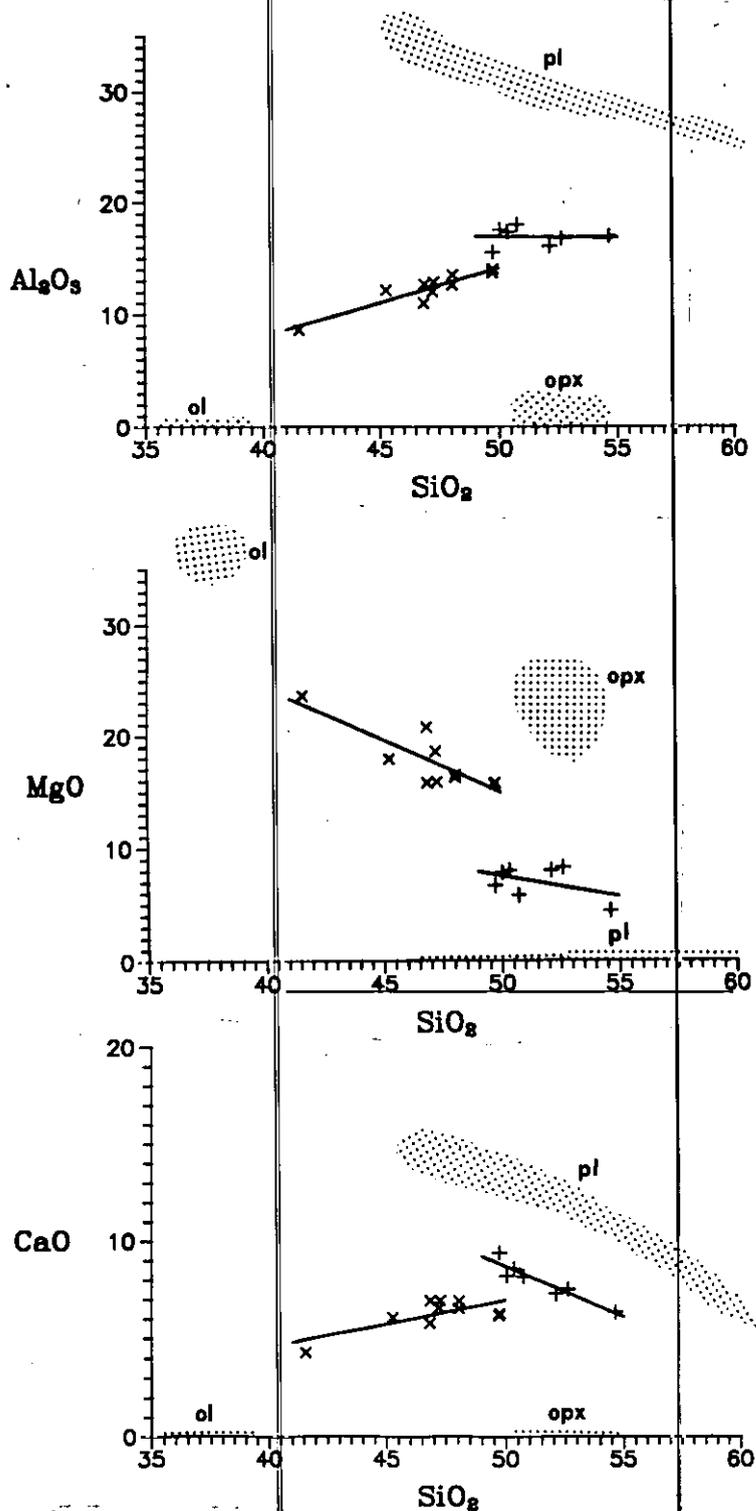


Figura 74.-Diagramas de variación del grupo gabroideo de La Bastida con campos composicionales de minerales. Aspas: tipos olivínicos; Cruces: tipos sin olivino.

Como ya se ha venido desarrollando en los capítulos dedicados a la petrografía, química mineral y geoquímica, existen evidencias de que la serie de La Bastida ha evolucionado por procesos de fraccionamiento y acumulación cristalina en los tipos más básicos. La presencia esporádica de

bandeados ígneos entre litologías con y sin olivino, la discontinuidad en las composiciones de las fases minerales y de la roca total al pasar de una litología a la otra, son argumentos suficientes para apoyar este mecanismo. Si en los diagramas de variación de estas rocas proyectamos los campos composicionales de las fases mayoritarias de estas rocas (fig. 74), podemos observar como la pauta de evolución de los tipos olivínicos hasta los no olivínicos se proyecta siguiendo la línea olivino-plagioclasa en los diagramas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  y  $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ , confirmando que estos minerales son los principales responsables de esta pauta de evolución en estas rocas. Es también probable que una tercera fase, como el ortopiroxeno, haya sufrido también procesos de fraccionamiento, habida cuenta de que la pauta evolutiva de los tipos olivínicos suele quedar en líneas intermedias entre olivino, plagioclasa y ortopiroxeno. Este fraccionamiento inicial de estas tres fases y la acumulación de las mismas es el proceso responsable de la primera rama evolutiva de esta serie, evolucionando el líquido resultante por fraccionamiento de otros minerales, principalmente plagioclasa, como demuestra las pautas en los diagramas  $\text{SiO}_2\text{-CaO}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ . Este cambio en las fases minerales mayormente fraccionantes es muy visible en los diagramas de relaciones catiónicas de Pearce (1968) como pueden ser el  $\text{Si/K-(Fe+Mg)/K}$  (fig. 76) en el que se observa como los términos más básicos se proyectan paralelos al vector de fraccionamiento de olivino, mientras que el resto de la serie se ajusta bien a líneas intermedias entre plagioclasa y clinopiroxeno.

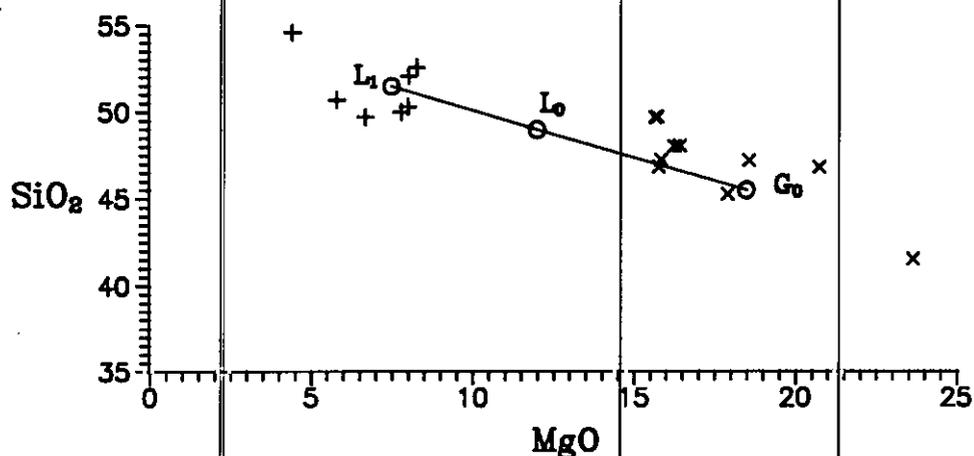


Figura 75.-Diagrama de variación  $\text{MgO-SiO}_2$  en el que se muestra el método de obtención de la composición del  $L_0$ . Ver texto para una mayor explicación.

La composición teórica aproximada del magma parental puede ser obtenida mediante los principios del método de mezcla expuestos por Cox et al. (1979) utilizando los diagramas de variación. A modo de ejemplo, en la figura 75, que es un diagrama de variación  $\text{MgO-SiO}_2$ , puede

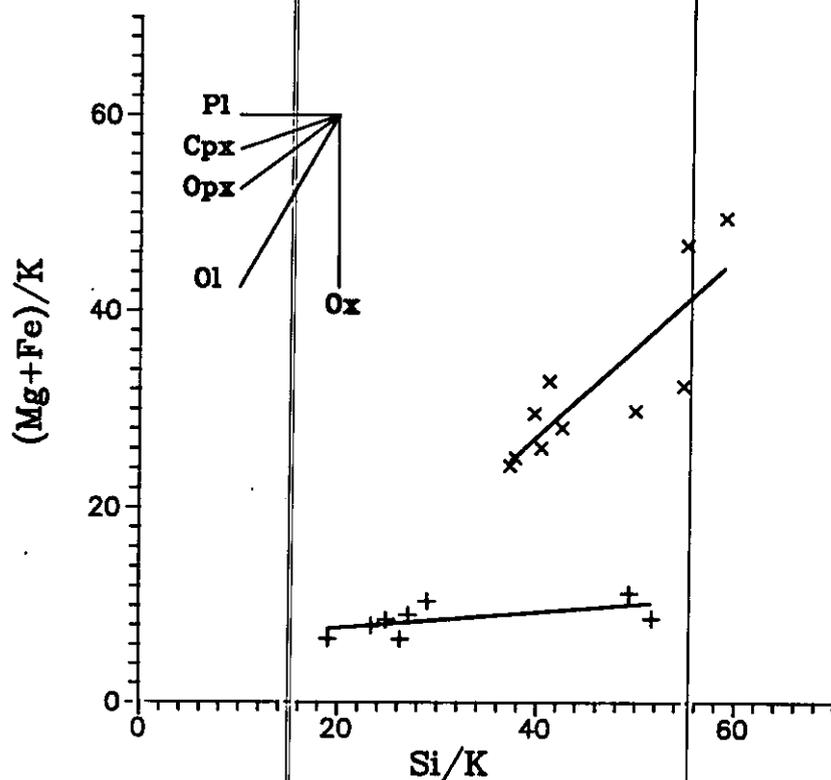


Figura 76.-Diagrama de relaciones catiónicas de Pearce (1964)  $(Mg+Fe)/K-Si/K$  para las rocas gabroideas de La Bastida. Mismos símbolos que en la figura 75.

observarse la composición aproximada del líquido parental  $L_0$  estimada a partir de los tipos acumulados medios  $G_0$  y una media de los líquidos diferenciados  $L_1$ , que en contenidos en  $MgO$  debe estar comprendida entre un 9 y 15%, lo que implica contenidos en  $SiO_2$  entre 48 y 49%. La composición de este teórico magma parental (ver cuadro II en Barbero y Villaseca, 1989) presenta características que hacen pensar en que se trata de un magma primario de derivación mantélica. Se supone que un fundido de derivación mantélica ha de tener relaciones molares  $MgO/(MgO+FeO)$  próximas a 0.7 (entre 0.68 y 0.75 según López Ruiz y Cebriá, 1990) y contenidos en Cr y Ni superiores a 175 y 750 ppm respectivamente, para que puedan formarse por fusión de material mantélico con olivinos muy forsteríticos y piroxenos como fases residuales principales. Las relaciones molares  $MgO/(MgO+FeO)$  de este teórico líquido parental son próximas a 0.7 y sus contenidos en Cr y Ni son igualmente muy próximos a los anteriormente citados, por lo que su ascendencia mantélica parece probable. Este  $L_0$  teórico presenta algunas características peculiares, como son sus relativamente elevadas cantidades de elementos LIL (K, Rb, Ba), TR, Ti, y las proporciones elevadas  $Al_2O_3/CaO$ . Seguramente los tipos primitivos conocidos con caracteres geoquímicos más parecidos a los de este  $L_0$  de La Bastida, son algunos tipos appiníticos de facies marginales lamprofídicas (Bowes y McArthur, 1976). De todas formas, la variabilidad de factores que condicionan la composición de los magmas primarios, como son la composición del material originario, la

profundidad de generación y el porcentaje de fusión, etc, hacen que el espectro de variación composicional de los mismos sea relativamente amplio (Wilson, 1989; López Ruiz y Cebriá, 1990;). El hecho de que el L<sub>0</sub> de La Bastida presente unos contenidos en SiO<sub>2</sub> relativamente elevados ( $\approx 50\%$ ) podría quizá indicar una profundidad de generación no muy alta (Green y Ringwood, 1967) o lo que parece menos probable, condiciones de hidratación en el área fuente (Best, 1982). Tal vez, el escaso fraccionamiento de TR pesadas de estos gabros es más consecuente con ausencia de granate en el residuo de fusión, es decir, a una no excesiva profundidad de la fusión mantélica.

En lo que respecta al origen y diversificación de los gabros de afinidad shoshonítica de tipo Toledo nos encontramos ante varios problemas: En primer lugar no hay evidencias tan claras de fraccionamiento cristalino; no hay estructuras de acumulación ígnea como pueden ser los bandeados composicionales. En segundo lugar, los caracteres y texturas primarias de estas rocas están reconstruidas metamórficamente. Por otra parte, hay que tener en cuenta la escasa variabilidad geoquímica de esta serie, alrededor de un 5% en SiO<sub>2</sub> desde los términos más a menos diferenciados, lo que es una gran desventaja a la hora de evaluar posibles procesos de diversificación ígnea. Los contenidos en elementos trazas de estas rocas presentan unas características peculiares que contrastan con lo que ocurre en la mayoría de los magmas básicos. Por ejemplo, los ya comentados bajos contenidos en Cr y Ni y su comportamiento incompatible, o el comportamiento ligeramente compatible del Zr o P. Queda claro, por el bajo contenido en metales (Cr, Ni) y por el número de Mg, que los gabros de Toledo carecen de características geoquímicas de magmas primarios de derivación mantélica. Teniendo en cuenta pues el carácter no primario de este magma básico vamos a intentar dilucidar a partir de que magma más primitivo han podido derivar, y en particular si éste podría ser de composición parecida a la los tipos gabroideos de La Bastida. En algunos de los diagramas de Harker observamos que existen grandes diferencias en cuanto a contenidos en Ti, P, LILE y en menor medida en K, Al y Zr siempre mayores en los gabros de tipo Toledo, como ya se apuntó. Estas diferencias son difícilmente explicables por las pautas de fraccionamiento encontradas en la serie de La Bastida, habida cuenta de que presentan un rango de SiO<sub>2</sub> similar al de los tipos no olivínicos de La Bastida. En diagramas de tipo C-I de Minster y Allegre (1978) como Sr-Rb, se separan estos dos grupos como no cogenéticos entre sí (Barbero y Villaseca, 1989, fig. 4). Si se observan en detalle las variaciones en elementos metálicos (Cr, Ni, Mg) puede verse (fig. 70) que los bajos contenidos de éstos en los gabros de Toledo son muy inferiores a los del probable magma original de los gabros de tipo La Bastida, con un fraccionamiento mucho más exhaustivo de minerales con alto Kd para estos elementos (olivino, piroxenos). El que este hipotético proceso de fraccionamiento fuera fundamental para elevar el contenido en elementos de comportamiento incompatible en magmas muy básicos (K, P, LILE) o que éstos estuvieran inicialmente enriquecidos en los posibles magmas primarios, es un problema que, sin datos isotópicos que apuntaran hacia

composiciones de manto distintas entre los tipos La Bastida y Toledo, no podemos abordar en este momento. De todas formas, un manto enriquecido en LILE, TR, sobre todo ligeras ha sido invocado por diversos autores en diferentes formas para explicar magmas básicos de afinidad shoshonítica (Nicholls, 1974; Ringwood, 1974; Best, 1975; Pe-Piper, 1980).

Igualmente, resulta difícil evaluar las hipótesis que involucran un origen a partir de un magma basáltico alcalino de ascendencia mantélica (altos contenidos en Ti, álcalis y LILE), posiblemente contaminado por material cortical (alto K y Al) como han sugerido, por ejemplo, Pagel y Leterrier (1980) para series Hercínicas de afinidad shoshonítica en los Vosgos, o bien como Sabatier (1991) invoca para las rocas vaagnerfíticas Hercínicas.

En definitiva, la mayoría de los autores opinan que para el origen de estas rocas hay que invocar una componente de manto anómalo enriquecido, que también en parte se manifiesta en los gabros de tipo La Bastida.

Por último, en lo que concierne al último grupo gabroideo del sector (tipo Villanueva) conviene igualmente hacer unas consideraciones previas. En primer lugar la ausencia de criterios petrográficos que atestigüen algún mecanismo de diversificación en concreto. En segundo lugar, la reducida variabilidad de estas rocas (rango en SiO<sub>2</sub> en torno al 5%). En tercer lugar hay que tener en cuenta que el metamorfismo de tipo skarn que provocan estas rocas en los mármoles encajantes, puede, y de hecho ha variado la composición química de las mismas, y aunque se ha procurado realizar un muestreo que evitara en lo posible los tipos transformados, resulta difícil poder asegurar que los tipos muestreados presentan una composición totalmente original. Por lo tanto, y sin perder de vista estas premisas, nos hemos basado en los datos geoquímicos y diagramas de elementos trazas con el objeto de averiguar posibles mecanismos diversificadores y el posible origen de estos gabros.

Existen algunos rasgos geoquímicos y mineralógicos que parecen apuntar hacia procesos de fraccionamiento cristalino en estas rocas. De este modo, la pauta de gran variación negativa en Ca, que es claro reflejo de la gran variación composicional de la plagioclasa, así como la presencia de espectros de TR con anomalías positivas de Eu, apuntan hacia la existencia de procesos de fraccionación y acumulación de plagioclasa. En los diagramas logC<sub>c</sub>-logC<sub>i</sub>, como por ejemplo logNi-logTh, logNi-logTi, logNi-logRb o logBa-logTi (fig. 77) se observan pautas de fuerte descenso en el elemento compatible con variaciones muy pequeñas en el incompatible, lo cual es típico de procesos de fraccionamiento. Esta pautas son paralelas a los vectores de fraccionamiento calculados para la plagioclasa y el clinopiroxeno, por lo que deben ser estas las principales fases fraccionantes. Al igual que en los gabros de tipo Toledo, ninguna de las rocas de este grupo presenta características de

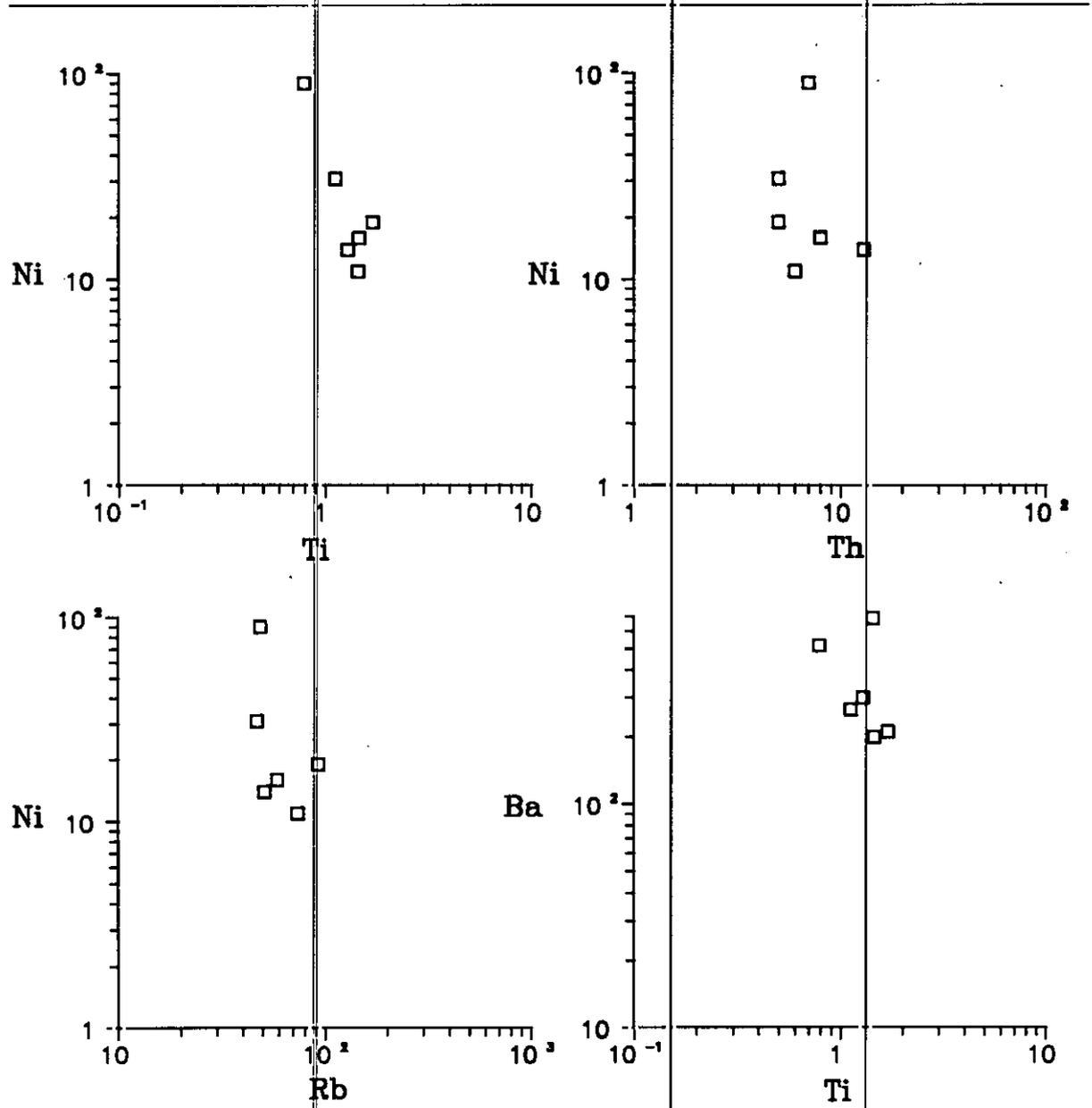


Figura 77.-Diagramas log-log para los gabros de tipo Villanueva.

magma primario, dado sus bajos contenidos en Cr y Ni y sus también bajas relaciones molares  $MgO/(MgO+FeO)$ , menores estas últimas de 0.70, sino que más bien parecen proceder de evolución de algún otro magma más primitivo, que tendría características más próximas a los tipos de La Bastida que los del grupo de gabros de Toledo.

**3.6.3.3.-Origen y diversificación de los granitoides de afinidad calcoalcalina**

Como ya se ha indicado los tipos graníticos de Argés y Sotero están esencialmente

Como ya se ha indicado los tipos graníticos de Argés y Sotero están esencialmente desconectados del magmatismo básico del sector. En lo que respecta al origen y diversificación de los granitoides de tipo Argés existen argumentos de tipo petrológico, mineralógico y geoquímicos que apuntan hacia procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma parental de composición intermedia. De esta forma, se han observado pasos graduales desde tipos intermedios tonalíticos hacia granodioritas y monzogranitos (lámina VI, H), y zonas de acumulación de feldespatos potásicos y schlieren biotíticos que apuntan hacia este tipo de procesos. Además, en diversos diagramas geoquímicos se observan características de fraccionamiento. En primer lugar, en los diagramas de variación hay una total continuidad, con pautas lineales o ligeramente curvas desde unos tipos a otros. En diagramas log-log entre elementos compatibles frente a incompatibles se observan claras pautas de fuerte pendiente típicas de procesos de fraccionación (Cocherie, 1985). En diagramas de tipo  $C_{H1}/C_{H2}-C_M/C_{H1}$  de Minster y Allegre (1978) como puede ser, por ejemplo un diagrama Zr/Rb-Th/Rb se observan pequeñas variaciones en ambos parámetros que son constantes también con este tipo de procesos. Por otra parte, los escasos datos isotópicos de que se dispone de estas rocas (Andonaegui, 1990) apoyan también un origen a partir de un único magma parental, ya que estas rocas presentan muy poca variación en la relación isotópica inicial de Sr en diagramas de tipo  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t\text{-Rb/Sr}$  (fig. 79), que no son fácilmente explicables por mecanismos de mezcla y otro procesos en sistemas abiertos.

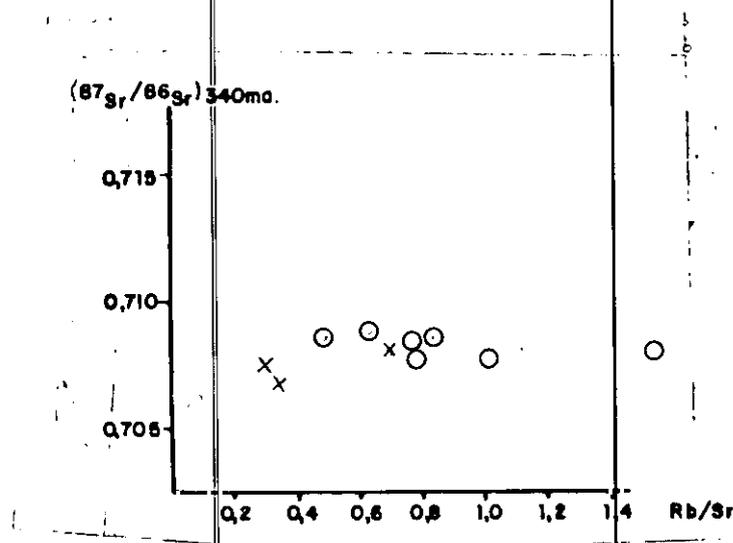


Figura 79.-Diagrama de relación isotópica inicial de Sr (a 340 Ma) frente a la relación Rb/Sr para los granitoides de Argés. Aspas: tipos tonalíticos; Círculos: tipos monzograníticos.

Tal como sugieren los espectros de TR el posible magma parental tendría una composición intermedia entre la de los tipos tonalíticos menos evolucionados que presentan incluso parte de

fracción cumular (anomalía positiva de Eu), y la de los tipos granodioríticos o monzograníticos, que serían líquidos derivados. Por lo tanto, se ha elegido una composición intermedia entre las muestras 87097, 87100 y 85735 (tabla VI, apéndice VI) con contenidos intermedios en La entre los de los dos grupos antes citados como posible composición L<sub>0</sub> más próxima a la del magma parental (ver también Barbero et al., 1990). Con esta composición L<sub>0</sub> y aplicando el principio de mezcla por mínimos cuadrados mediante un programa tomado de McBirney (1984) hemos intentado calcular las proporciones de las distintas fases minerales que hay que añadir o sustraer a este teórico L<sub>0</sub> para obtener los términos extremos tonalíticos y monzograníticos. En la cuadro XIX se han recogido los análisis de este teórico L<sub>0</sub>, una composición media del grupo tonalítico más pobre en SiO<sub>2</sub>, otra media de tipos granodioríticos, una tercera media de monzogranitos porfídicos, así como medias de los análisis de biotitas, plagioclasas, tanto del grupo más próximo al del teórico L<sub>0</sub>, biotitas, plagioclasas y feldespatos potásicos de los tipos granodioríticos, y un análisis de un apatito tomado de Deer et al. (1966).

Añadiendo al L<sub>0</sub> un 40% de minerales con las siguientes proporciones: 40% de biotita, 57% de plagioclasa y 3% apatito, se obtiene la composición media del grupo tonalítico más pobre en SiO<sub>2</sub>, con un ajuste bastante bueno dado por la suma de los cuadrados de los residuales (SCR) de 0.44. Separando de este L<sub>0</sub> un 25% de minerales en unas proporciones de 32% de biotita, 67% de plagioclasa y 1% de apatito, y añadiendo un 8% de feldespato potásico, se obtiene un tipo granodiorítico medio con un SCR muy bajo de 0.05. Finalmente, se ha reproducido un segundo estadio evolutivo para obtener los tipos más diferenciados, los monzogranitos porfídicos, por

**Cuadro XIX.-Composición de los minerales y rocas utilizados en los cálculos de mezcla . (1 y 2) Biotita y plagioclasa media de los tipos tonalíticos más diferenciados. (3) Apatito (Deer et al., 1966). (4, 5 y 6) Biotita, plagioclasa y feldespato potásicos medios de los tipos granodioríticos. (7) L<sub>0</sub>. (8) Media de las tonalitas menos diferenciadas. (9) Granodiorita media. (10) Monzogranito porfídico medio.**

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO <sub>2</sub>	37.51	59.32	-----	36.17	58.01	63.73	59.07	56.28	62.54	65.87
TiO <sub>2</sub>	3.91	-----	-----	5.55	0.02	0.03	1.59	1.58	1.32	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	25.63	-----	18.91	26.14	19.21	16.99	18.59	16.26	15.37
FeO <sub>t</sub>	22.31	-----	-----	20.59	0.06	0.02	6.46	6.73	5.46	4.51
MnO	-----	-----	0.07	0.16	0.01	0.01	0.10	0.09	0.08	0.05
MgO	10.15	-----	0.01	8.51	0.01	-----	3.12	3.69	2.38	1.46
CaO	0.16	7.65	56.44	-----	7.60	0.05	4.84	4.88	3.31	2.14
Na <sub>2</sub> O	0.13	6.90	-----	0.11	6.73	1.61	3.07	3.12	2.78	2.98
K <sub>2</sub> O	9.45	0.19	-----	10.00	0.41	14.35	3.21	3.37	4.36	5.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-----	-----	42.50	-----	-----	-----	0.55	0.67	0.51	0.39

evolución fraccionante de los líquidos granodioríticos obtenidos en la primera etapa. Sustrayendo un 18% de minerales, en las proporciones de 44% de biotita, 50% de plagioclasa, 6% de apatito, y añadiendo un 7% de feldespato potásico se obtiene una composición media de los monzogranitos porfídicos con un SCR de 0.58. Por lo tanto, podemos decir que existe un buen ajuste matemático, en cuanto a elementos mayores, de este proceso de fraccionación, con unas proporciones de acumulación y separación de minerales bastante razonables y que se ajustan bastante bien a la observación petrográfica de estas rocas, lo cual es un apoyo más a este proceso de fraccionamiento de un líquido parental intermedio, que aquí se postula.

Por otra parte, el fraccionamiento fundamentalmente de plagioclasa y biotita explicaría el descenso en Sr y Ba de la serie, así como el comportamiento incompatible del Rb, mucho más controlado por otras fases potásicas (feldespato potásico). Otros elementos trazas (HFS, TR) están obviamente controlados por las fases accesorias de los granitoides (ver por ejemplo Harris e Inger, 1992) como son apatito, circón, allanita, monacita, etc. Es destacable que, desde los tipos tonalíticos con  $\text{SiO}_2 \approx 59\%$  la suma de TR no varíe en toda la serie y apenas se modifique la morfología del espectro normalizado, teniendo en cuenta que el fraccionamiento de feldespatos por un lado (relación  $\text{Eu}^*/\text{Eu}$ ) y el de las fases accesorias parece evidente ya que hay diferencias destacables en contenidos en Th, Y, Zr y P entre las tonalitas y los monzogranitos de tipo Argés.

Al comparar los espectros de TR de estos granitoides con el de las rocas gabroideas del área o con los de otros batolitos peraluminicos del Sistema Central Español (Casillas et al., 1991), destaca el carácter mucho más fraccionado de los citados espectros de los granitoides de Argés. Como este carácter es común a toda esta serie, podría ser reflejo de su generación en un área crustal (recuérdese el carácter moderadamente peraluminico de la serie, con un  $I_{\text{Sr}} > 0.706$ ) donde podría haberse generado granate en el residuo sólido.

Presumiblemente, la génesis de este magma parental intermedio está condicionada por la intrusión en niveles profundos de la corteza de magmas básicos, que incrementan el gradiente metamórfico y pueden ser los desencadenantes de procesos de fusión basicrustales, como indican también otros autores para diversos sectores del Hercínico (Franco y García de Figuerola, 1986; Wickham, 1987; Pitcher, 1987; Boriani et al., 1988).

Faltaría tan sólo comentar que en cuanto al origen del otro grupo ácido de escasa representación en el sector, las granodioritas de Sotero, la escasez de datos, así como su reducida variabilidad geoquímica, hace que nos sea difícil establecer claramente alguna hipótesis sobre origen y diversificación, aunque su carácter fundamentalmente ácido y peraluminico, así como su

desconexión genética con los tipo básicos del sector, hace razonable suponer también un origen por fusión de materiales corticales.

**3ª PARTE**  
**EL PLUTONISMO PERALUMINICO**

#### **4.1.-INTRODUCCION**

En esta tercera parte de la memoria vamos a estudiar el plutonismo peralumínico del Complejo Anatéctico de Toledo, el más voluminoso del sector. Se trata de un plutonismo fundamentalmente ácido, sin rocas básicas asociadas, y bastante complejo, ya que incluye numerosas variedades petrográficas, si bien algunas de ellas resultan de extensión cartográfica muy reducida. La principal subdivisión de este plutonismo peralumínico se ha realizado según criterios de tipo químico, habiéndose distinguido dos grandes grupos: uno de granitos moderadamente peralumínicos, con corindón (C) normativo <4%, integrado por tres series graníticas denominadas tipo Moncloa, Villanueva y Fuente Topino, y un segundo grupo de granitoides fuertemente peralumínicos, con C normativo >4% que consta de otros tres tipos petrográficos denominados tipo Layos, Cervatos y Fuente Higuera (ver fig. 1).

## 4.2.-PETROGRAFIA DE LOS MATERIALES

### 4.2.1.-ESTRUCTURA

Uno de los aspectos que pueden obtenerse de la observación petrográfica de estos granitos es que, de forma general, parece que presentan estructuras deformativas algo menos marcadas que las de los granitoides calcoalcalinos, lo que induce, a priori, a pensar en un emplazamiento de los mismos quizá ligeramente posterior al de aquellos, seguramente en el trascurso de la F3. El hecho de que varios de estos granitoides estén genéticamente ligados al clímax tectonometamórfico del área, como se verá en detalle más adelante (son granitos anatócticos), indica también que deben de ser posteriores a los granitoides de Argés, que como ya vimos, pueden estar en algunos sectores parcialmente afectados por la migmatización.

En general, los contactos entre los tipos graníticos peraluminicos son concordantes con sus estructuras internas según direcciones que varían entre 120-140°, y excepcionalmente, en el sector sureste del Complejo (sur de Villanueva de Bogas, fig. 20) se sitúan próximos a direcciones E-O. En las variedades porfídicas se observa bien la alineación de los fenocristales según estas direcciones antes citadas, pues es notable la ausencia de auténticos elementos planares en estos granitos. Muy localmente es apreciable una escasa foliación de poca continuidad, siendo, en general, el interbandeado entre algunas de estos granitoides lo que marca la orientación (y plegamiento) concordante de estos granitos entre sí y con las series metamórficas del sector, salvo algunos contactos intrusivos con algunas series metamórficas que conservan una foliación pre-migmatítica dado que han podido resistir la anatexia general del área (ver página 217 y sucesivas). Las relaciones mutuas entre los distintos granitoides peraluminicos entre si las iremos describiendo en los diferentes apartados de petrografía.

### 4.2.2.-LITOLOGIAS

#### 4.2.2.1.-Granitoides moderadamente peraluminicos

##### 4.2.2.1.1.-Granodioritas porfídicas con megacrístales de tipo Moncloa

Este tipo de granitoides se ha encontrado casi exclusivamente en la parte más oriental del Complejo, en el sector septentrional de la hoja de Mora. Están casi siempre en contacto con granitoides

de tipo Layos, y en alguna ocasión con leucogranitos de tipo Cervatos. Los contactos en donde se han podido observar son o bien netos, con una dirección paralela a la de la estructura de la roca y de morfología algo irregular y en los que se puede encontrar algún enclave de paragneises de entre 50 cm y 1 m de longitud, o bien se han encontrado relaciones de enclavamiento de estos granitoides de tipo Moncloa en leucogranitos de tipo Cervatos o en granitoides de tipo Layos, lo que parece indicar que se trata de granitoides algo previos (lámina VIII, A).

La estructura interna mesoscópica del granito está principalmente marcada por una orientación de megacristales de feldespato potásico según direcciones 140-160°, aunque en los sectores más septentrionales puede llegar localmente a direcciones N-S. Dado el tamaño de grano muy grueso de estos granitoides no se observa un buen desarrollo mesoscópico de la foliación, aunque si se observa orientación de las micas. En general, la orientación de los fenocristales es menos marcada que en otros tipos porfídicos como puedan ser los de Argés. Esporádicamente se ha podido observar como el granito está afectado por una deformación muy intensa, milonítica, en bandas muy estrechas, lo que le confiere en estos sectores un aspecto milonítico.

No se han observado prácticamente enclaves, tan sólo tres o cuatro en todo el sector, que corresponden a tipos metamórficos paraderivados de unos 50 cm de diámetro. En una ocasión se ha observado un megaenclave alargado de unos 50 m de potencia de granulitas migmatíticas como las descritas en el apartado 2.3. Muy raramente se han observado algunos schlieren biotíticos.

Petrográficamente, se trata de granitoides de grano muy grueso, marcadamente porfídicos, con fenocristales de feldespato potásico de 7 a 8 cm de tamaño medio pero que pueden llegar hasta los 10 cm de longitud mayor, muy abundantes, y con textura *frasl* (micas dispuestas concéntricamente a los bordes del cristal) (lámina VIII, B). Estas características hacen que su clasificación modal QAP sean algo más difíciles de realizar debido a las complicaciones que surgen a la hora de realizar los contajes modales. En el diagrama QAP de la figura 80 se han proyectado los resultados de algunos contajes (cuadro XX) quedando las rocas clasificadas como granodioritas. En estos contajes se supone que hay un error grande en cuanto a la estimación del contenido en feldespato potásico, ya que no se han contabilizado los grandes fenocristales de 7-8 cm, bastante abundantes en estas rocas. Se trata pues de unas clasificaciones estimativas, por lo que la clasificación definitiva va a basarse mas bien en criterios químicos normativos, ya que estas roca no presentan gran cantidad de biotita que pueda afectar grandemente a su clasificación.

Como fases fundamentales presenta cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cordierita. De forma accesoria aparecen granate (a veces en alguna facies puede considerarse como componente fundamental), circón, monacita, apatito, espinela, sillimanita e ilmenita. Como minerales secundarios encontramos moscovita, esfena, clorita, sericita y pinnita.

El cuarzo se presenta casi siempre en agregados policristalinos grandes, con bordes suturados entre los granos y extinción ondulante. Puede aparecer también como cristales pequeños redondeados incluidos en otras fases minerales.

Cuadro XX.-Contajes modales de los granitoides de tipo Moncloa

Muestra	90963	90965	91089
Q	28.3	28.5	33.2
Plg	35.2	45.8	35.2
Fk	11.5	9.3	10.6
Bta	18.1	12.7	9.3
Cdta	5.0	1.2	9.5
Zr	0.1	0.4	0.1
Ap	0.1	0.1	0.3
Mct	0.3	1.7	0.1
Ilm	1.0	0.3	0.6
Turm	--	--	0.7

La plagioclasa tiende a ser idiomorfa a subidiomorfa y destaca en ellas sus zonados poco o nada marcados, que son sintomáticos de una homogeneización a alta temperatura, ligada a procesos metamórficos. Es también posible observar las huellas deformativas en este mineral ya que pueden verse cristales con las maclas polisintéticas kinkadas y extinciones ondulantes. En ocasiones se observan crecimientos en sinneusis. Puede incluir circón, apatito, ilmenita, cuarzo, biotita, y ocasionalmente alguna pequeña aguja de sillimanita orientada según direcciones cristalográficas. En los contactos con feldespatos potásicos se desarrollan frecuentes mirmequitas.

El feldespato potásico se presenta desde cristales muy grandes (hasta 10 cm) hasta tamaños más pequeños de 1-2 cm, de tendencia generalmente idiomorfa y con múltiples inclusiones de biotita, cuarzo, y en menor proporción cordierita, en las zonas de borde de cristal y asociada a otras fases como plagioclasa o cuarzo. Son bastante frecuentes las pertitas en parches y también las pertitas fusiformes. En ocasiones está transformado a moscovita en las zonas de fractura en las que puede observarse cristales de moscovita con textura plumosa rodeadas por un reborde de cuarzo que la aísla del feldespato, lo que claramente indica una reacción del tipo:

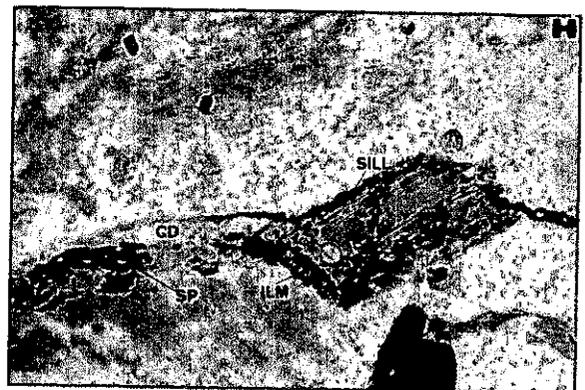
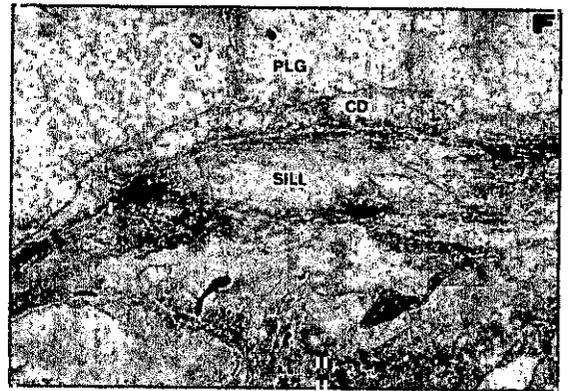
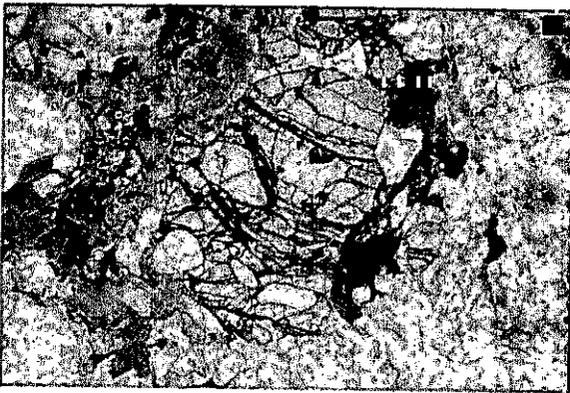
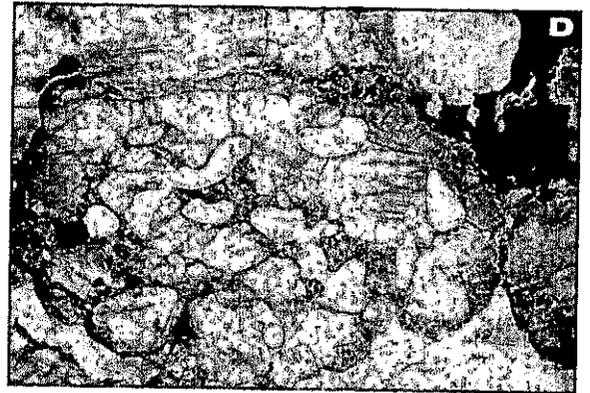
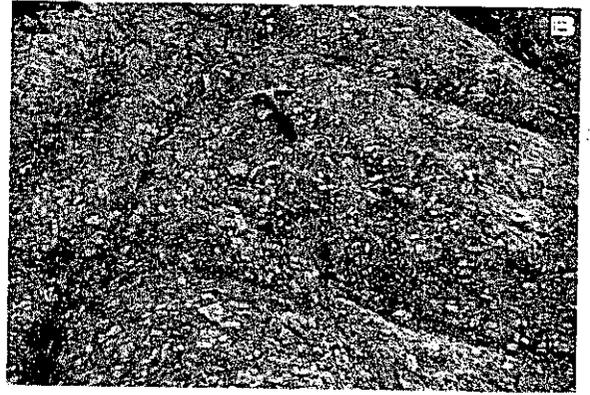


claramente retrometamórfica con intervención de una fase fluida.

La biotita presenta un color de marrón-pardo a amarillo y se encuentra orientada, con carácter fuertemente intersticial entre el resto de los minerales. Destaca el aspecto claramente intergranular que presenta en algunos bordes de cordieritas prismáticas, asociándose ocasionalmente con fibrolita, igualmente tardía (lámina VIII, C). Generalmente, son agregados policristalinos poligonalizados y con

- A.-Enclave de granito de tipo Moncloa en leucogranitos de tipo Cervatos. Cercanías de la Casa del Pintado.
- B.-Aspecto de campo del granito porfídico de grano grueso de Moncloa. Casas del Valenciano.
- C.-Agregado recristalizado de biotitas, seguramente proveniente de la desestabilización de un granate previo, del que aún quedan algunos restos. NP x16.
- D.-Cristal de cordierita de varios milímetros con múltiples inclusiones de cuarzo *en gotas*. NP x6.4.
- E.-Cristal de granate parcialmente fracturado con transformación retrógrada incompleta a cordierita y biotita. NP x16.
- F.-Reborde de cordierita reaccional crecido a partir de la reacción entre la plagioclasa y la sillimanita. Obsérvese el aspecto del borde de la plagioclasa claramente corroído. NP x16.
- G.-Idem foto anterior con nícoles cruzados.
- H.-Crecimiento de sillimanita, espinela e ilmenita en el borde de un cristal de biotita. NP x16.

# LAMINA VIII



menor frecuencia placas grandes subidiomorfas. En ocasiones se encuentra kinkada mostrando extinción ondulante. Incluye gran cantidad de minerales accesorios entre los que se han reconocido circón, apatito y monacita.

La cordierita, que es relativamente abundante, se presenta en cristales de varios milímetros y es fuertemente alotriomorfa, englobando cristales redondeados de cuarzo, circón, ilmenita, biotita y escasa sillimanita (lámina VIII, D). También se encuentran variedades prismáticas con inclusiones de sillimanita y biotita. Una tercera forma de aparecer es como pequeñas aureolas alrededor de granate en las que es

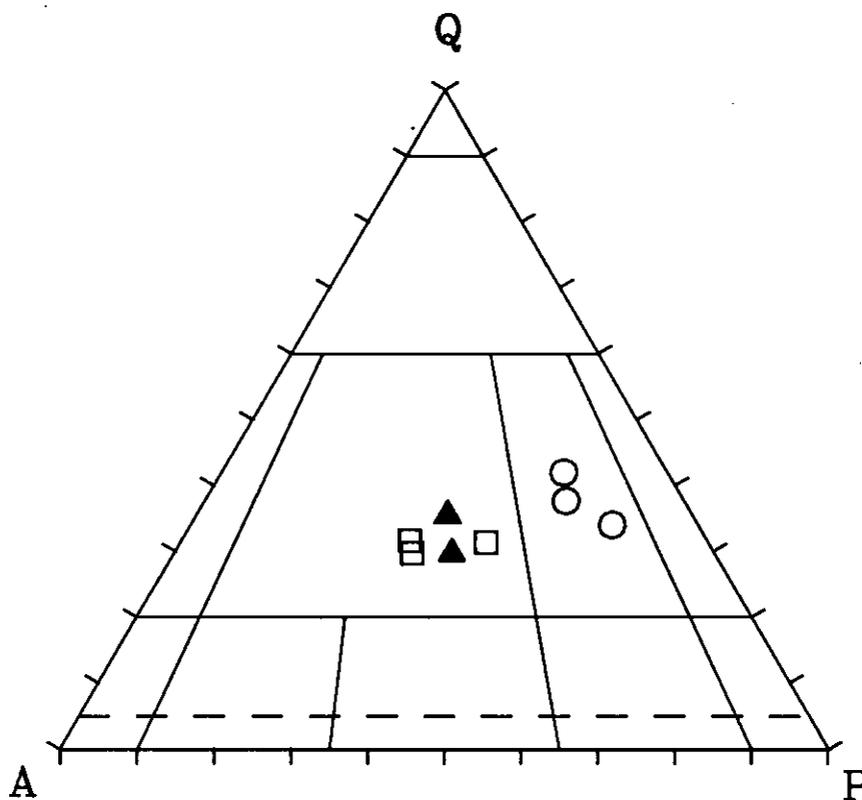
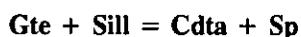


Figura 80.-A) Diagrama de clasificación QAP de los tipos graníticos peraluminicos. Círculos: Moncloa; Cuadrados: Villanueva; Triángulos: Fuente-Topino.

posible observar espinela asociada. Este último tipo textural de aparición es similar al encontrado en granulitas migmatíticas y se interpreta como ligado al proceso decompresivo desde el clímax metamórficos. Los procesos de alteración más frecuentes son moscovitizaciones y transformaciones a agregados pinníticos.

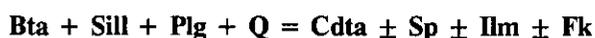
El granate, de distribución irregular, se presenta en cristales de tamaño medio, hasta 6-8 mm. Suelen ser cristales subredondeados, a veces de aspecto ameboide, y frecuentemente están fracturados. Las inclusiones más frecuentes son cuarzos lamelares y en gotas, y biotitas. En ocasiones puede

observarse su transformación retrógrada a cordierita ( $\pm$  espinela) (lámina VIII, E) lo que sugiere una reacción del tipo:



y también transformaciones a biotita en las zonas de borde, claramente retrógradas.

Además de la estructura planar que marcan las biotitas, existe otra foliación mucho más esporádica definida por cristales prismático-fibrosos de sillimanita, con mucha frecuencia asociada también a cristales de espinela verde y cordierita, y que se sitúan en las zonas de borde de los feldespatos potásicos o plagioclasa. En ocasiones, estos "husos" de sillimanita  $\pm$  cordierita  $\pm$  espinela se encuentran perfectamente aislados de la plagioclasa por un fino reborde continuo de cordierita, que se observa corroe a la plagioclasa (lámina VIII, F y G). Estas texturas sugieren la presencia de reacciones del tipo:



En otros sectores se observa claramente el crecimiento de sillimanita, espinela e ilmenita en bordes de biotita (lámina VIII, H) que sugiere quizá un funcionamiento inverso de la reacción anterior, que podría ser, por lo tanto, una reacción progradada de alto grado en el primer caso (destrucción de biotita), y retrógrada ( $\text{¿generación de biotita} + \text{sillimanita?}$ ) en el segundo.

En definitiva, podemos distinguir unos minerales claramente del pico metamórfico, que incluirían granate, sillimanita, cordierita, espinela, feldespato potásico e ilmenita principalmente, y una paragénesis retrógrada que estaría constituida por unas nuevas generaciones de biotita y sillimanita, junto con moscovita y cuarzo de destrucción del feldespato potásico, esfena proveniente de transformación de ilmenitas, y neoformaciones de mirmequitas (cuarzo y plagioclasa).

#### 4.2.2.1.2.-Monzogranitos microporfídicos de tipo Villanueva

Este segundo tipo granítico moderadamente peralumínico aflora en el extremo suroriental del Complejo, al sur de la localidad de Villanueva de Bogas. Se trata de una banda estrecha, que no llega a superar el kilómetro de anchura por unos 3.5 Km de longitud, que se dispone con una dirección aproximada E-O (figs. 1 y 20). Los contactos, tanto al norte como al sur son con granitos de tipo Sotero, siendo cartográficamente concordantes, aunque no se pueden precisar mejor sus relaciones pues los contactos no afloran. Mesoscópicamente se trata de granitoides microporfídicos de grano fino a medio, con fenocristales de feldespato potásico de 1 cm de tamaño medio, muy abundantes, en ocasiones acumulados en pequeñas bandas centimétricas. Presentan frecuentes cristales milimétricos de granate, bastante idiomorfos y regularmente distribuidos en la roca (lámina IX, A). Se encuentra, por lo general poco deformado, aunque sí existen algunas zonas con orientación de los fenocristales y las biotitas según direcciones variables entre  $125^\circ$  y E-O, con buzamientos subverticales hacia el oeste, concordante con la estructura regional de los granitoides próximos (tipos Sotero o Layos). En alguna ocasión se han

podido observar estas facies más estructuradas autoenclavadas en las facies más abundantes homogéneas, lo que podría indicar una contemporaneidad del emplazamiento del granito con la deformación (lámina IX, B). Ocasionalmente se han observado micropliegues de charnela angulosa de tipo *chevron* con ejes muy verticalizados, de dirección 110° y 75° de inmersión al sur, que son muy similares en dirección y estilo de plegamiento a los pliegues de tercera fase que se observan en las series metamórficas del complejo. Estos hechos parecen apuntar a que estas rocas son quizá relativamente sincrónicas con la F3 y posteriores a los granitoides de tipo Moncloa que presentan unas estructuras deformativas más intensas. No se han observado muchos enclaves correspondiendo éstos a tipos metasedimentarios y algunos tipos micáceos.

Se han realizado tres contajes modales de estos tipos graníticos que nos permiten clasificarlos como monzogranitos (cuadro XXI, fig. 80).

**Cuadro XXI.-Contajes modales de tres muestras representativas de los granitos de tipo Villanueva.**

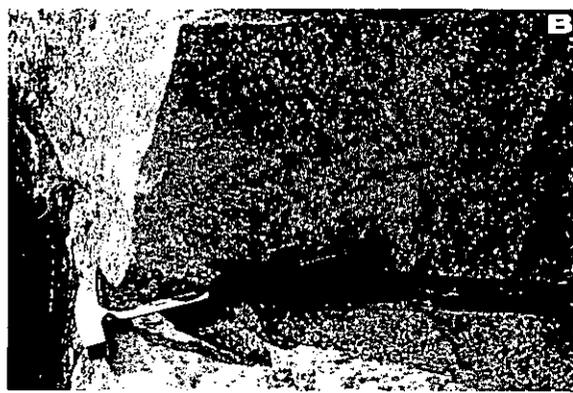
Muestra	89352	89334	89333
Q	26.0	25.2	28.4
Plg	24.3	26.1	35.8
Fk	31.7	33.2	26.0
Bta	16.0	14.9	8.1
Mc	0.5	0.4	0.3
Ap	0.8	0.1	0.2
Zr	0.6	--	0.4
Op	0.1	--	--
Gte	--	--	0.8

Están constituidos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. De forma accesoria aparece granate, dumortierita, turmalina, circón, monacita, apatito e ilmenita, y como minerales secundarios moscovita y clorita.

El cuarzo suele presentarse en agregados policristalinos, con bordes algo suturados y extinción ondulante. También puede aparecer como cristales pequeños redondeados incluidos en otras fases minerales, principalmente feldespato potásico y plagioclasa.

- A.-Aspecto del granito microporfídico de Villanueva en el que puede observarse algún cristal de granate.
- B.-Enclave estructurado (encima del martillo) del propio granito de Villanueva.
- C.-Cristal de granate de tendencia idiomorfa en el granito de Villanueva. NP x16.
- D.-Cristales aciculares de dumortierita, en ocasiones parcialmente incluidos en feldespatos potásicos. NP x16.
- E.-Aspecto del granito con segregados cordieríticos orientado de tipo Fuente-Topino.
- F.-Fenómenos de emplazamiento sin-plutónico entre un granito de tipo Fuente-Topino y granitoides de tipo Layos.
- G.-Crecimientos de sillimanita a partir de biotita en los granitos de Fuente-Topino. NP x 16.
- H.-Muestra de mano del granito de tipo Layos, con un glóbulo de feldespato potásico.

# LAMINA IX



La plagioclasa tiende a ser idiomorfa a subidiomorfa y presenta una casi total ausencia de zonado. Puede haber algún crecimiento en sinneusis. En los contactos con feldespato potásico se desarrollan en ocasiones texturas mirmequíticas.

El feldespato potásico se presentan como cristales de mayor tamaño que el resto, de tendencia idiomorfa a subidiomorfa y muy frecuentemente con inclusiones de múltiples cristales idiomorfos de biotita, plagioclasa con bordes albíticos y gotas de cuarzo. A veces forma texturas simplectíticas o micropegmatíticas con el cuarzo. Suele presentar micropertitas en cuerdas y ocasionalmente pertitas en parches. En ocasiones muestra una ligera extinción ondulante. Su alteración más frecuente es moscovitización a favor de pequeñas fisuras.

La biotita, que generalmente no sobrepasa el 15% del total de la roca, puede presentarse o bien como cristales de tendencia idiomorfa exagonal, o lo que es más frecuente, como cristales alotriomorfos de disposición fuertemente intersticial con respecto al resto de los minerales. No resulta tampoco infrecuente encontrar pequeños cristales aciculares de biotita situados en las caras de las plagioclasas o feldespatos potásicos. Suelen presentar múltiples inclusiones de accesorios de tipo circón y monacita metamícticos. En las muestras más deformadas la biotita se dispone definiendo la estructura de la roca, generalmente formando agregados policristalinos lepidoblásticos. Sus transformaciones más frecuentes son moscovitizaciones, cloritización y alteración sagenítica.

Por último, en cuanto a los minerales accesorios comentar que el granate se presenta en cristales de 2-3 mm generalmente conservando caras cristalinas idiomorfas, aunque en otras ocasiones está corroído por cristales de cuarzo, y transformado a biotita en zonas de borde (lámina IX, C). Suele formar parte de la matriz de la roca y, en ocasiones, se han observado incluidos en plagioclasa, y más frecuentemente en feldespato potásico. Puede incluir pequeños cristales de biotita, apatito, circón e ilmenita. La dumortierita se encuentra como cristales prismáticos o aciculares (lámina IX, D), con un fuerte pleocroísmo violeta-rosa pálido, en ocasiones en bordes de granate, y en otras intersticialmente entre cristales de feldespato potásico y presentando un fino reborde parcial de cuarzo. En general, parece de crecimiento muy tardío en el granito.

#### 4.2.2.1.3.-Monzogranitos biotíticos con segregados cordieríticos de tipo Fuente Topino

Se trata de una variedad granítica bastante escasa en el sector, pues tan sólo se han encontrado dos afloramientos de tamaño cartografiable, uno al sur de Burguillos de Toledo, y otro en el paraje de Fuente Topino a unos 7 Km al NE de Almonacid de Toledo (ver mapa fig. 1). Se trata de un granito leucocrático, biotítico, con una orientación de 130-140° marcada por las biotitas y por nódulos cuarzofeldespáticos con abundante cordierita en la zona interna, en forma de husos dispuestos paralelos a la orientación de la roca (lámina IX, E). Esporádicamente hay también algún segregado orbicular formado por un núcleo biotítico rodeado por cuarzo y feldespatos. No se han encontrado enclaves de ningún tipo. Los contactos que se han podido observar con otras rocas son de dos tipos: Por un lado, en

el sector de Fuente Topino el contacto norte del afloramiento es con paragneises y se puede observar como el granito corta con un bajo ángulo a la foliación de F2 de los mismos, siendo pues claramente posterior a esta fase. En relación con los granitoides de Layos, se han observado fenómenos de emplazamiento sin-plutónico, con interdigitación de un granito en el otro según direcciones de 140°, lo que atestigua el emplazamiento contemporáneo de ambos tipos graníticos (lámina IX, F).

Dada la escasez de afloramientos de este tipo granítico tan sólo se han realizado dos contajes modales (cuadro XXII) que en el diagrama QAP (fig. 80) se proyectan muy próximos en el campo de los monzogranitos. Petrográficamente están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales fundamentales. Como fases accesorias aparecen ilmenita, circón, turmalina y sillimanita, y como productos secundarios clorita, moscovita y sericita.

**Cuadro XXII.-Contajes modales de granitoides de tipo Fuente Topino y Fuente Higuera (90972)**

Muestra	90956	90957	90972
Q	31.2	23.3	27.1
Plg	28.1	27.6	17.6
Fk	27.3	26.0	44.0
Bta	9.1	9.2	4.4
Ilm	0.1		
Zr		0.1	
Cdta			4.6
Mc			1.0
Sf			0.1
Ap			0.4

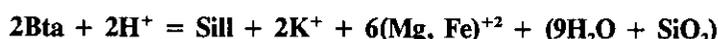
El cuarzo es alotriomorfo y muestra algo de extinción ondulante. Esporádicamente incluye pequeñas agujas de sillimanita.

La plagioclasa es con frecuencia subidiomorfa y no presenta un zonado marcado, salvo un fino borde albítico. Con cierta frecuencia presenta ilmenitas en zonas de borde de cristal y puede incluir pequeños cristales de cuarzo, biotita y sillimanita.

El feldespato potásico es de tendencia subidiomorfa a alotriomorfa, con un cierto carácter intersticial. Presenta algunas exsoluciones peritéticas lamelares, e incluye plagioclasas con rebordes albíticos, biotitas de tendencia idiomorfa, cuarzo y escasas fibras de sillimanita.

La biotita, que se encuentra en proporciones cercanas al 10%, suele presentarse como cristales

subidiomorfos dispersos, de tendencia algo intersticial en ocasiones. Incluye pequeños circones. En alguna muestra puede observarse claramente el paso de biotita a sillimanita fibrosa (lámina IX, G). Esta destrucción de biotita parece ser una reacción retrógrada del tipo:



que según Losert (1968) deben representar procesos de desalcalinización de las micas y/o plagioclasas por fluidos intergranulares (Vernon, 1979).

Los segregados que se observan en estos granitos, presentan como minerales fundamentales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cordierita. De forma accesoria pueden presentar sillimanita, minerales opacos, biotita y circón. Aunque no se han realizado contajes modales de estos segregados, sí se pueden estimar unas altas proporciones de feldespato potásico, seguramente por encima del 50%, con pequeñas proporciones de plagioclasa, por lo que su composición debe quedar cercana a la de los granitos de feldespato alcalino.

En ellos, el cuarzo se presenta como agregados policristalinos grandes y con ligera extinción ondulante.

La plagioclasa, relativamente escasa, es de tendencia subidiomorfa a alotriomorfa y con zonados bastante poco marcados.

El feldespato potásico, muy abundante, presenta morfologías entre subidiomorfas a alotriomorfas, con múltiples inclusiones de cuarzo, escasa biotita y pequeños cristales de plagioclasa idiomorfa con un fino borde albítico. Las exsoluciones más frecuentes son pertitas en cuerdas con morfología anastomosada en algunos casos.

Finalmente, la cordierita que aparece en estos segregados suele tener formas esqueléticas incluyendo total o parcialmente a cristales de cuarzo. En ocasiones muestra gran cantidad de cristales de sillimanita fibrolítica incluidos en ella.

Estructuras nodulosas similares se han observado en otros tipos graníticos de áreas migmatíticas, tales como los granitoides de Velay en el Macizo Central Francés, para las cuales Didier y Dupraz (1985) proponen un origen metamórfico asociado con percolación de fluidos en los últimos estadios de la cristalización del granito. También se han observado en granitoides *estictolíticos* de la Sierra de Guadarrama, en donde se les asigna un origen anatético (Villaseca, 1983). Finalmente, también hay módulos cordieríticos en leucogranitos apicales posttectónicos en los que no se ha encontrado sillimanita o biotita residual dentro de la cordierita asignándose entonces un origen ígneo a la misma (Bellido y Barrera, 1979; Andonaegui, 1990).

#### 4.2.2.2.-GRANITOIDES FUERTEMENTE PERALUMINICOS

##### 4.2.2.2.1.-Granitoides cordieríticos tipo Layos

Se trata del grupo de granitoides peraluminicos más ampliamente distribuido en el Complejo. Fue definido en primer lugar por Andonaegui y Villaseca (1988) en las cercanías de la población de Layos, de donde toma el nombre. De todas formas, su mayor extensión la alcanza en la parte más oriental del Complejo, entre las poblaciones de Villamuelas y Mora (hoja 658), y se han cartografiado también en la parte este de Nambroca (ver mapa fig. 1).

Estructuralmente se caracteriza por una heterogeneidad marcada por zonas en donde la roca no presenta casi estructuración y es homogénea, y otras zonas en donde se observa un bandeo de estos tipos de Layos con leucogranitos de tipo Cervatos, y con menor frecuencia con tipos Fuente Higuera y Fuente Topino, y en donde los tipos graníticos suelen mostrar una foliación marcada por orientación de minerales. Este bandeo está presente tanto a escala métrica como a escala kilométrica (véase, por ejemplo, el sector de Casasbuenas en el mapa adjunto, fig. 1).

##### 4.2.2.2.1.1.-Naturaleza y tipos de contactos

En este apartado vamos a describir un primer tipo de contactos entre los granitos de Layos y las series metamórficas, principalmente con las migmatitas, y otros contactos con otros tipos graníticos peraluminicos.

Los contactos entre las migmatitas y los granitoides de tipo Layos son difíciles de observar, ya que todos los datos geológicos de campo parecen indicar que suele tratarse de contactos graduales. De esta forma, se han podido observar en un mismo afloramiento como tipos migmatíticos bandeados (lámina X, A) van perdiendo esta estructura y homogeneizándose dando lugar a variedades de aspecto similar al de los granitos de Layos (lámina X, B). Incluso en estos tipos litológicos intermedios entre migmatita y granito se puede observar enclaves de los mesosomas de las migmatitas incluidos en una matriz de aspecto granudo muy cordierítica en la que hay pequeños  *pods*  leucograníticos desmembrados (lámina X, C). Este tipo de relaciones entre unas litologías y otras apuntan hacia una clara conexión genética entre los granitos de Layos y las granulitas migmatíticas del sector, conexión que, como veremos en sucesivos apartados, está confirmada por criterios químico-mineralógicos y geoquímicos. Este tipo de contacto gradual, en "equilibrio térmico" con las migmatitas, es decir sin aureola de contacto, es característico de niveles catazonales y permite definir a estos granitoides como pertenecientes al grupo de  *granitos de aureola regional*  según la terminología de White y Chappell (1988).

Los contactos con otros tipos paraderivados como puedan ser mármoles, cuarcitas y

conglomerados, son de tipo neto y claramente intrusivo. De hecho, se ha podido observar in situ como los granitos de Layos cortan a la foliación de los meta-conglomerados (probablemente Sp de F1-2), y por otra en sectores se observa como intruyen y trocean el extenso nivel de mármoles de la zona de Villanueva de Bogas (fig. 20).

Un segundo grupo de relaciones de contacto son las que se observan entre estos granitos de Layos y otros grupos graníticos del área. En primer lugar, con los granitos de tipo Argés se han deducido cartográficamente la existencia de contactos netos y concordantes, pero en ninguna ocasión se han podido observar in situ. El hecho de que los granitos de Argés estén en ocasiones localmente migmatizados, mientras que los granitos de tipo Layos sean consecuencia de este proceso anatéctico implica que estos últimos deben ser posteriores a aquellos, aunque el lapso de tiempo entre uno y otro quizá no deba ser demasiado grande.

Por el contrario, los contactos con otros tipo graníticos peralumínicos de tendencia leucocrática, como son los tipos Cervatos, Fuente Higuera y Fuente Topino, se producen a través de zonas de interdigitación (emplazamiento sin-plutónico), en las que se observa interpenetración de venas y bandas de un tipo granítico en el otro, que tienden a seguir direcciones NO-SE, con formación, en ocasiones de facies mixtas o mezcladas. Este tipo de relaciones de contacto atestiguan que se tratan de intrusiones sin-plutónicas de granitoides generados en el mismo área de fusión (lámina IX, F; lámina X, D; lámina XIII, E).

#### 4.2.2.2.1.2.-Los enclaves

Otro de los aspectos que llama la atención al estudiar estos granitos es la gran abundancia y variedad de enclaves que presentan. En cuanto a su cantidad resulta muy difícil hacer una estimación cuantitativa, pero de forma indicativa sí que puede decirse que prácticamente es posible encontrar algún enclave por cada 2-4 m<sup>2</sup> de superficie observada. Hemos clasificado sus enclaves, en función de su naturaleza, en tres tipos:

##### - Xenolitos de rocas metamórficas regionales.

Corresponden, como es lógico, a los tipos metamórficos poco o nada migmatizados que aparecen en el área, esto es, ortogneises, anfibolitas, conglomerados, cuarcitas, rocas de silicatos cálcicos, mármoles y restos de posibles diques de cuarzo en ocasiones rodeados por rocas metamórficas, fundamentalmente. Son los tipos más abundantes y pueden llegar a tener tamaños de varios metros, aunque generalmente no sobrepasan los 20-40 cm de diámetro mayor. Presentan formas variadas, generalmente angulosas o irregulares, habiéndose encontrado incluso charnelas de pliegues de series metamórficas parcialmente migmatizadas como la que se muestra en la lámina X, E. Al contrario de lo que ocurre en otros plutones, no se observa aquí una mayor cantidad de enclaves hacia las zonas de borde, sino que estos xenolitos parecen estar distribuidos de forma más o menos homogénea en toda la masa granítica. Esto es lógico ya que no se trata de granitos que intruyen en rocas regionales, sino que

A.-Migmatita estromática espacialmente asociada a granitoides de tipo Layos.

B.-Granitoide heterogéneo de tipo Layos, que en algún sector sigue mostrando un aspecto parcialmente migmatítico.

C.-Aspecto muy heterogéneo de un granitoide de tipo Layos (diatexita?) con un enclave cognado de un mesosoma cordierítico y pequeños  *pods*  leucograníticos no desmembrados completamente.

D.-Vénulas de leucogranito incluidas sin-plutónicamente en el granito de Layos y plegadas por pliegues de plano axial verticalizado. Casa de Téllez.

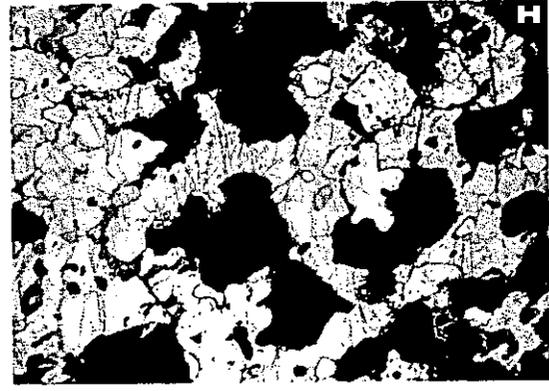
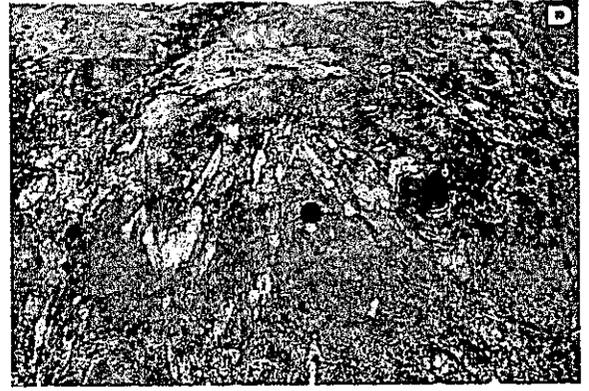
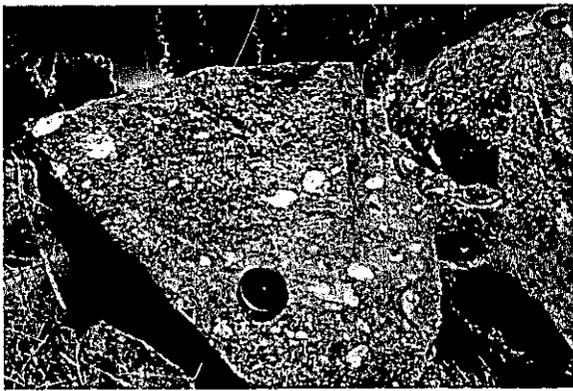
E.-Charnela de un pliegue de materiales anfibolítico-pelíticos de la serie sedimentaria parcialmente migmatizada enclavado en el granito de Layos. Casa de Téllez.

F.-Aspecto en sección fresca del granito de Layos con uno de sus típicos glóbulos de cuarzo. Canteras del pueblo de Layos.

G.-Aspecto al microscopio de uno de los enclaves de granulitas muy peraluminicas. Obsérvese el típico aspecto de las biotitas que están siendo destruidas y textura granoblástica de la cordierita con múltiples inclusiones de sillimanita. NP x16.

H.-Aspecto microscópico de los enclaves ricos en cordierita, en el granito de Layos. NC x16.

# LAMINA X



se trata de rocas, las propias migmatitas, de las que derivan, pudiéndose decir que se trata de granitoides para-autóctonos, que se desplazan muy poco desde su área de generación. Por lo tanto, las partes de la secuencia sedimentaria que no han participado en la fusión, ya que suelen ser composiciones refractarias (mármoles por ejemplo), quedan atrapadas en la masa granítica sin una distribución espacial concreta.

---

- Enclaves restílicos

Entendemos como tales enclaves que representan residuos de fusión de materiales que han participado en la anatexia general del área, y que han dado lugar, entre otros, a los granitos de Layos. Por lo tanto, no consideramos como restitas a todo fragmento o residuo sólido del área de fusión tal y como hacen por ejemplo Chappell y White (1991) y White et al. (1991). Mientras estos autores incluyen como restitas las heterogeneidades estratigráficas del área de fusión (niveles calcosilicatados, venas de cuarzo, etc) nosotros, como ya hemos dicho, restringiremos el término al sólido residual de la fusión del material fuente probable y no a sus litologías acompañantes, que quedan desmembradas en la masa granítica. En orden decreciente de abundancia hemos distinguido:

1.-*Glóbulos de cuarzo*. Son generalmente de entre 1-10 cm, aunque excepcionalmente pueden encontrarse de hasta 50 cm de diámetro. Suelen presentar forma redondeada o algo ovalada (lámina X, F). Conviene matizar que parte de los glóbulos de cuarzo que se han encontrado deben representar cuarzo en exceso de la reacción de destrucción de la biotita, pero que otra parte, probablemente aquellos glóbulos más grandes y con aureolas parciales de roca metamórfica deben, en cambio, representar xenolitos, como ya se indicaba en el párrafo anterior, provenientes quizá de vénulas de cuarzo de la primitiva secuencia sedimentaria desmembrados (Andonaegui, 1990).

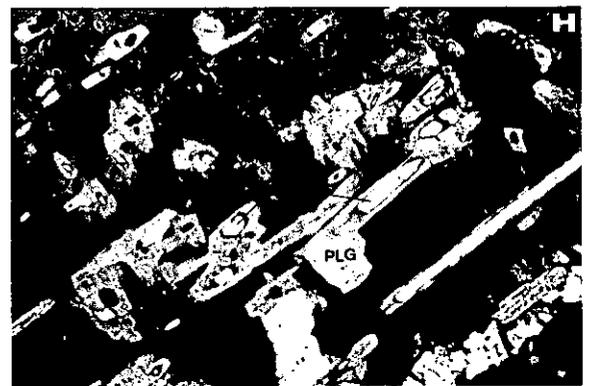
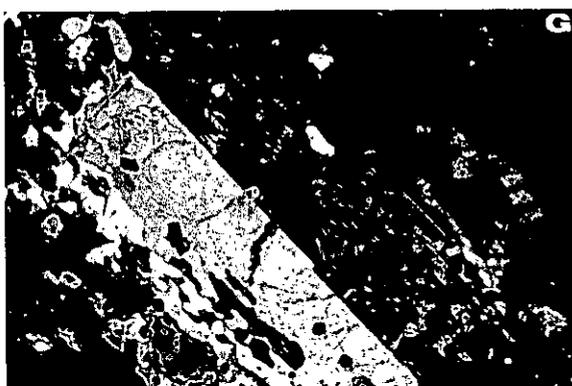
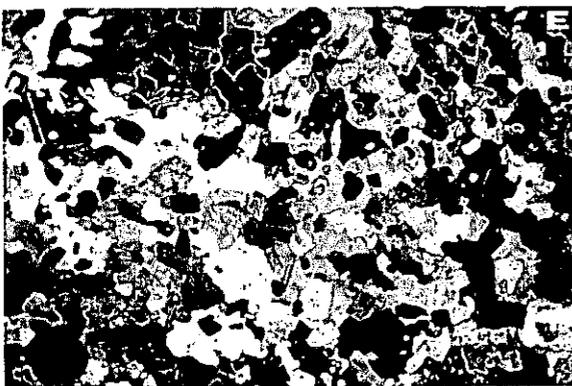
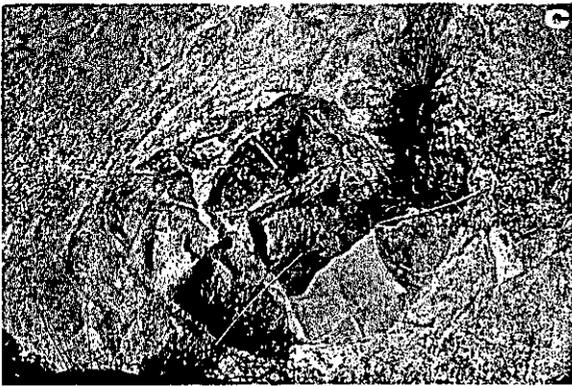
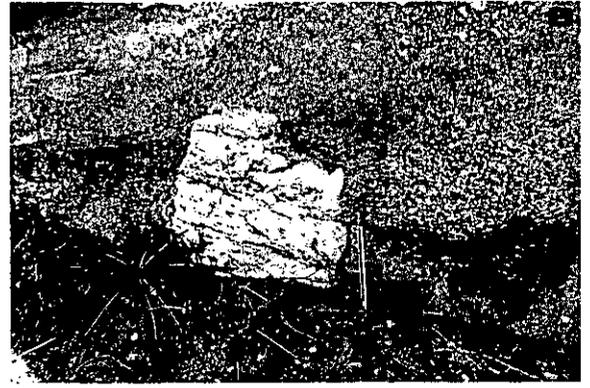
2.-*Enclaves de granulitas muy peralumínicas*. Se trata de enclaves de pequeño tamaño, entre 1-2 cm de longitud mayor, y de formas redondeadas u ovals. Petrográficamente son rocas microbandeadas con estrechas zonas algo más biotíticas que alternan con bandas cordieríticas. En general, al microscopio se trata de mosaicos de cristales poiquilíticos de cordierita, que incluyen de forma alineada pequeños cristales redondeados de biotita cuya forma es la típica de las biotitas que están siendo destruidas, junto con pequeños cristales de espinela, ilmenita y múltiples cristales fibrosos de sillimanita (lámina X, G). Se trata de una paragénesis claramente restítica, que recuerda mucho, tanto por su textura, como por su mineralogía, a las granulitas migmatíticas de sector. En algunas ocasiones, en las zonas de contacto de estos microenclaves con el granito, se genera una pequeña aureola biotítica, que puede significar pequeños desequilibrios locales.

3.-*Enclaves ricos en cordierita*. Son generalmente de 1-2 cm de diámetro, y de formas redondeadas. Se han observado en ocasiones monocristales de color azul transparente, con pequeñas inclusiones de biotita y sillimanita en las zonas más próximas al contacto con la roca. El caso más frecuente es que se trate de intercrecimientos de cordierita y cuarzo, con formas ameboides y alguna pequeña inclusión de biotita y sillimanita (lámina X, H).

4.-*Enclaves ricos en sillimanita*. Se trata de tipos de mayor tamaño que los anteriores, pudiendo llegar hasta los 25 cm de diámetro. Presentan formas redondeadas u ovaladas. Están constituidos, casi

- A.-Aspecto microscópico de los enclaves ricos en sillimanita de los granitos de Layos. NC x16.
- B.-Megacrystal de feldespato potásico en el granito de Layos. Presa de Castro.
- C.-Enclave máfico de origen ígneo en el granito de Layos. Cercanías de Villamuelas.
- D.-Aspecto de un enclave brechoide de anfibolita-gabro en el granito de Layos. Cercanías de Villamuelas.
- E.-Textura ígnea de mosaicos de cuarzo poiquilítico englobando a dos piroxenos en los sectores gabroideos del enclave brechoidal de la foto anterior. NC x16.
- F.-Típico aspecto no zonado de las plagioclasas del granito de Layos. NC x16.
- G.-Fenocrystal de feldespato potásico con multitud de pequeños *patches* de plagioclasa en los que se encuentran siempre agujas de sillimanita incluidas. NC x6.4
- H.-Detalle de la foto anterior. NC x40.

# LAMINA XI



en su totalidad, por sillimanita fibrosa y prismática, y en menor proporción pueden aparecer también crecimientos granoblásticos de cordierita, pequeños cristales de minerales opacos, espinela y escasísima biotita. En alguna ocasión, la sillimanita está intercrecida con feldespato potásico. Se trata, una vez más, de una paragénesis claramente restítica, que en algunos sectores recuerda a bandas muy sillimaníticas y cordieríticas que aparecen en las granulitas migmatíticas (lámina XI, A).

5.-*Glóbulos de feldespato potásico*. Se trata del tipo menos frecuente de este grupo de enclaves restíticos. Son cristales subredondeados, generalmente de 3-4 cm de diámetro, aunque excepcionalmente se han encontrado hasta de 25 cm (lámina XI, B), que suelen presentar el borde corroído, y en los que en ocasiones se observan crecimientos de cuarzo formando texturas micropegmatíticas. En el interior de los mismos es posible encontrar pequeñas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, y menos frecuentemente biotita y sillimanita. Ocasionalmente pueden tener un pequeño reborde biotítico. Se piensa que quizá parte de ellos no deban ser estrictamente restíticos, en el sentido de que sean feldespato de exceso de la reacción de fusión incongruente de la biotita, sino que se trate de restos de vénulas pegmatíticas que pudieron estar intruyendo en las series sedimentarias previas a la fusión, como también se ha propuesto para enclaves similares en los granitos S del Lachlan Fold Belt (Chappell et al., 1991).

#### - Enclaves máficos de origen ígneo

Son tipos bastante escasos, de tamaño variable entre 10 y 50 cm y de formas normalmente alargadas. Se han distinguido dos grupos:

El más abundante corresponde a rocas cuarzodioríticas y tonalíticas constituidos esencialmente por cuarzo, plagioclasa, biotita, y accesoriamente granate y, en un tipo cuarzodiorítico, con anfíbol incoloro retrógrado. En uno de estos enclaves, en un cristal de mayor tamaño de plagioclasa con zonado residual se han observado microcristales de espinela y probable sillimanita, similares a los que se describieron en los granitos de Argés. Conservan texturas ígneas, aunque en muchas ocasiones están fuertemente recrystalizadas. Al igual que en algunos tipos microgranulares, típicos en los batolitos alóctonos Hercínicos, hay texturas poiquiloblásticas de cuarzos tardíos y cristales aciculares de apatito, ilmenita y en ocasiones biotita. En general recuerdan a los tipos calcoalcalinos de Argés. Este primer grupo de enclaves ígneos se han encontrado de forma muy dispersa en todo el sector, tanto en la zona de Layos, como en el sector Villamuelas-Villanueva (ver mapa fig. 1) (lámina XI, C).

Un segundo grupo de enclaves máficos, que se ha encontrado tan sólo en el sector de Villamuelas, consiste en tipos gabroideos metalumínicos, con piroxeno y anfíbol, de aspecto brechoide-anguloso, por contener numerosos fragmentos de parafibrolita bandeada (lámina XI, D). La textura ígnea, constituida por mosaicos de grandes cristales poiquilíticos de cuarzo que engloban a los máficos y plagioclasas previos, está recrystalizada como también ocurría en el tipo anterior (lámina XI, E). Es destacable en este tipo de enclaves, la presencia de dos piroxenos, uno ortorrómbico bastante escaso, y un clinopiroxeno más abundante, variablemente anfibolitizados. Existen, asimismo, dos anfíboles, una hornblenda y un anfíbol incoloro secundario. No se conocen tipos plutónicos básicos equivalentes en todo el Complejo.

4.2.2.1.1.3.-Petrografía

Se trata de unos granitos de grano medio, melanocratos (láminas IX, H y X, F) y de textura hipidiomorfa, ocasionalmente porfídicos, con fenocristales de feldespato potásico que muestra pasos perfectamente graduales a las variedades no porfídicas mucho más abundantes. Están constituidos fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita. Como fases accesorias aparecen sillimanita, granate, dumortierita, apatito, circón, monacita, ilmenita, rutilo y sulfuros de Fe. Finalmente, como fases secundarias aparecen moscovita, sericita y clorita. En el cuadro XXIII se encuentran recogidos los contajes modales de estas rocas. Su proyección en el diagrama de clasificación QAP varía desde términos tonalíticos muy ricos en cuarzo hacia términos granodioríticos y monzograníticos más pobres en este mineral (fig. 81), como ya ponía de manifiesto Andonaegui (1990). Como puede observarse en esta figura se trata de una pauta típica de series de tipo S (Bowden et al., 1984) similares a la que se observa en los tipos Cooma del Lachlan Fold Belt Australiano (White y Chappell, 1988).

**Cuadro XXIII.-Contajes modales de granitoides de tipo Layos.**

Muestra	89861	90960	90958	89285	89357	89103
Q	50.6	12.8	35.4	35.4	19.4	21.6
Fk	2.0	10.0	7.2	7.2	20.6	14.6
Plg	27.8	24.8	23.6	23.6	21.3	18.3
Bta	6.5	17.9	13.1	13.1	14.7	18.7
Cdta	5.5	27.1	13.9	13.9	17.9	22.6
Ap						
Zr	0.2					0.1
Op	0.2	0.4	0.5	1.5	1.3	0.2
Mc	7.4	7.0	6.3	4.2	4.5	3.7
Sill				0.2		0.2
M'	19.8	52.4	33.8	44.0	43.1	45.5

Una segunda característica destacable de estos datos de proporciones modales es la gran abundancia en cordierita, que en la mayoría de los casos supera ligeramente a la de biotita (fig. 82), y que en las muestras que se ha considerado puede llegar hasta contenidos del 27%. Estas altas proporciones de cordierita, junto a los contenidos en biotita, hacen que en cuanto al índice de color, la mayoría de estos granitos haya que clasificarlos como melatonalitas, melagranodioritas y melamonzogranitos.

El cuarzo, que llega a ser extraordinariamente abundante (> 50%) en algunas facies tonalíticas,

se suele presentar como agregados policristalinos, con ligera extinción ondulante debida seguramente a deformaciones ya tardías. Tiene tendencia algo intersticial con respecto a los feldespatos y la cordierita.

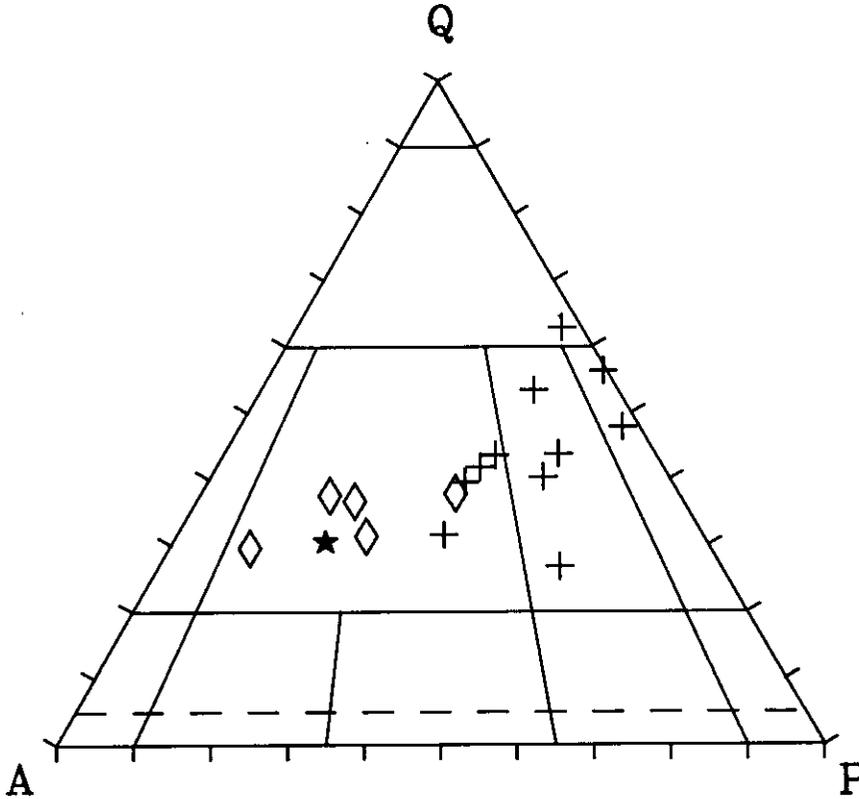


Figura 81.-Diagrama QAP de los granitoides fuertemente peralumínicos. Cruces: granitos de Layos. Rombos: leucogranitos de Cervatos. Estrella: granito de Fuente-Higuera.

La plagioclasa suele ser bastante idiomorfa y es de destacar la casi total ausencia de zonado, que refleja, una vez más, la presencia de procesos de reequilibrio a alta temperatura (lámina XI, F). Con mucha frecuencia, en los contactos con feldespato potásico se forman texturas mirmequíticas en abanico. Puede incluir biotita, cuarzo, escaso granate y sillimanita fibrolítica. Una segunda forma textural de aparecer la plagioclasa es como parches irregulares dentro del feldespato potásico, en ocasiones recordando a exsoluciones en los mismos. Es precisamente en estas plagioclasa en donde es más frecuente la presencia de cristales de sillimanita, si bien también existen éstas en los cristales idiomorfos que no están incluidos en feldespato potásico (lámina XI, G y H). Como ya ponía de manifiesto Sturt (1970) la sillimanita incluida en feldespatos puede producirse como consecuencia de exsoluciones por reajuste de la composición de los mismos al descender la temperatura. En nuestro caso, el hecho de que el silicato aluminico aparezca preferentemente en los parches de plagioclasa dentro del feldespato potásico, nos lleva a pensar en dos posibles orígenes: Un primer proceso que podría generar estas texturas es inicialmente una exsolución de los componentes albítico y anortítico del feldespato potásico, que genera, además de la plagioclasa, un exceso de  $\text{SiO}_2$ , que en la mayoría de los casos formaría texturas mirmequíticas. Ahora

bien, si la plagioclasa exsuelta reajusta su composición hacia términos más oligoclásicos, se producirá también un exceso de Al que puede combinarse con ese Si sobrante y formar un silicato aluminico. Otro posible mecanismo para su origen podría ser de tipo reaccional; inicialmente se podría producir la exsolución de sillimanita en feldespato potásico debida, como demuestra Sturt (op. cit.) a un exceso de Si y Al en la fórmula unidad del feldespato, como de hecho ocurre en otros feldespatos potásicos de los granitos de Layos. Posteriormente podría producirse una posible reacción entre esta sillimanita y los componentes albítico y anortítico del feldespato que daría lugar a la plagioclasa que se observa alrededor de la sillimanita. Esta segunda hipótesis parece estar apoyada por el hecho de que el resto de las plagioclasas de la roca (las no incluidas o exseltas en feldespato potásico) presentan muy pocas o ninguna exsolución de sillimanita. De cualquier forma, parece lógico suponer un origen retrógrado para esta sillimanita, ligada de una u otra forma a fenómenos de exsolución del feldespato potásico.

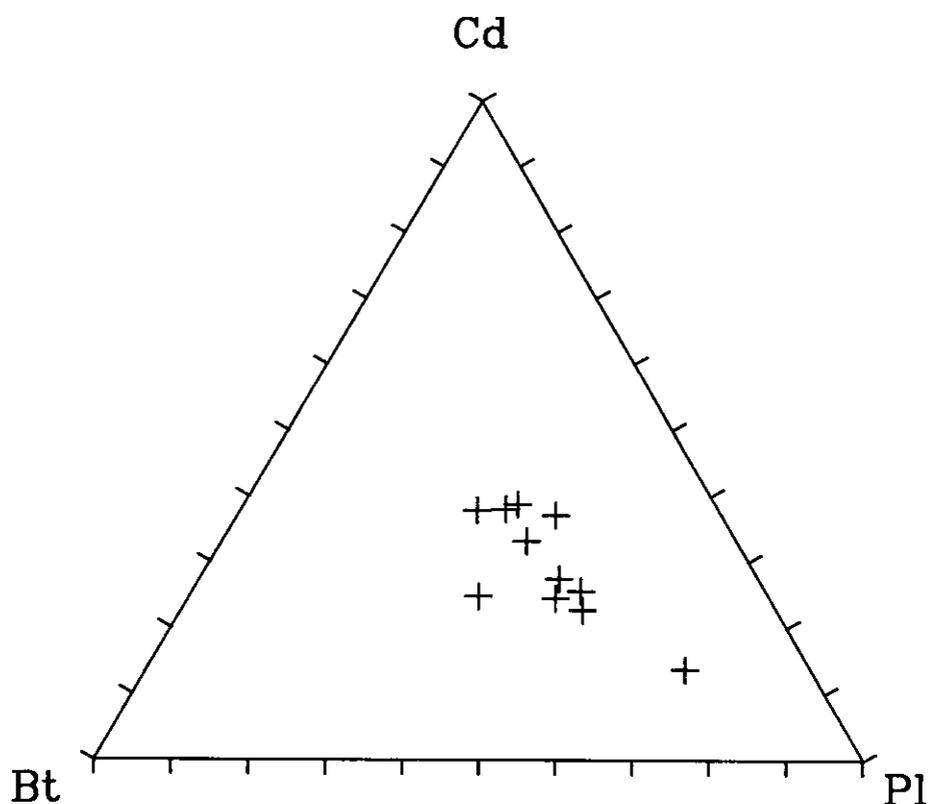


Figura 84.-Diagrama Cd-Bt-Pl de los granitos de Layos.

El feldespato potásico tiende a presentarse o con formas idiomorfas o subidiomorfas, sobre todo los fenocristales de las variedades porfídicas, o como cristales alotriomorfos de carácter intersticial. Exhibe frecuentes texturas pertíticas entre las que se pueden distinguir un grupo de criptopertitas lamelares y otro de pertitas tanto en lamelas como en parches. Ocasionalmente puede presentar algo de extinción ondulante. Puede incluir ilmenita, biotita, plagioclasa, cuarzo, cordierita y sillimanita (lámina XII, A). Su principal alteración es a moscovita.

A.-Inclusiones alineadas de sillimanita en el borde de un cristal de feldespato potásico en los granitos de Layos. Se pueden observar también algunos parches de plagioclasa. NC x16.

B.-Aspecto textural común de los granitos ricos en cordierita de tipo Layos. NP x16.

C.-Detalle de un cristal de cordierita con múltiples inclusiones de sillimanita fibrolítica y biotita. NP x16.

D.-Aspecto de un cristal de granate rodeado de una corona continua de cordierita retrógrada. NC x6.4.

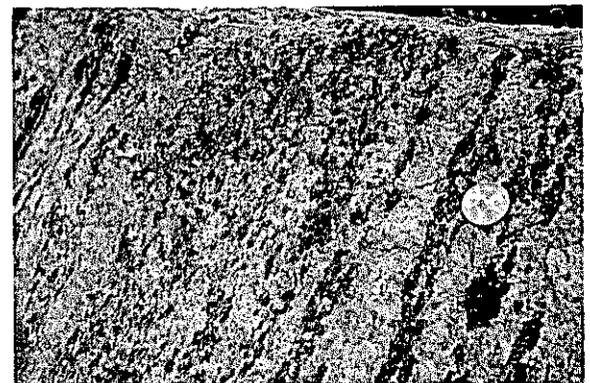
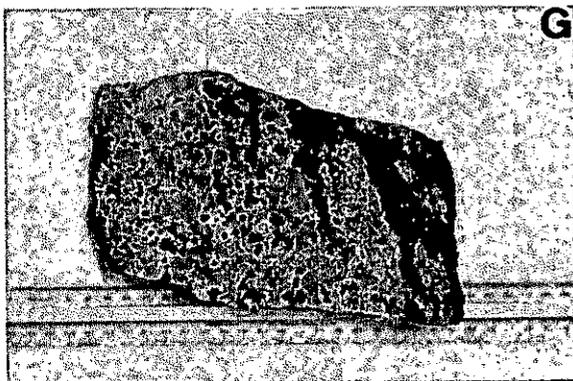
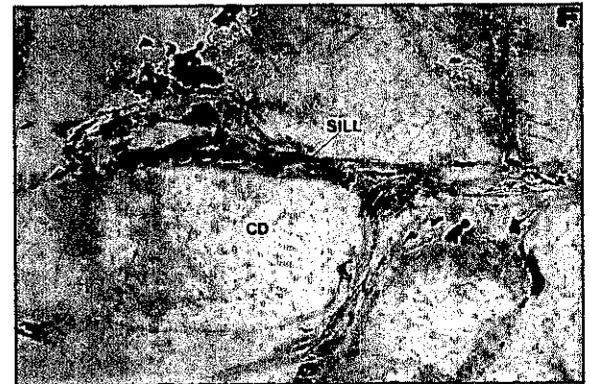
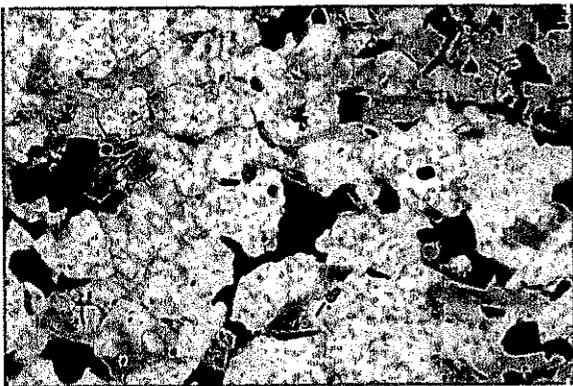
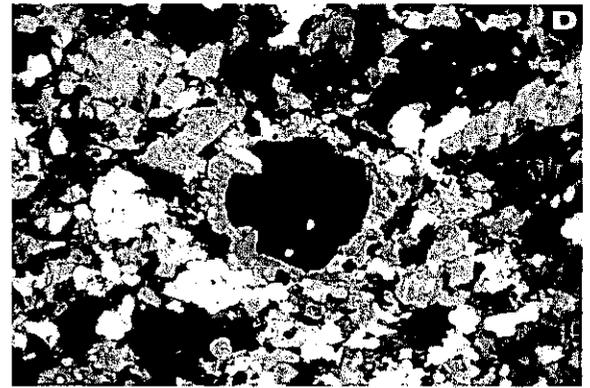
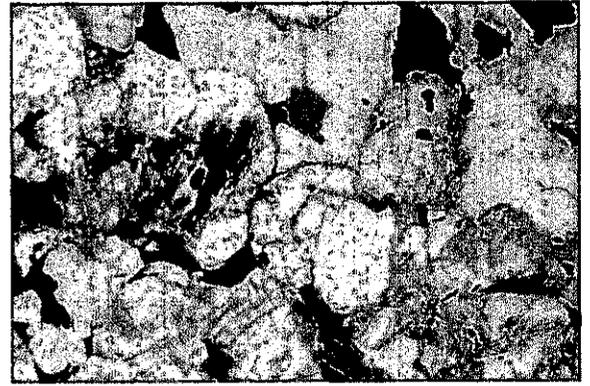
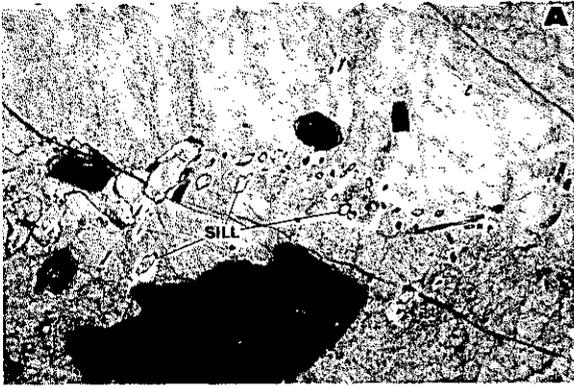
E.-Típico aspecto de las biotitas fuertemente intersticiales en el granito de Layos. NP x16.

F.-Crecimiento de sillimanita fibrosa en la foliación milonítica de un granitoide de Layos afectado por la banda milonítica. NP x16.

G.-Aspecto en muestra de mano de los leucogranitos bandeados de tipo Cervatos. Obsérvese la alternancia de bandas con granate y bandas con cordierita.

H.-Aspecto de campo de las facies cordieríticas bandeadas de los leucogranitos de tipo Cervatos.

# LAMINA XII



La cordierita, que suele ser el mineral máfico más abundante, se suele presentar o como prismas idiomorfos rectangulares o como cristales subidiomorfos redondeados, con frecuentes maclas polisintéticas. Incluye con frecuencia gran cantidad de sillimanita fibrosa, así como pequeños cristales de cuarzo redondeados, biotita, ilmenita, circón, lo cual sugiere un origen o bien metamórfico o más claramente restítico para este mineral (Chappell et al., 1987), como ya se puso de manifiesto en trabajos anteriores (Barbero y Villaseca, 1992). En muchas ocasiones, el aspecto de estas cordieritas con múltiples cristales fibrosos de sillimanita y pequeñas biotitas redondeadas o con formas vermiculares es exactamente igual al descrito en los pequeños enclaves restíticos de granulitas muy peralumínicas. La principal alteración que presentan es a moscovita y a agregados pinníticos (lámina XII, B y C).

La última fase mayoritaria que presentan estas rocas, la biotita, tiene como rasgo textural más destacable su posición intersticial con respecto a los otros minerales como también citaba Andonaegui

(1990) (lámina XII, E). No obstante, también es posible observar este mineral como agregados policristalinos, asociados con frecuencia a ilmenita y sulfuros de Fe, y algo poligonalizados, o incluso también incluida en cordierita o granate. Sus inclusiones más abundantes son circones metamórficos.

Por último, destacar que el granate accesorio presenta morfologías redondeadas, en ocasiones de tendencia idiomorfa con caras cristalinas, y en algún caso se puede observar una corona circular continua de cordierita que evidencia su transformación en condiciones de baja presión (lámina XII, D). También puede estar esporádicamente transformado a biotita.

En algunos sectores se observa claramente el crecimiento tardío, intergranular, de sillimanita fibrolítica alrededor de cordierita o feldespatos, normalmente acompañada de biotita, lo que confirma el carácter retrógrado de estos minerales, junto con la esfena que puede bordear a la ilmenita, como también ocurría en los granitoides de tipo Moncloa. Esta generación tardía de minerales de alta temperatura (facies de anfibolita) es también visible en las cercanías de la banda milonítica, en donde el granito está fuertemente afectado por la falla, de manera que se genera una foliación milonítica intensa, en la que se ha observado crecimientos de sillimanita y biotita (lámina XII, F), lo cual contradice las estimaciones dadas por Hernández Enrile (1981) para sus condiciones de formación, que el citado autor sitúa entre los 250-350°C.

#### 4.2.2.2.2.-Leucogranitos con granate y/o cordierita de tipo Cervatos

Este segundo grupo de granitoides fuertemente peralumínico sigue en abundancia a los tipos de Layos y aflora prácticamente en todo el sector estudiado, a veces como simples bandas, venas o diques, que obviamente no se han representado en la cartografía. Generalmente forma macizos alargados y estrechos, interbandeados con los granitos de Layos, con los que dan estructuras de emplazamiento simplutónico, como ya se ha descrito en el apartado anterior, aunque también pueden encontrarse

intruyendo en los metasedimentos variablemente migmatizados del sector, a los que puede incluso enclavar, o más escasamente a los ortogneises. Los contactos con los tipos graníticos de Argés son netos y paralelos a las estructuras. El nombre lo toman del Castillo de Cervatos, situado a unos 3 Km al este de Guadamur y en donde pueden observarse muy bien los aspectos texturales y mineralógicos de uno de estos macizos relativamente homogéneos.

Se pueden distinguir tres variedades petrográficas principales que son: leucogranitos cordieríticos, leucogranitos granatíferos y leucogranitos con biotita, estos últimos muy escasos. En ocasiones se puede observar un bandeo centimétrico entre tipos con cordierita y tipos con granate (lámina XII, G) lo que induce, desde un primer momento, a pensar que la presencia de un tipo u otro mas que a factores termobáricos se debe a pequeñas diferencias composicionales o de presencia de fluidos entre una banda y otra, siendo las condiciones P-T del área tales que permiten la estabilidad de ambas fases simultáneamente, pues además no se observa transformación de granate a cordierita (o viceversa) en las distintas bandas granatíferas o cordieríticas.

Las estructuras visibles en estas rocas corresponden a orientación de minerales, ya sean cristales prismáticos de cordierita o biotitas (lámina XII, H), o de nódulos de estos mismos minerales. Localmente presentan una fuerte lineación mineral, con ausencia de fábrica planar, debido a la casi total ausencia de minerales susceptibles de este tipo de orientación.

Están constituidos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con proporciones variables de granate y/o cordierita. Como minerales accesorios presentan biotita (en algunas escasas variedades puede ser un constituyente fundamental), ilmenita, circón, apatito, sillimanita, turmalina y dumortierita intersticiales. Los minerales secundarios más importantes son clorita, sericita, moscovita y esfena.

En la figura 81 los datos del diagrama QAP están tomado de Andonaegui (1990) y se puede observar que estas rocas quedan clasificadas como monzogranitos y sienogranitos, y en el campo que Lameyre y Bowden (1982) proponen para los fundidos mínimos de origen cortical. Todos ellos presentan un índice de coloración muy bajo (cerca de 4) por lo que se clasifican como variedades leucocratas.

El cuarzo, bastante abundante, se presenta en cristales alotriomorfos o agregados policristalinos, con bordes ligeramente suturados y algo de extinción ondulante.

La plagioclasa suele presentarse como cristales subidiomorfos, con zonados muy poco o nada marcados a excepción de un pequeño ribete fuertemente zonado, seguramente albítico. Con mucha frecuencia muestra texturas mirmequíticas en las zonas de borde. Puede incluir pequeños cristales de granate, biotita, cuarzo, feldespato potásico y escasa sillimanita.

El feldespato potásico es bastante abundante y tiene como carácter textural más destacable su posición textural intersticial con respecto a la plagioclasa y el cuarzo. En alguna ocasión puede mostrar algo de zonado. Presenta exsoluciones peritéticas entre las que se han distinguido tres tipos que son

criptopertitas y micropertitas lamelares con orientación ligeramente cruzada y pertitas en parches, algunas de tamaño relativamente grande. Se han encontrado multitud de inclusiones de otras fases minerales de cristalización anterior como cuarzo, circón, minerales opacos y granate. Existen también inclusiones de sillimanita rodeadas por plagioclasa, similares a las descritas en los granitos de Layos (lámina XIII, A), y también inclusiones de biotita, cordierita con orlas de plagioclasa, que quizá tenga también un origen reaccional. Su transformación retrógrada más frecuente es la moscovitización.

El granate, que puede ser una fase fundamental o accesoria, y en muchas ocasiones ni siquiera aparece, se presenta como cristales subredondeados milimétricos (5-15 mm) en los que aun son reconocibles algunas cara cristalinas. Generalmente presentan texturas muy cribosas con las oquedades ocupadas por cuarzo. Frecuentemente aparece desestabilizado a biotita y más raramente a cordierita retrógrada en las zonas de borde (lámina XIII, C). Puede incluir circones, minerales opacos y escasa sillimanita.

La cordierita, también de abundancia irregular, se puede encontrar con tres formas texturales distintas: en forma de nódulos fusiformes centimétricos, mostrando entonces una textura esquelética con múltiples huecos rellenos de cuarzo, o como cristales perfectamente idiomorfos orientados, generalmente de 1 a 10 milímetros de longitud mayor, o como cristales redondeados. Sus inclusiones más frecuentes son cristales redondeados de cuarzo, ilmenita y esporádicamente sillimanita fibrosa en el último tipo de cristales citado. La alteración más frecuente es moscovitización y transformación a agregados pinníticos.

Por último, la escasa biotita de estas rocas puede presentarse o como agregados policristalinos fusiformes, similares en morfología a los de cordierita, asociados a cuarzos, o como pequeños cristales subidiomorfos dispersos y frecuentemente transformados a cloritas o con alteración sagenítica. Incluye pequeños circones metamórficos.

#### 4.2.2.2.3.- Monzogranitos cordieríticos microporfídicos de tipo Fuente Higuera

Es la variedad granítica más escasa de todo el Complejo, y aflora únicamente en la parte oriental del mismo, en el arroyo que le da nombre. Se trata de un granitoide leucocrático constituido por gran cantidad de pequeños prismas idiomorfos de feldespato potásico, que le dan el aspecto microporfídico (lámina XIII, D), cuarzo, plagioclasa, y como minerales máficos aparecen prismas idiomorfos de cordierita y biotita subordinada. Presentan también fenómenos de emplazamiento sin-plutónico con los granitos de tipo Layos, que se ponen de manifiesto por la penetración de sills de un tipo granítico en el otro según direcciones 140-150° y buzamientos entre 35-40°NE. En estas zonas de interdigitación se observan procesos de mezcla física en los que el grado de desmembramiento de un tipo granítico en el otro llega a ser grande como puede verse en la lámina XIII, E. En ocasiones pueden observarse enclaves de metasedimentos peralumínicos en estas zonas de contacto digitado.

Dada la escasez de afloramientos de este tipo granítico, tan sólo ha sido posible recoger dos

muestras frescas de roca. El contaje modal de una de ellas (cuadro XXII) se proyecta en el diagrama QAP en el campo de sienogranitos (fig. 81), y ofrece unos contenidos similares de cordierita y de biotita en torno al 4.5% de cada uno. No obstante, en el afloramiento pueden observarse unas proporciones relativas de cordierita muy superiores a las de biotita, por lo que debe tratarse de un problema de muestreo dada la dificultad para obtener un mayor número de muestras.

Los constituyentes fundamentales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y biotita. Como fases accesorias hemos encontrado, ilmenita, circón, sillimanita (dos tipos), apatito y esfena. Los productos secundarios incluyen moscovita, sericita y clorita.

La roca presentan una marcada textura inequigranular porfídica, en la que el cuarzo tiende a aparecer como cristales de tamaño mediano, sin excesiva extinción ondulante pero con frecuentes bordes suturados en los contactos con biotita y feldespato potásico. Puede incluir pequeños cristales redondeados de cordierita y tabulares de biotita.

La plagioclasa es a menudo subidiomorfa y presenta un ligero zonado continuo. Suele presentar, al igual que el cuarzo, bordes dentados, sobre todo en los contactos con feldespatos. Otra forma textural de aparecer este mineral es como mosaicos de aspecto granoblástico con gran cantidad de contactos triples a 120° (lámina XIII, G). Puede incluir pequeños cristales de cordierita y biotita. Presenta gran cantidad de exsoluciones mirmequíticas, sobre todo en los bordes con feldespatos.

El feldespato potásico se encuentra como fenocristales de tamaño centimétrico (0.5-2 cm), idiomorfos, con frecuente maclas de tipo carlsbad, y con texturas peritíticas de exsolución entre las que se pueden distinguir una primera generación de perititas lamelares, y una segunda generación de tamaño algo mayor que suelen dar formas lamelares anastomosadas y ocasionalmente pequeños parches. Incluyen a casi todas las fases de la roca, esto es, cuarzo, plagioclasas idiomorfas con rebordes albíticos, biotita, y cristales tanto redondeados como prismáticos de cordierita (lámina XIII, F). Su principal retrogradación es a moscovita mas cuarzo (ver apartado 4.2.2.1.1.).

La cordierita puede aparecer o bien como cristales prismáticos muy idiomorfos o también como con tendencia algo más redondeada, sobre todo cuando están incluidos en otras fases minerales. Incluye, en ocasiones, sillimanita fibrolítica. Con bastante frecuencia está pinnitizada o moscovitizada.

La biotita presenta un pleocroismo marrón rojizo a pardo amarillento, y suele encontrarse en la matriz de la roca como placas subidiomorfas a alotriomorfas, con bordes de grano algo dentados y orientada junto con el resto de las fases de la roca. Sus inclusiones son circones con halos pleocroicos de metamictización, apatito y pequeños cristales idiomorfos de esfena.

Entre las fases accesorias cabe destacar, en primer lugar, que existe un segundo tipo de sillimanita fibrosa, no incluida en la cordierita sino en la matriz de la roca, generalmente relacionada con plagioclasa en forma de agregados fibrosos, y a veces como pequeñas fibras incluidas dentro de estas. Debe tratarse, al igual que ocurría con otros tipos graníticos, de blastesis retrógrada de sillimanita durante

el M3, a partir de la plagioclasa, mediante los citados procesos de desalcalinización con intervención de fluidos intergranulares, que pueden expresarse de la forma  $2\text{Plg} + 2\text{H}^+ = \text{Sill} + 2\text{Na}^+ + (\text{H}_2\text{O} + 5\text{SiO}_2)$  (Losert, 1968; Vernon, 1979; Villaseca, 1983). Estas blastesis deben acompañar también a los procesos de moscovitización retrógrada incipiente de los feldespatos potásicos.

A.-Exsoluciones complejas de sillimanita en plagioclasa exsuelta en feldespato potásico, en los leucogranitos de Cervatos, similares a las que aparecían en el granito de Layos. NC x16

B.-Crecimientos de sillimanita fibrolítica en borde de biotita en los leucogranitos de Cervatos. NP x6.4

C.-Granate con textura ameboide parcialmente retrogradado a biotita en los leucogranitos de Cervatos. NP x6.4

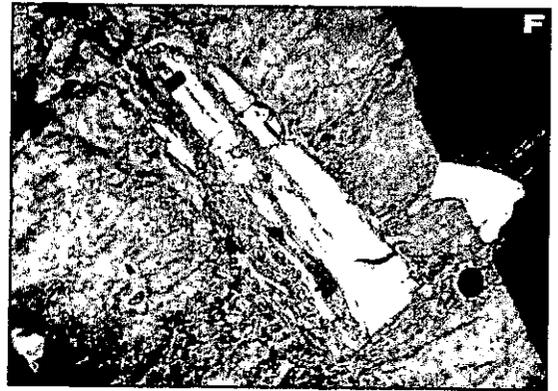
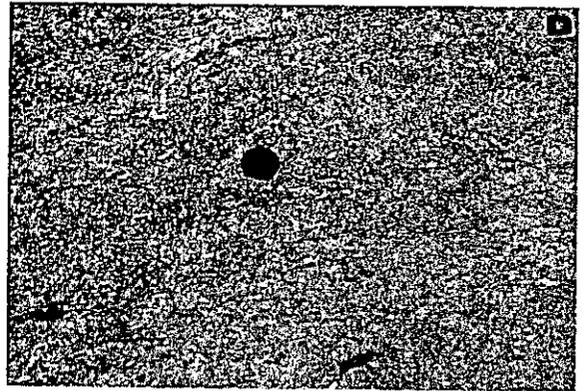
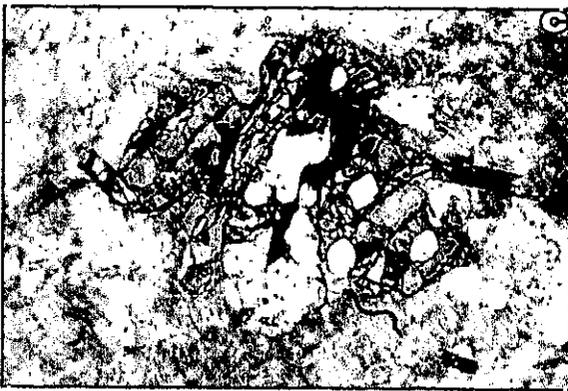
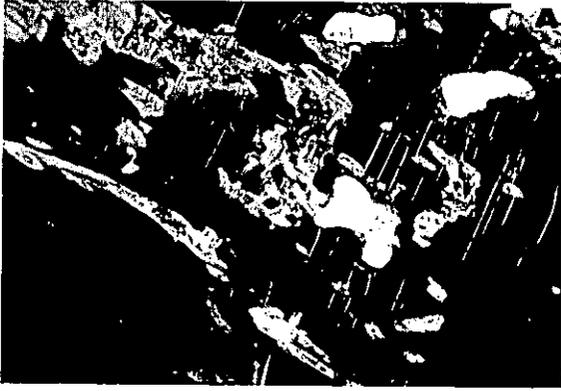
D.-Aspecto de campo del granito microporfídico de Fuente-Higuera.

E.-Aspecto de campo de las intrusiones sin-plutónicas del granito de Fuente-Higuera junto con el granito de Layos.

F.-Cristal primático de cordierita incluido en feldespato potásico en el granito de Fuente-Higuera. NC x16.

G.-Plagioclasas granoblásticas en el granito de Fuente-Higuera. NC x16.

# LAMINA XIII



### 4.3.-QUIMICA MINERAL DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS

#### 4.3.1.-FASES PRINCIPALES

##### 4.3.1.1.-Biotita

Los métodos de normalización y cálculo de  $Fe^{+3}$  son los utilizados se encuentran recogidos en el apéndice I. Los análisis de biotitas se encuentran en la tabla I del apéndice V.

##### - Granodioritas de tipo Moncloa.

En el diagrama de Deer et al. (1970) se proyectan como biotitas s.s. con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  entre 0.58-0.63 (fig. 83, A). Presentan contenidos altos en  $TiO_2$  variando desde 2.4 a 5.4%. La entrada de este catión en la estructura parece deberse principalmente a un mecanismo de tipo Ti-oxibiotita, como parece deducirse de la buena correlación positiva en los diagramas Total- $TiO_2$  o negativa en el  $H_2O_B-TiO_2$  (fig. 84, A), lo que una vez más es típico de biotitas de rocas de alto grado. De todas formas, deben también existir sustituciones de tipo Ti-espinela dada la buena correlación entre  $Al^{VI}$  y Ti (fig. 85, A).

En cuanto a sus contenidos en Al presentan valores variables tanto en posición octaédrica como en tetraédrica, aunque estas variaciones son más acusadas en el primero. Este exceso de  $Al^{VI}$  en la estructura de la mica no es explicable mediante un mecanismo de tipo Al-tschermak, como puede observarse en el diagrama  $Al^{VI}-Al$  de la figura 86 A, pudiendo quizá ser debido a sustituciones dioctaédricas-trioctaédricas de tipo 2, aunque los datos del diagrama Exceso de Carga- $Al^{VI}$  no sean del todo concluyentes a este respecto (fig. 87 A).

En un diagrama  $Al-Mg$  (fig. 88, A) se proyectan en el campo de las asociaciones aluminopotásicas con cordierita + silicato aluminico (Nachit et al., 1985), y sólo algunas quedan por debajo del mismo. Igualmente, en un diagrama  $MgO-FeO-Al_2O_3$  como el que utilizan Rossi y Chevremont (1987) estas biotitas quedan proyectadas entre campos de series calcoalcalinas y aluminopotásicas, en el mismo sector que otras micas de las rocas catazonales del área (fig. 90, A).

##### - Monzogranitos de tipo Villanueva.

Se trata de las biotitas con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  más altas, entre 0.68 y 0.75 (fig. 83, A). Presentan contenidos en Ti variables entre 1.1 y 4.2%  $TiO_2$ , si bien la mayoría de los datos presentan contenidos mayores de 3.0%, y sólo dos muestran valores bajos, habiéndose comprobado

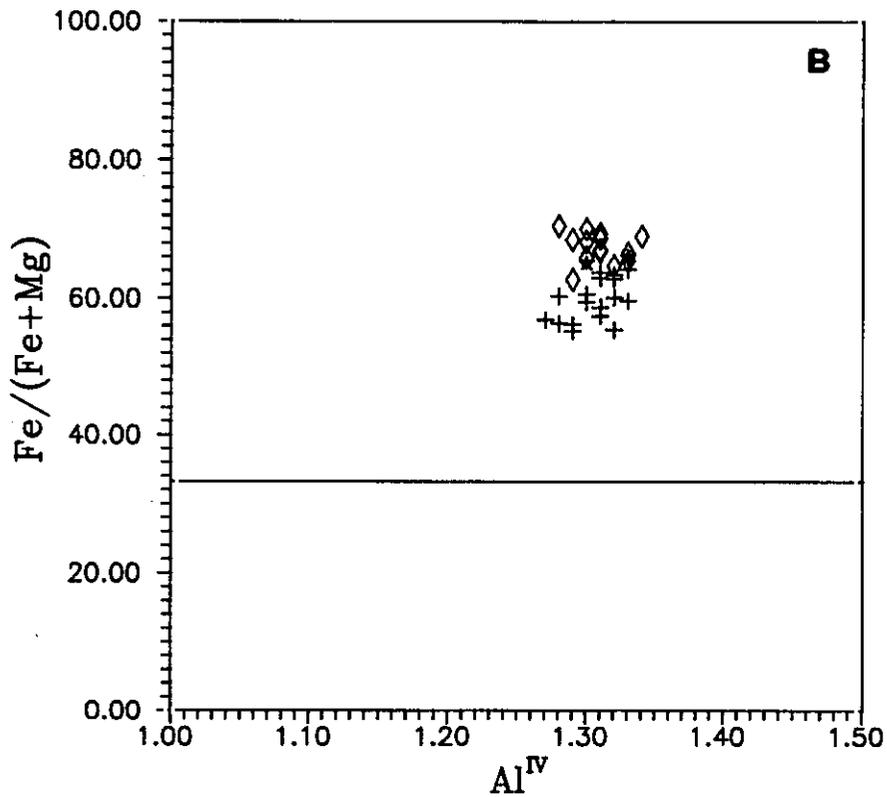
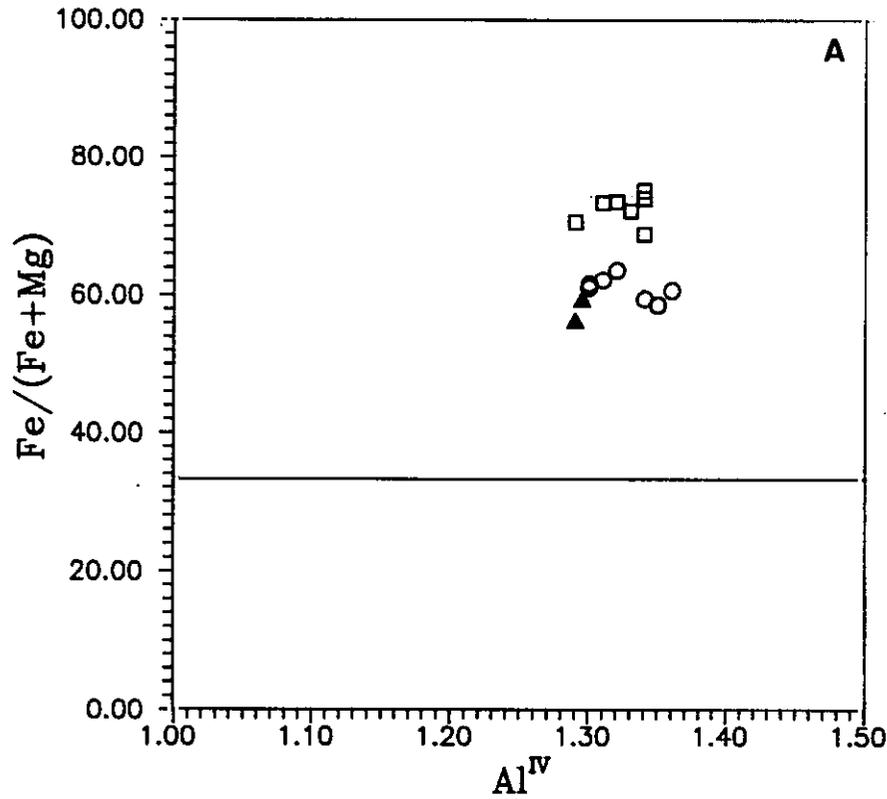


Figura 83.-Diagramas de clasificación de las biotitas de los granitoides peraluminados. A) Tipos moderadamente peraluminados. Círculo: Moncloa; Cuadrado: Villanueva; Triángulo; Fuente-Topino. B) Tipos fuertemente peraluminados. Cruces: Layos; Rombos: Cervatos; Estrellas: Fuente-Higuera.

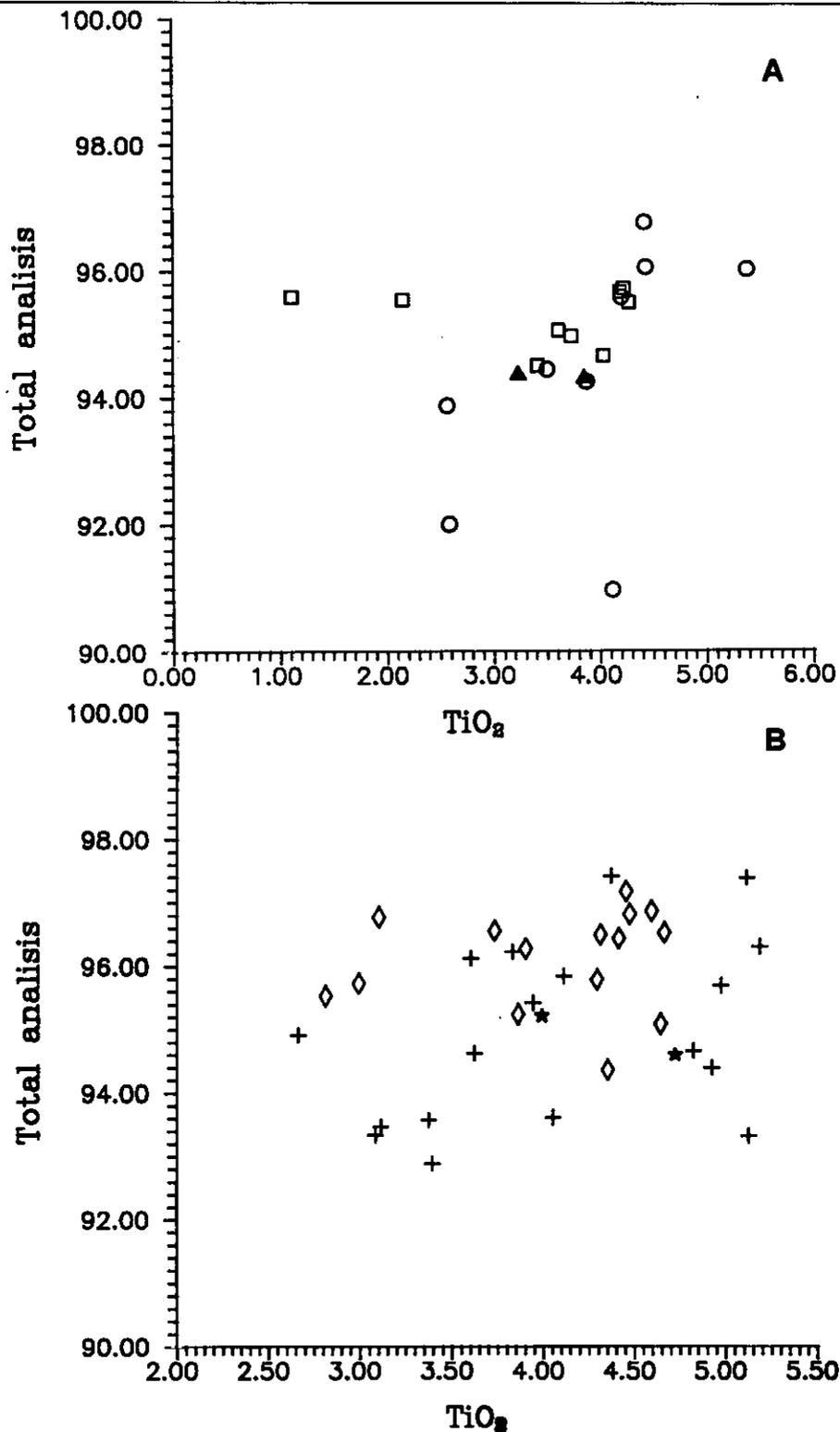


Figura 84.-A y B) Diagramas Total-TiO<sub>2</sub>, para las biotitas de los granitoides moderada y fuertemente peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

petrográficamente que corresponden a tipos incipientemente alterados en algunas zonas. A excepción de estos dos datos, los contenidos en Ti son equiparables a los del resto de los tipo peraluminicos y metasedimentarios del área. Una vez más parece que hay una buena correlación entre la suma total

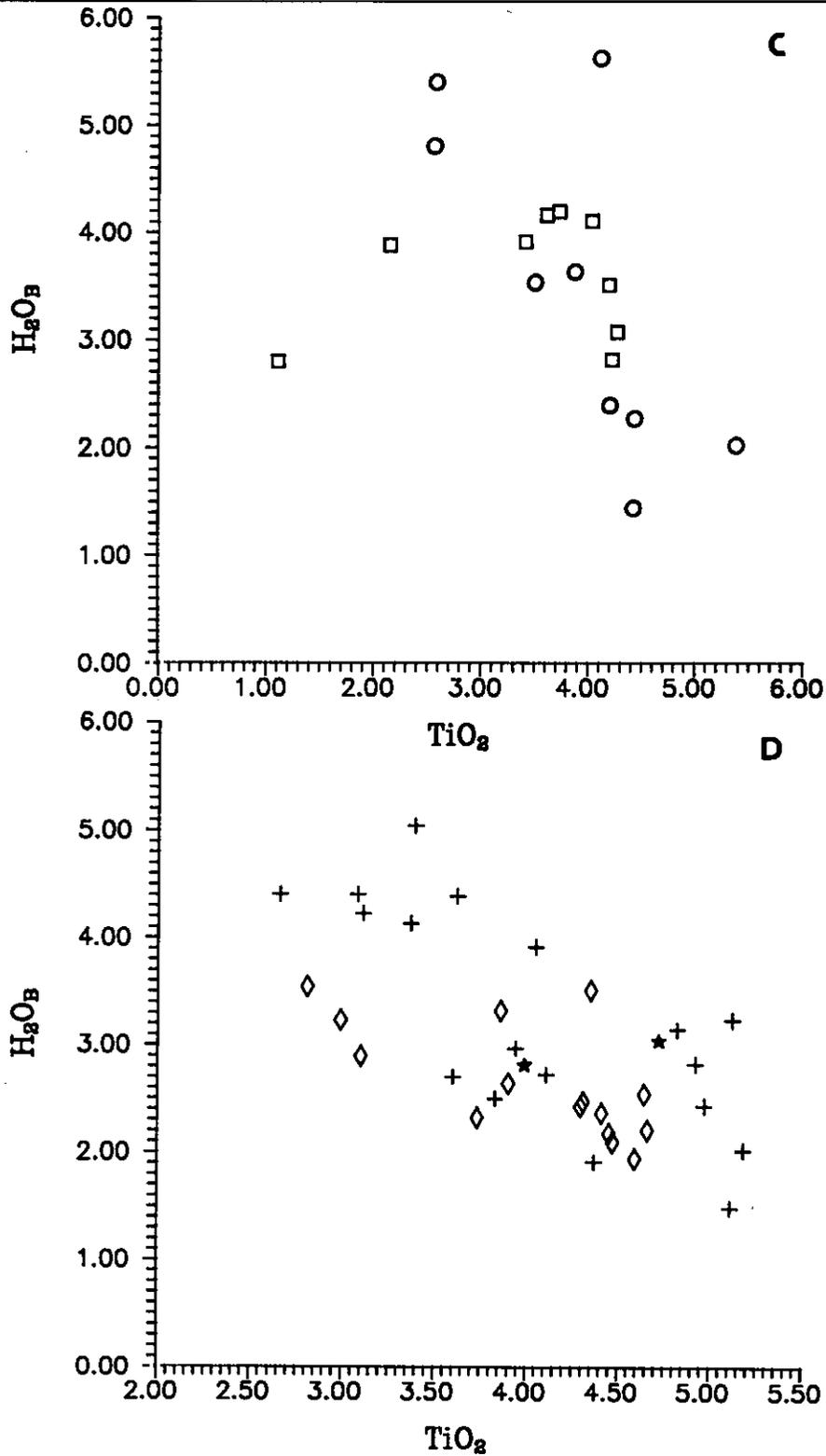


Figura 84.-Cont. C y D) Diagrama  $H_2O_B$ - $TiO_2$  de las biotitas de los granitoides moderada y fuertemente peralumínicos.

del análisis y  $TiO_2$  y entre  $H_2O_B^1$  y  $TiO_2$  (con la excepción ya hecha de los dos análisis antes citados)

<sup>1</sup>.-Contenido estimado mediante el método de Bruyín et al. (1983)

(fig. 84, A), lo que parece apuntar, una vez más, a sustituciones de tipo Ti-oxibiotita, habida cuenta además, que como se comprueba en el diagrama S-Fm-A (fig. 90) no parecen existir mecanismos de tipo Ti-tschermak. También pueden ser relativamente importantes las sustituciones de Ti por  $Al^{VI}$  (Ti-espinela) como parece deducirse del diagrama de la figura 85 A.

Los contenidos en Al, tienden a ser de los más elevados de las biotitas de los granitos peraluminicos del área, lo que es debido principalmente a los altos valores de  $Al^{VI}$ . Este exceso de  $Al^{VI}$  no puede explicarse por sustituciones de tipo Al-tschermak como se deduce de la figura 86 A, sino que parece más bien estar relacionado con la formación de vacancias mediante sustituciones de tipo 2 dioctaédrica-trioctaédrica dada la buena correlación entre Carga positiva y  $Al^{VI}$  (fig. 87, A).

Otro tipo de sustituciones que pueden haber jugado un cierto papel en estas micas, las más ricas en Fe de las estudiadas, son las de tipo Fe-tschermak, pues se observa una relativamente buena correlación 1:1 entre el  $Fe^{+2}$  y el  $Al^{IV}$ .

En el diagrama Al-Mg (fig. 88, A), a excepción de un dato, el resto se proyectan en el campo de biotitas más diferenciadas de asociaciones aluminicas. En el diagrama MgO-FeO- $Al_2O_3$ , se proyectan en el mismo campo que el resto de las micas de las series peraluminicas del sector (fig. 89, A).

#### - Granitoides de tipo Layos.

En el diagrama de clasificación de Deer et al. (1970) las biotitas de estas rocas se proyectan en el campo de biotitas s.s. con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  poco variables en torno a 0.60, y contenidos en  $Al^{IV}$  entre 1.27 y 1.33 p.f.u., lo cual hace que queden en el mismo campo en el que se proyectaban las micas de los granulitas migmatíticas (fig. 83, B).

Presentan elevados contenidos de Ti, que varían desde 2.6 hasta 5.2%  $TiO_2$ , totalmente dentro del rango de que presentaban las biotitas de las granulitas. La entrada del Ti en la estructura de la mica parece estar controlada, una vez más, por sustituciones de tipo Ti-oxibiotita, como puede deducirse de las proyecciones en el diagrama S-Fm-A (fig. 90) y de las buenas correlaciones en los diagramas Total- $TiO_2$  y  $H_2O_B-TiO_2$  (fig. 84, B y D). Este hecho parece indicar, al igual que ocurría con las biotitas de las granulitas, una cierta deshidratación de la mica. Parte del Ti puede además entrar en la estructura de la biotita sustituyendo al  $Al^{VI}$  (fig. 85, C).

En cuanto a los contenidos en Al, en el diagrama  $Al^{VI}-Al^{IV}$  (fig. 86, B) puede observarse que, si bien la cantidad de este catión en posición tetraédrica es bastante constante y similar a la de las

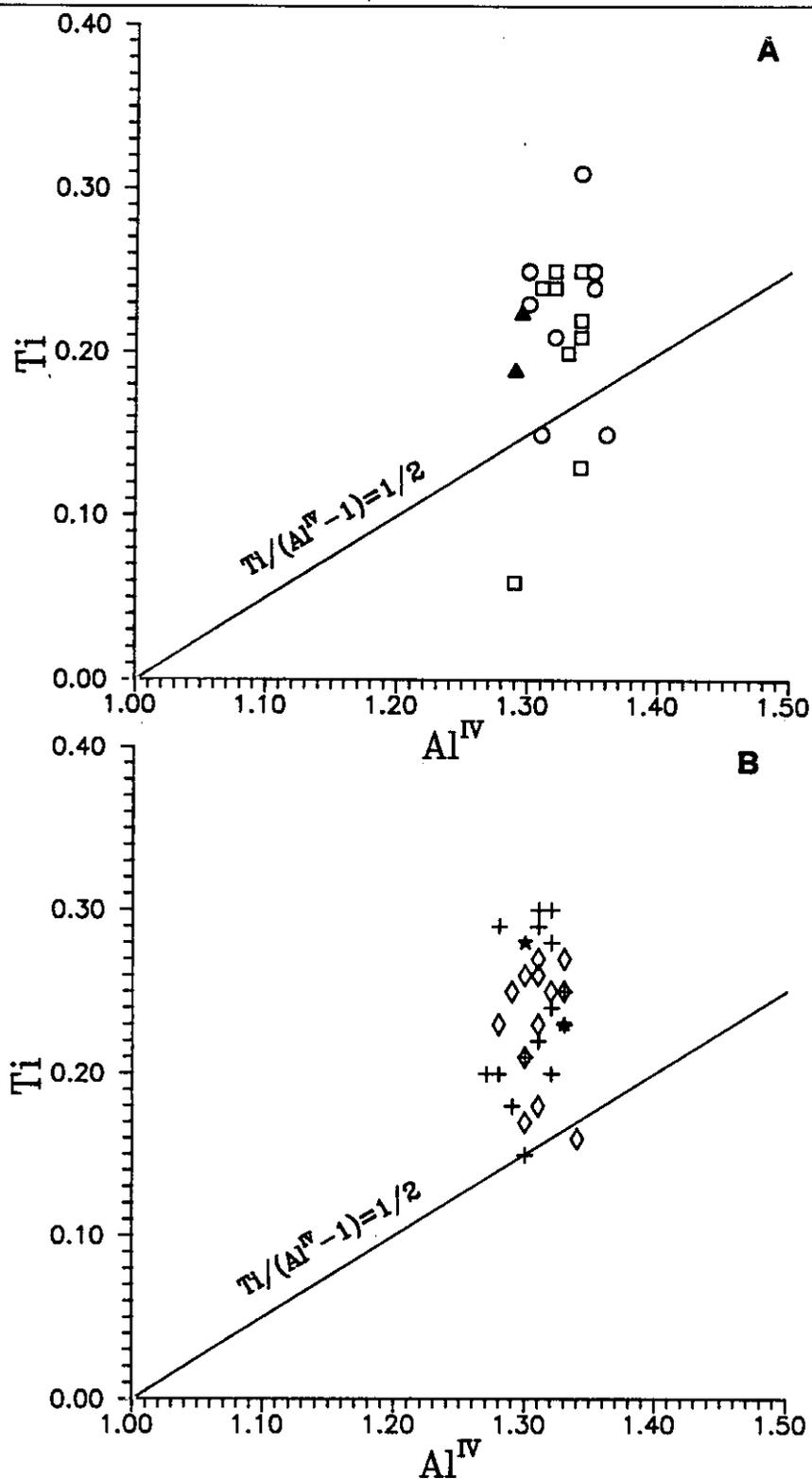


Figura 85.- A y B) Diagrama Ti-Al<sup>IV</sup> de las biotitas de los granitoides moderada y fuertemente peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

granulitas del sector, los contenidos en Al<sup>VI</sup> tienden a ser superiores, como ocurre también con las biotitas de otros granitoides peraluminicos. Este exceso de Al<sup>VI</sup> no puede explicarse mediante mecanismos de sustitución de tipo Al-tschermak, como es evidente a la vista del diagrama de la figura

86 B. Tampoco sustituciones de tipo Fe-tschermak pueden explicar este exceso de  $Al^{VI}$  ya que si existiera su efecto sería el contrario, es decir, un aumento de  $Al^{IV}$  en cantidad proporcional al  $Fe^{+3}$ . Al proyectar el exceso de carga positiva de estas micas (considerando una normalización 7eCNK) frente al  $Al^{VI}$  y  $Ti^{VI}$  (fig. 87, B), que son los posibles responsables del mismo, se comprueba que en el diagrama Carga- $Ti^{VI}$  se produce una buena correlación de tipo 1:2, mientras que en el diagrama con  $Al^{VI}$  (fig. 87, B) no se observa correlación positiva entre ambos cationes, sino más bien todo lo contrario. Este hecho parece indicar, siguiendo a Dymek (1983), que es el Ti el que controla el exceso de carga en la biotita, lo cual es una vez más típico de ambientes metamórficos de grado alto granulíticos.

En el diagrama  $Al_4$ -Mg se proyectan en la parte inferior del campo de biotitas de series aluminopotasicas con cordierita y un silicato aluminico, a excepción de un par de muestras algo más pobres en  $Al_4$  (fig. 88, B). En el diagrama  $MgO-FeO_4-Al_2O_3$  son las biotitas que se proyectan más claramente en campos aluminicos (fig. 89, B).

#### - Leucogranitos de tipo Cervatos.

Son, junto con las de los granitos de Villanueva, unas de las micas más férricas del área (ver fig. 83, B). Los contenidos en Ti siguen siendo elevados y similares a los que presentan el resto de los tipos peraluminicos del área. El principal mecanismo de sustitución para la entrada del Ti parece seguir siendo el de Ti-oxibiotita como demuestran las figuras 84, B y 91. Como ocurre en todas las biotitas de todos los granitos peraluminicos aquí estudiados hay un exceso de  $Al^{VI}$  sobre  $Al^{IV}$  no explicable por mecanismos de tipo Al-tschermak, que quizá pueda deberse a la formación de vacancias por sustituciones de tipo dioctaédrico-trioctaédrico, aunque los datos no son especialmente concluyentes a este respecto.

Se ha podido constatar que las biotitas de la matriz, presentan las relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  más bajas que aquellas que se encuentran en zonas adyacentes o en relación con granate, lo cual puede ser debido a fenómenos de reequilibrio entre estas dos fases. De hecho, se ha comprobado que existe un zonado muy marcado en estas biotitas en contacto con granate en el sentido de disminuir Ti,  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  y K y aumentar  $Al^{VI}$  hacia dicho contacto (fig. 91).

En el diagrama  $Al_4$ -Mg se observa su proyección en la parte baja del campo de biotitas de series aluminopotasicas, lo cual contrasta con el quimismo fuertemente peraluminico de estas rocas, con presencia siempre de una fase aluminica como cordierita y/o granate (fig. 88, B).

De las biotitas de las rocas de tipo Fuente Topino o Fuente Higuera se dispone de muy

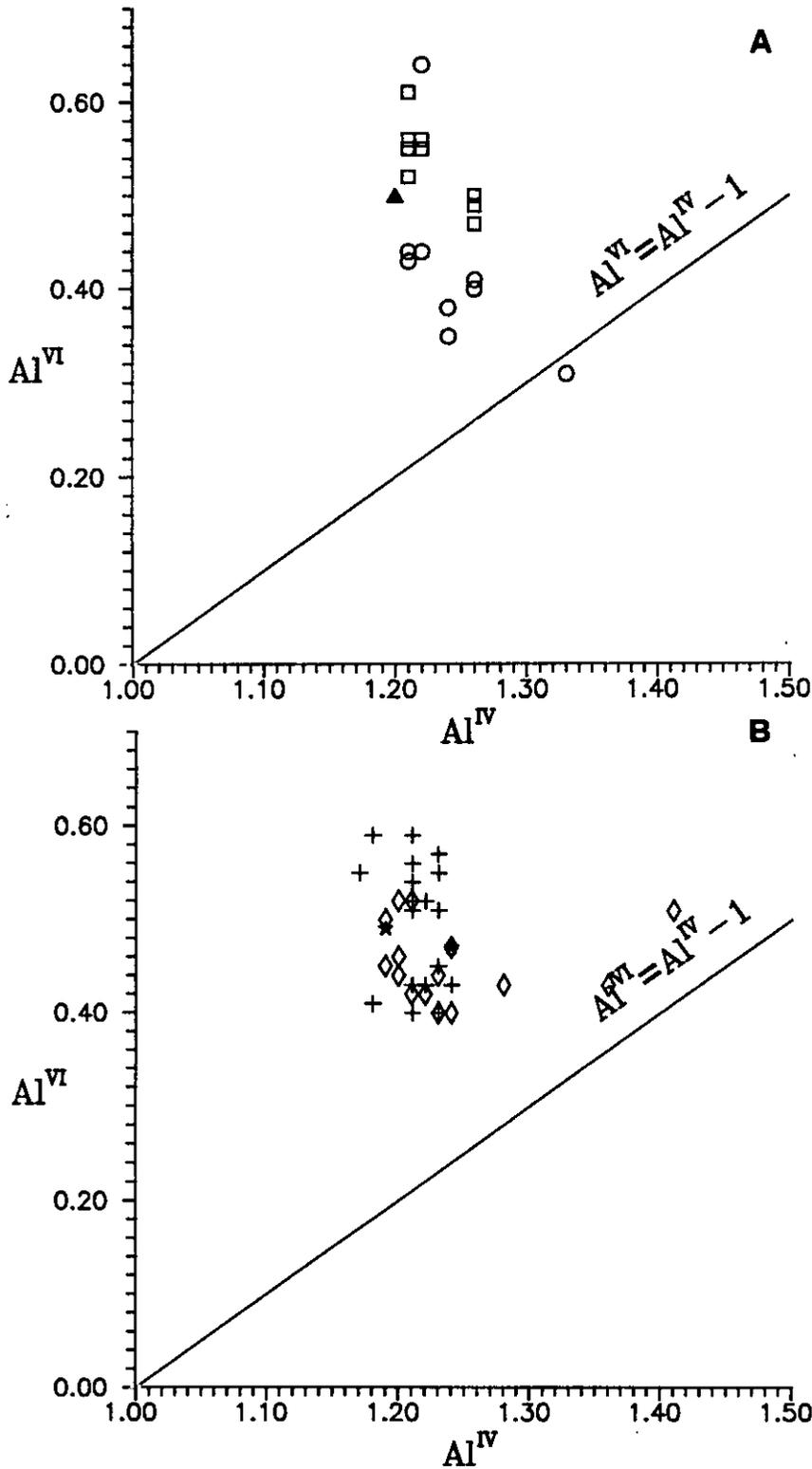


Figura 86.- A y B) Diagrama  $Al^{VI}$ - $Al^{IV}$  de las biotitas de los granitos peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

escasos datos. Por comparación, en cuanto a contenidos en Fe, Mg, Ti y Al son muy similares a las de los otros cuatro grupos estudiados (ver diagramas figs. 84 a 90). Las de los tipos Fuente Topino se confunden en los diagramas con las de tipo Layos, mientras que las de los tipo Fuente Higuera se

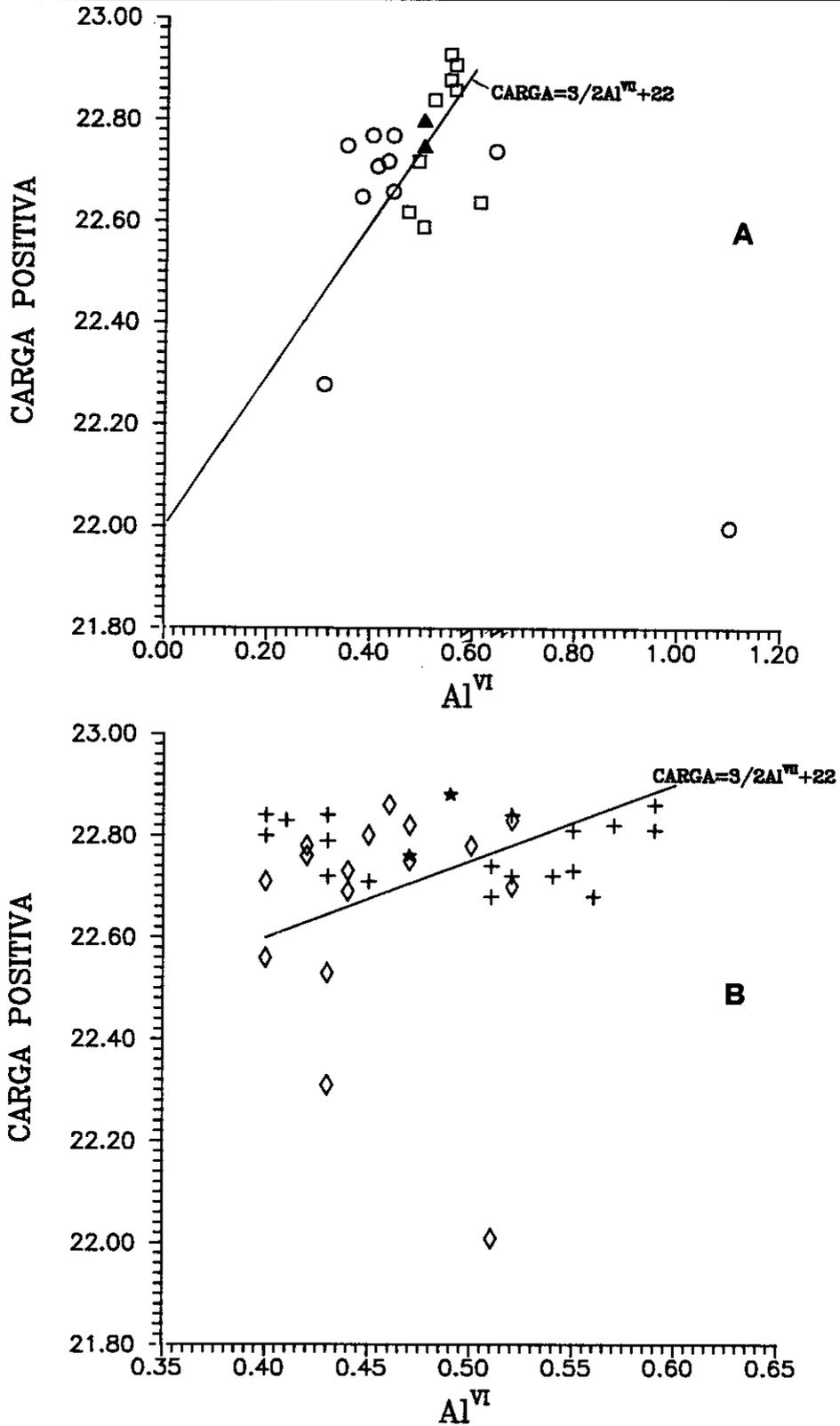


Figura 89.-A y B) Diagrama Carga Positiva-Al<sup>VI</sup>. Normalización a 7eCNK. Mismos símbolos que en la figura 83.

proyectan en los mismos campos que las de los leucogranitos de tipo Cervatos, sin relación clara con la composición química del granito que las contiene.

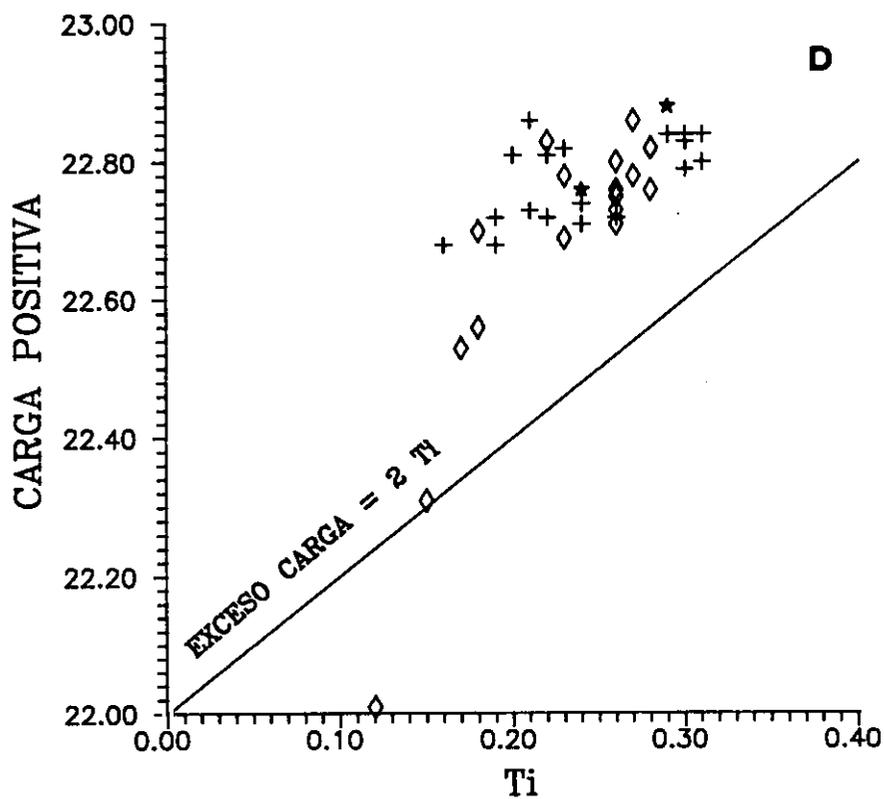
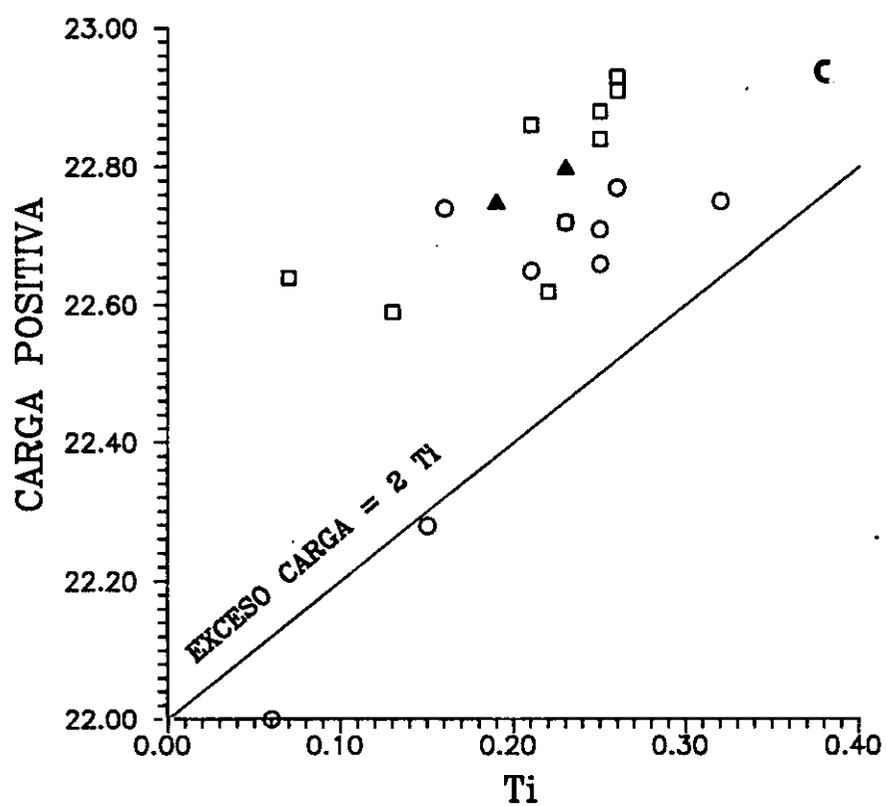


Figura 87.-Cont. C y D) Diagrama Carga positiva-Ti de las biotitas de los granitos peralumínicos. Normalización 7eCNK. Mismos símbolos que en la figura 83.

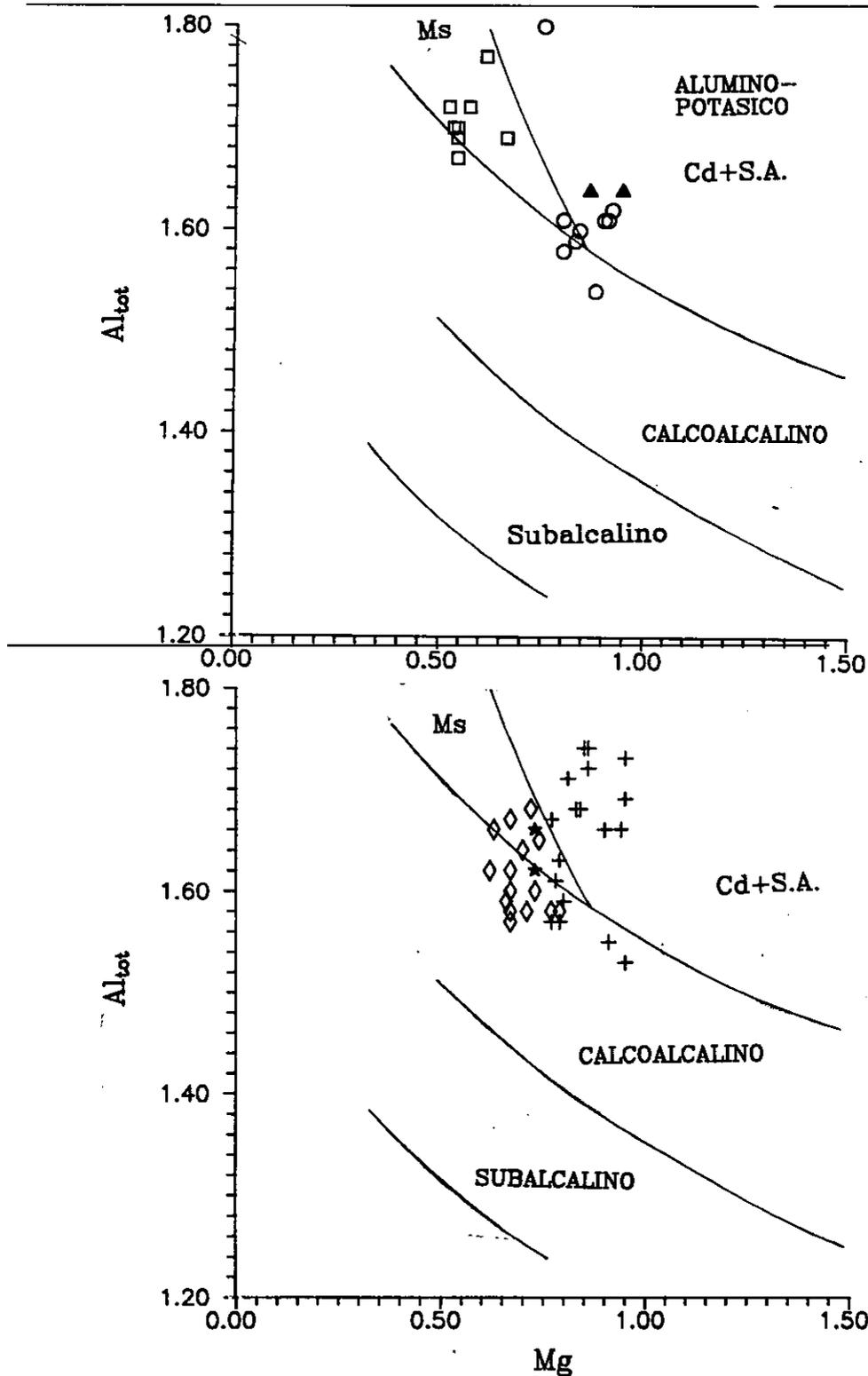


Figura 88.-Diagrama Al-Mg de Nachit et al., (1985) de las biotitas de los granitos peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

En general, podemos decir que las biotitas de los granitos peraluminicos aquí estudiados presentan contenidos en Ti marcadamente superiores a las de otros granitos peraluminicos Hercínicos (Andonaegui, 1990; Casillas, 1989; Rottura et al., 1989) así como también menores en  $Al^{VI}$ , lo cual

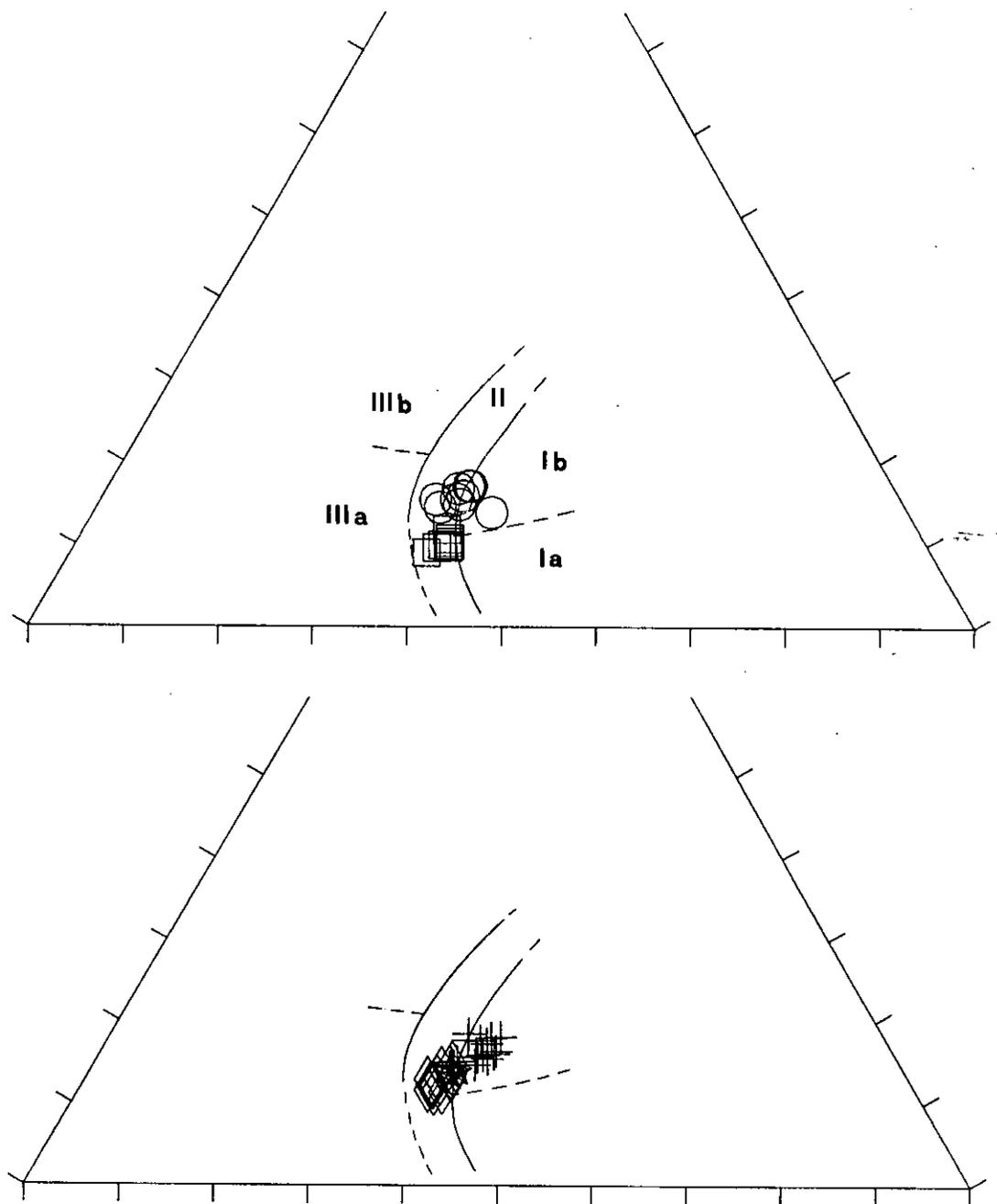


Figura 89.-Diagrama  $MgO-FeO-Al_2O_3$  de Rossi y Chevremont (1987) de las biotitas de los granitos peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

debe estar quizá relacionado con sustituciones del  $Al^{VI}$  por Ti mediante mecanismos de tipo Ti-espinela. Otro carácter destacable es que en todas estas biotitas los datos estimados de contenidos en  $H_2O$  (resto a 100 o cálculo por regresión según Bruijn et al., 1984) parecen indicar que existe

también un componente importante de entrada de Ti mediante deshidrogenación de la biotita, lo cual es típico de unas condiciones termobáricas extremas, pero que no llegan a destruir totalmente la mica, mecanismo que, por otra parte no parece darse en biotitas de otros batolitos graníticos peraluminicos Hercínicos. Finalmente, conviene señalar que existe cierta homogeneidad composicional de las micas (en contenidos en Ti y en cierto modo en Al), que contrasta con la disparidad geoquímica de la rocas, que pueden variar en algunos casos desde tonalitas hasta leucogranitos con variable índice de peraluminicidad, hecho que contrasta con lo que ocurre en las series ígneas y que obliga a no utilizar de manera estricta los diagramas de clasificación de series en función de la composición de las biotitas, como puedan ser los de Nachit et al. (1985) o Rossi y Chevremont (1987).

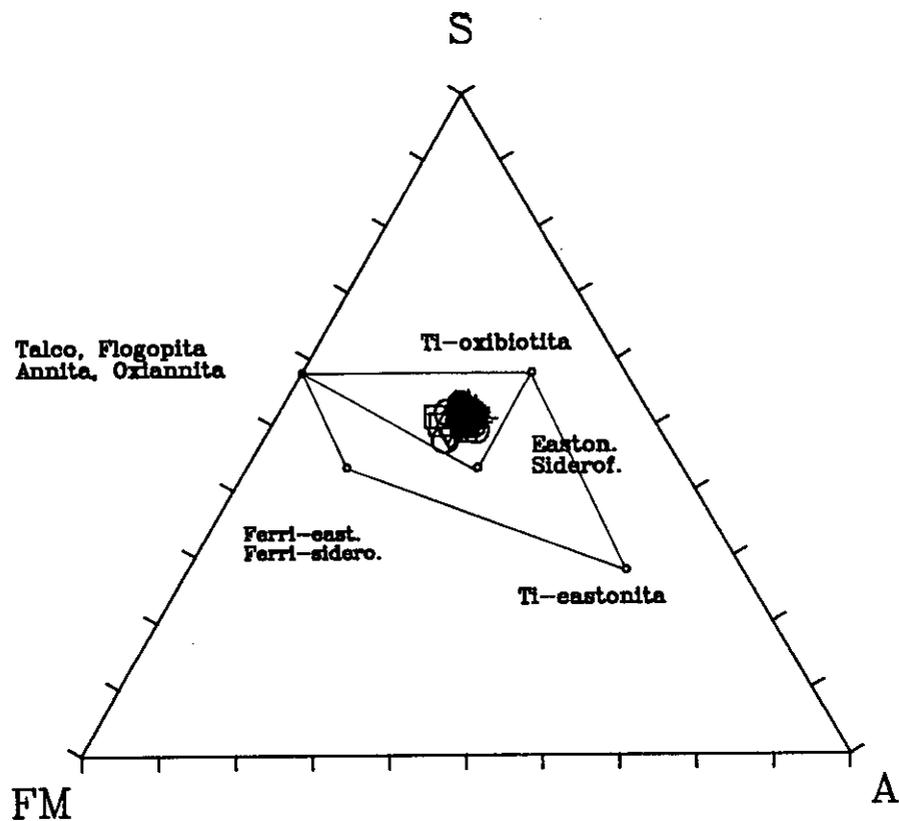


Figura 90.-Diagrama S-Fm-A de Dymek (1983) de las biotitas de los granitos peraluminicos.

Todos estos factores corroboran un origen fundamentalmente metamórfico para las biotitas de estos granitoides, bien por recristalización de micas ígneas previas, o bien por estar involucradas en el origen mismo de los granitos peraluminicos del sector.

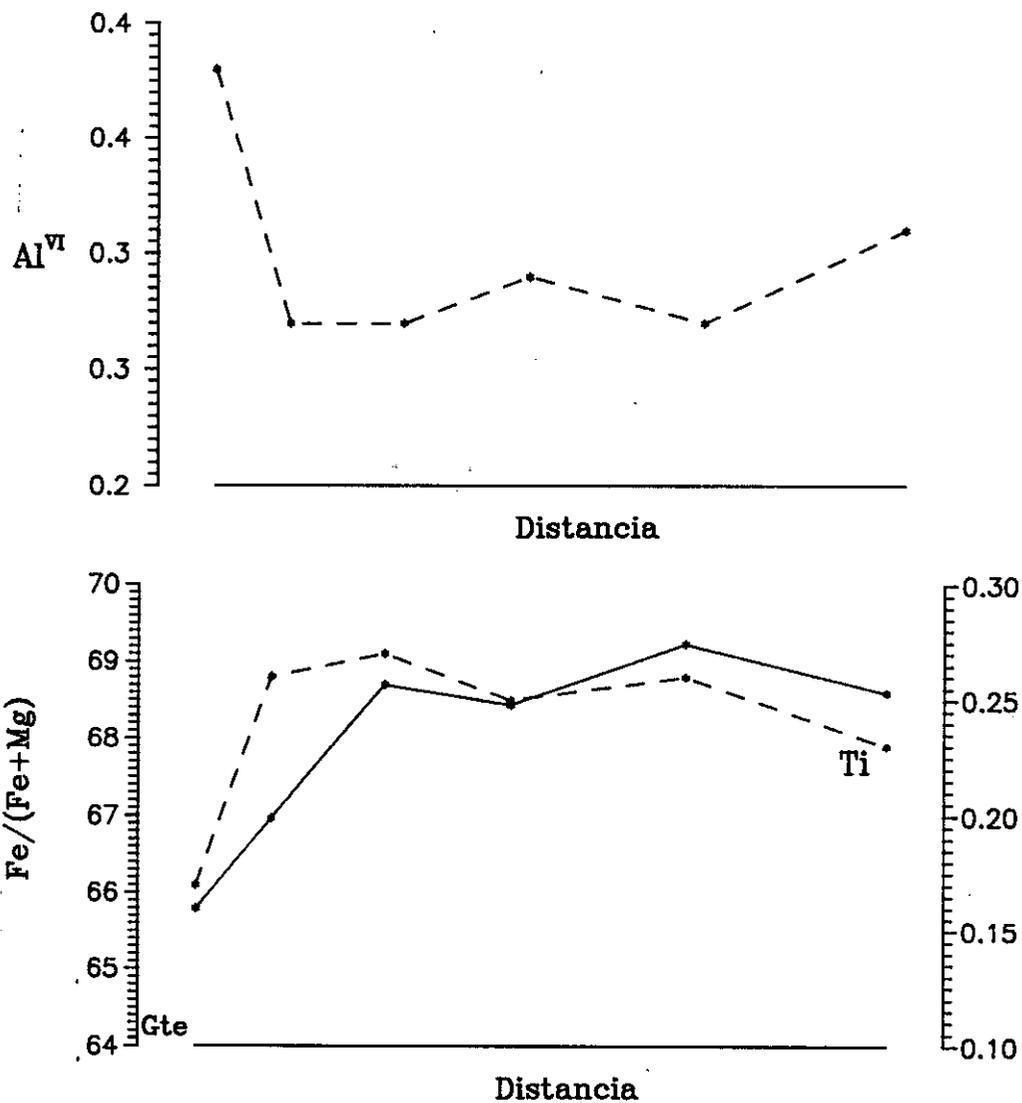


Figura 91.-Perfil composicional de una biotita de los leucogranitos de tipo Cervatos.

4.3.1.2.-Cordierita

Los análisis y fórmulas estructurales a 18 oxígenos de las cordieritas se encuentran recogidos en la tabla II del apéndice V.

En general todas las cordieritas de estos granitos presentan composiciones bastante similares entre sí, con relaciones  $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$  entre 0.39 y 0.53. Al igual que ocurría con las cordieritas de las granulitas peraluminicas, todas estas se caracterizan por presentar contenidos extremadamente bajos en Na, K y Ca y también en Mn. En el diagrama de la figura 92 puede observarse que, salvo excepciones, las cordieritas de los granitos peraluminicos se proyectan en una región muy reducida

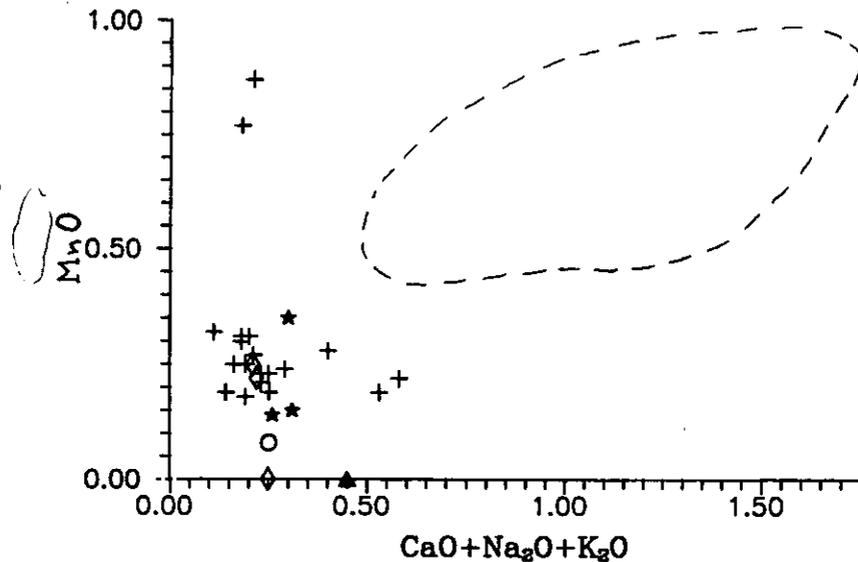


Figura 92.-Diagrama Mn-(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de las cordieritas de los granitos peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83. En trazos campo de variación de las cordieritas de otros batolitos peraluminicos Hercínicos.

valores bajos de Mn y (Ca+Na+K), típicos de cordieritas de facies granulíticas (Vry et al., 1991), que contrasta con las composiciones marcadamente más ricas en Mn, Ca y álcalis de las cordieritas de otros batolitos graníticos peraluminicos del Hercínico (Casillas, 1989; Rottura et al., 1989; Andonaegui, 1990), y también, en parte, con las de los granitos de tipo Argés. Los bajos contenidos en álcalis apuntan hacia contenidos totales en volátiles bajos, pero fracciones molares de CO<sub>2</sub> relativamente elevadas (Vry et al., op. cit.), lo cual está de acuerdo con los altos valores de ángulos 2V<sub>x</sub> que se han medido en la mayoría de las cordieritas (Ambruster e Irouschek 1983), a excepción de las de los tipos Fuente Higuera, si bien los datos a este respecto son escasos.

En las cordieritas de los granitos de Layos conviene destacar los siguientes aspectos significativos. En primer lugar, se ha podido constatar que existen diferencias en cuanto a la relación Fe<sup>+2</sup>/(Fe<sup>+2</sup> + Mg) en una misma muestra entre las cordieritas coroníticas alrededor de granate (0.59-0.53) y las cordieritas no relacionadas con la desestabilización del mismo (0.49). Sin duda, estas diferencias deben estar relacionadas con los distintos orígenes de la mismas, ya que las cordieritas coroníticas tendrán una relación Fe<sup>+2</sup>/(Fe<sup>+2</sup> + Mg) en equilibrio con la del borde del granate del que proceden, mientras que las de la matriz tendrán relaciones en equilibrio con la de la roca total. En segundo lugar, y también al igual que sucedía en las granulitas, las cordieritas coroníticas presentan un ligero zonado que se manifiesta principalmente en una ligera disminución de la relación Fe<sup>+2</sup>/(Fe<sup>+2</sup>

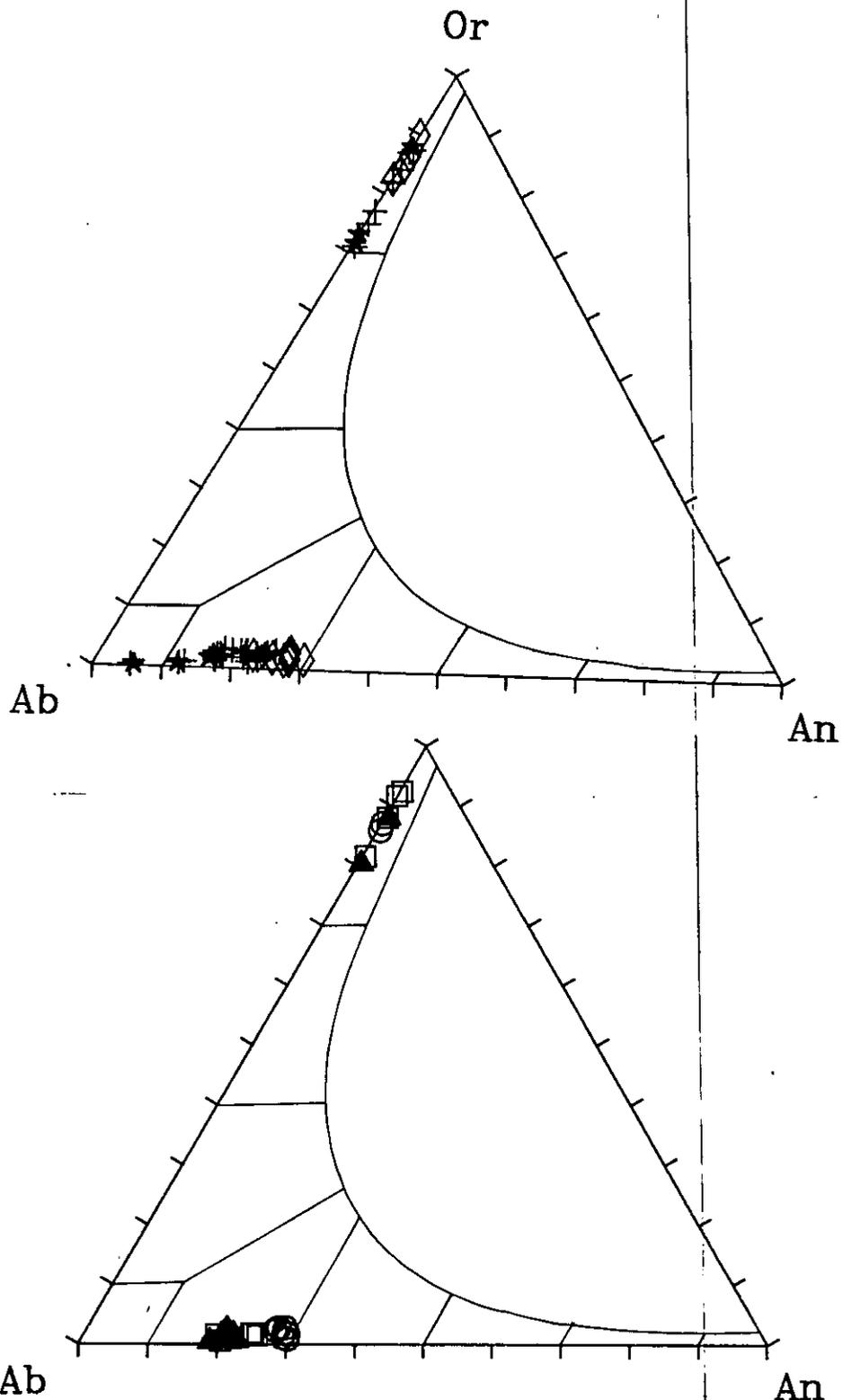


Figura 93.-Diagrama Or-Ab-An de las plagioclasas y feldspatos potásicos de los granitoides peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 83.

+ Mg) desde la zona de borde con el granate hacia la parte más externa, que debe estar en relación con el equilibrio con el granate, como se verá con más detalle en el apartado de condiciones termobáricas de equilibrio. Por último, cabe destacar la similitud composicional entre las cordieritas

de todos los tipos peralumínicos con las de las granulitas del sector, en cierto contraste con las de los tipos de Argés, más ricas en Mn, Ca y álcalis.

#### **4.3.1.3.- Plagioclasa**

En la figura 93 se han representado los porcentajes moleculares de ortosa, albita y anortita de las plagioclasas de estos granitoides (tabla III, apéndice V). Presentan todas ellas proporciones de An menores del 30% y contenidos bajos en ortosa. Las más cálcicas corresponden a los granitos de tipo Moncloa (términos andesínicos), mientras que las del resto de los granitos son oligoclasas y en ocasiones algún término albitico, siendo las más ricas en Na las de los granitos de tipo Fuente Higuera. En general puede decirse que no existe prácticamente zonado composicional de las plagioclasas, salvo esporádicos finos bordes albiticos en los tipos de Layos o Fuente Higuera, no habiéndose encontrado tampoco núcleos cálcicos como ocurre en otros granitos peralumínicos (Chappell et al., 1987) o calcoalcalinos (Rottura et al., 1989). Es también destacable la similitud composicional con las plagioclasas de las granulitas peralumínicas del sector, y en general su escasa variación desde los términos tonalíticos a leucograníticos, al contrario de lo que ocurre con otras series ígneas cualesquiera.

#### **4.3.1.4.- Feldespato potásico**

La proyección de las proporciones moleculares de ortosa, albita y anortita en la figura 93 (tabla IV, apéndice V), pone de manifiesto que, de forma general, los feldespatos potásicos de estos granitos peralumínicos presentan unas relativamente altas proporciones en molécula de albita, que son típicas de fundidos de mínima temperatura, y muy similares a las de xenolitos pelíticos parcialmente fundidos (Grapes, 1985). Al igual que ocurría con la plagioclasa no se han observado zonados destacables.

### **4.3.2.-FASES ACCESORIAS**

#### **4.3.2.1.- Granate**

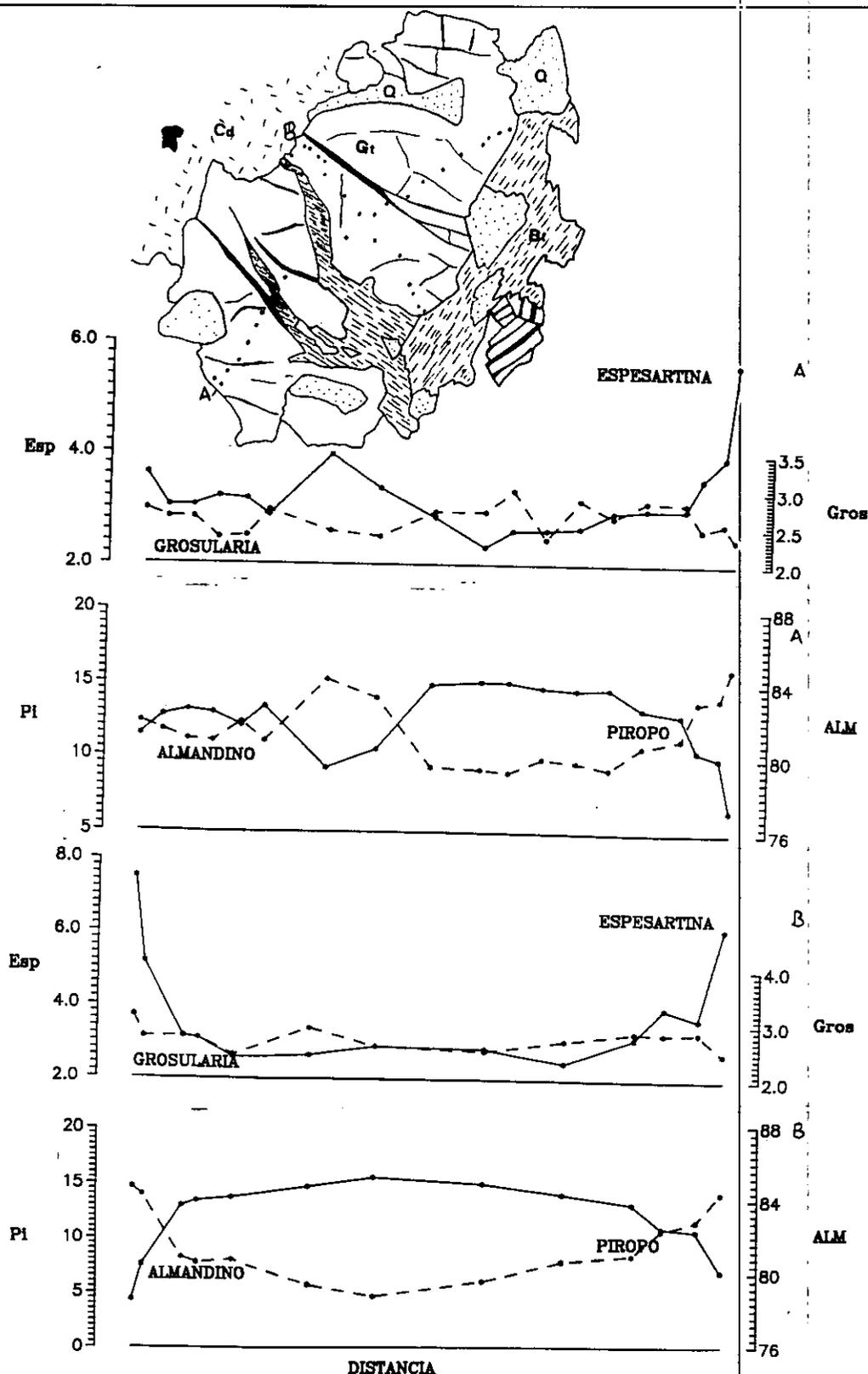


Figura 94.-Perfil composicional de un granate de los granitos tipo Moncloa.

Se han realizado microanálisis de este mineral en los cuatro grupos peralumínicos en los que aparece, en forma de perfiles de puntos para estudiar sus zonados, aspecto éste clave a la hora de

realizar cálculos termobarométricos. Las composiciones y fórmulas estructurales se encuentran en la tabla V, apéndice V.

- Grantoides de tipo Moncloa.

La figura 94 recoge la situación de los análisis realizados, así como un perfil composicional en porcentaje de moléculas de los términos finales. Se trata de soluciones sólidas de almandino y piropo, con contenidos menores en espesartina y grosularia. Los bajos contenidos en molécula de espesartina, que no son característicos de granates de origen ígneo (Miller y Stodard, 1978), hacen que en un diagrama Pi-Alm-Esp (fig. 95) se proyecten en el lado Alm-Pi, siendo estas composiciones más bien típicas de granates de origen metamórfico, y más en concreto de metapelitas catazonales de presión intermedia (Chenevoy y Ravier, 1989; Villaseca y Barbero, 1992) como son los de las granulitas del CAT, de composición muy similar a la de estos granates.

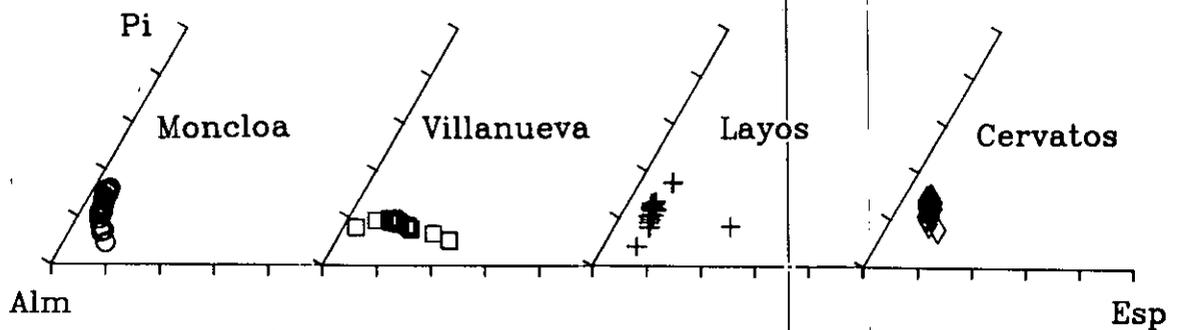


Figura 95.-Diagramas Pi-Alm-Esp de los granates de los granitos peraluminicos.

Presentan un zonado de tipo inverso en los bordes, con un fuerte aumento del almandino y espesartina, y disminución del piropo hacia los bordes del cristal. El contenido en grosularia se mantiene prácticamente constante. La forma del perfil más largo de la figura 94 presenta una variación en forma de zig-zag que corresponde a una zona de fracturas y biotitización a favor de las mismas, que en realidad tienen el mismo comportamiento, en cuanto al zonado que si fueran bordes de grano. Las zonas más internas del granate presentan una composición relativamente homogénea. Este tipo de zonado, que es totalmente similar al que se observaba en los granates de las granulitas migmatíticas, se puede interpretar pues como debido al reemplazamiento del granate por cordierita y biotitas, como efectivamente se observa petrográficamente. A este respecto conviene destacar que cuando el granate está en contacto con fases no ferromagnesianas, como pueda ser el cuarzo, el zonado del borde resulta mucho menos intenso.

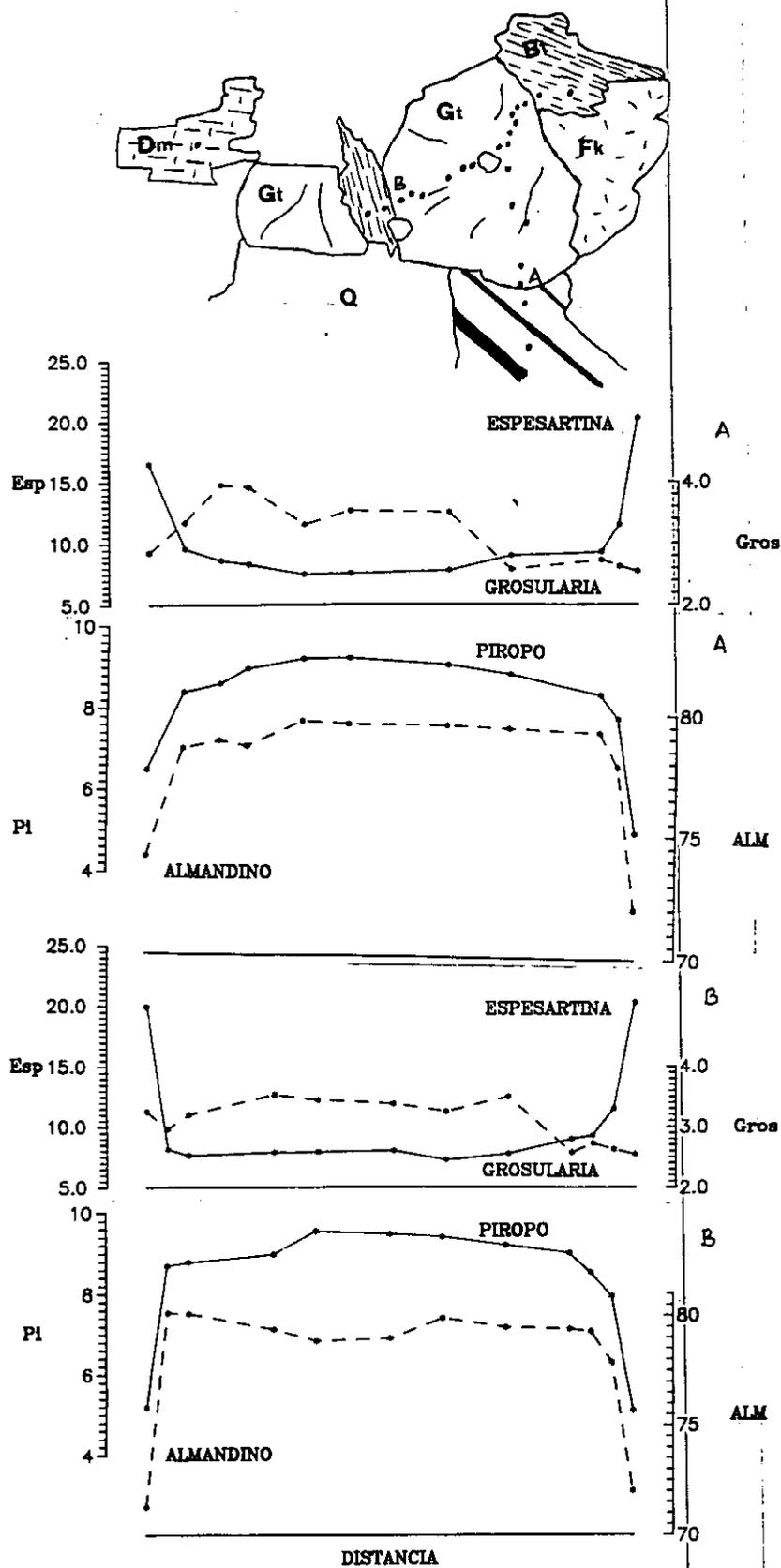


Figura 96.-Perfiles composicionales de los granates del granito de Villanueva.

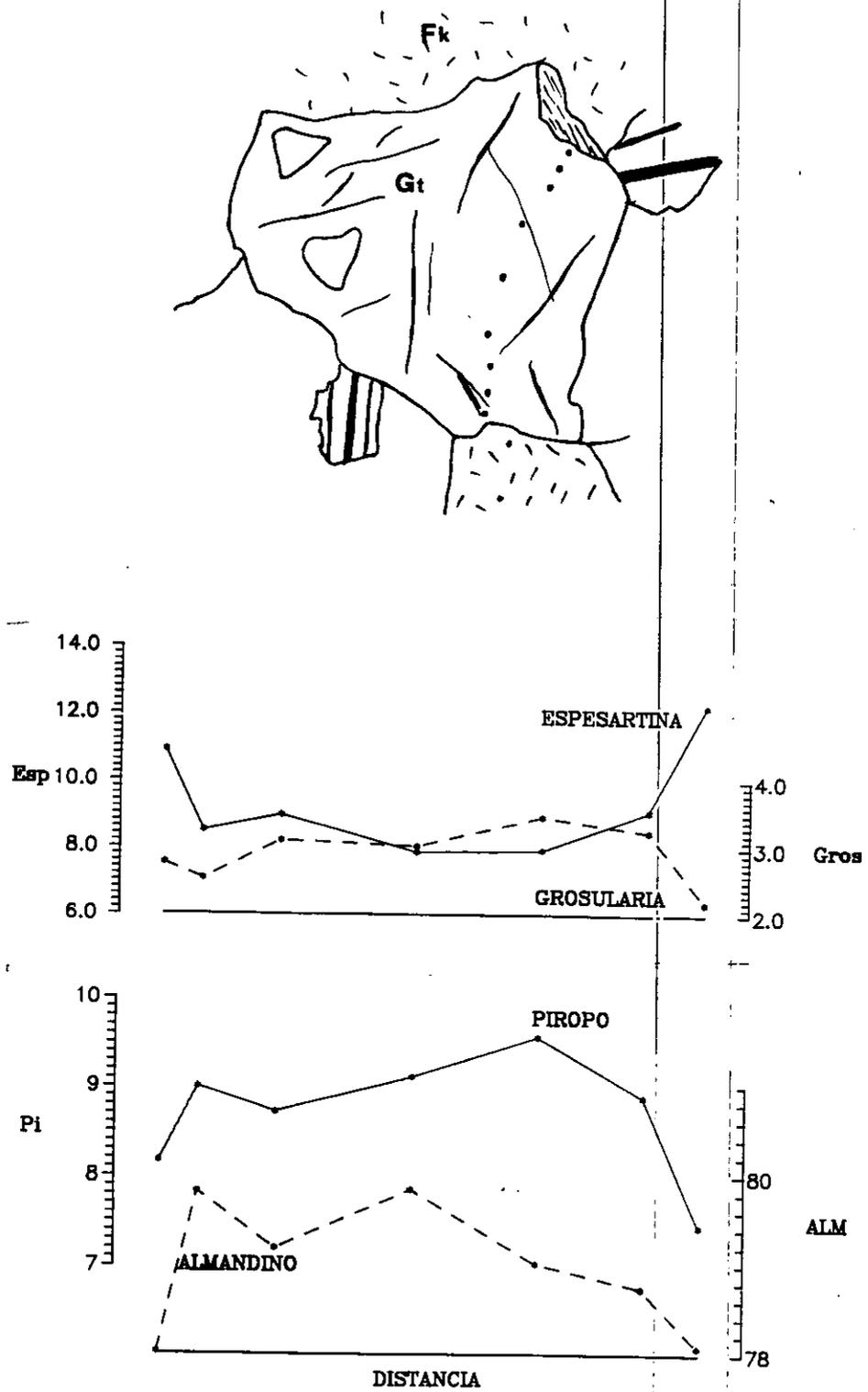


Figura 96.-Continuación.

- Monzogranitos de tipo Villanueva.

La composición y zonado de los granates de este tipo de rocas, así como sus caracteres texturales son algo diferentes a los del resto de los granates de los otros granitoides peralumínicos. La figura 96 recoge unos perfiles composicionales de este tipo de granates.

Se trata de composiciones más ricas en espesartina, entre 7-8% en las zonas centrales del cristal, con contenidos ligeramente mayores en grosularia (~3-4%) y sobre todo en almandino (entre 78-79% en el centro), y marcadamente más pobres en molécula de piropo, que no sobrepasa nunca el 10%. En el diagrama Pi-Alm-Esp (fig. 95) quedan patentes estas diferencias con respecto a otros granates de granitoides peralumínicos, así como su proyección en zonas más ricas en espesartina que las de granulitas catazonales del área. Por otra parte, en este diagrama quedan proyectadas, dentro del campo de composiciones de granates de granitos peralumínicos de Clarke (1981).

Los perfiles de puntos realizados en dos granates (fig. 96) muestran las siguientes características: Todos ellos presentan un finísimo borde con un fuerte zonado inverso, en el que el porcentaje de espesartina puede llegar a aumentar desde valores de 7.5% hasta el 20% y fuertes descensos también en el porcentaje de piropo y almandino. Este borde retrógrado muestra una característica singular con respecto a los otros granates estudiados en el área que es el descenso conjunto del contenido en almandino y piropo, al contrario de lo que ocurría en otros casos. De cualquier forma, la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  aumenta hacia el borde, confirmando el carácter retrógrado del mismo. En el perfil B se observa claramente que el núcleo del granate presenta un zonado de tipo normal con descenso de Mn y Mg y en menor medida Ca hacia el borde, y un aumento del Fe con el consiguiente aumento de la relación  $Fe/(Fe+Mg)$ . Esta pauta, marcada fundamentalmente por los cambios en  $X_{Alm}$  y  $X_{Pir}$  del granate (pues  $X_{Gros}$  es prácticamente constante y  $X_{Esp}$  varía irregularmente) parece indicar una pauta de enfriamiento prácticamente isobárico según Spear et al. (1991), lo que apuntaría hacia un origen magmático de estos granates. No obstante, conviene tener precaución con una interpretación de este tipo hasta que no se disponga de nuevos perfiles de análisis de estos granates.

Además de estos factores composicionales, conviene recordar el hecho de que con frecuencia estos granates muestran texturas idiomorfas, con caras cristalinas bien desarrolladas, lo que apunta hacia un efectivo equilibrio con el resto de la roca. En otros casos, estos granates se encuentran algo corroídos por cuarzo, o están parcialmente rodedados de biotitas, lo que implica que también hay fenómenos de desequilibrio retrógrado. No es extraño, por otra parte, que en una misma roca haya distintos tipos texturales de granates como señalan, por ejemplo Allan y Clarke (1981).

La mayoría de los datos expuestos parecen apuntar hacia un origen ígneo para estos granates. En primer lugar, el hábito idiomorfo y la escasez de inclusiones en los mismos; el hecho de que presenten un tamaño de grano también similar o no excesivamente contrastado con respecto a la matriz de la roca; su distribución homogénea en la misma, sin relación alguna con enclaves o schlieren, son argumentos texturales que apoyan esta hipótesis.

Por otra parte, su composición química podría corresponder perfectamente a la de granates de origen ígneo, no excesivamente ricos en Mn, como se observa por su proyección en el campo composicional de granates ígneos de granitoides de composición peraluminica de Clarke (1981), que es también muy similar al que dan Miller y Stodard (1981) para granates de rocas plutónicas. Green (1976) señala que la existencia de estos granates pobres en Mn, por otra parte bastante escasos en rocas graníticas, parece indicar orígenes corticales relativamente profundos para este tipo de magmas, y también, tal y como señalan Cawthorn y Brown (1976) y Hsu (1968) condiciones de  $fO_2$  muy bajas. Estos aspectos se discutirán más en detalle en el apartado de condiciones termobarométricas de equilibrio.

La historia de crecimiento de estos granates podría interpretarse en dos etapas. Una primera, condicionada por la composición del magma y por las fases que en él cristalizan y que compiten con el granate, que podría producir el zonado normal que se observa, debido a un progresivo agotamiento del Mn. Si a la vez que cristaliza el granate lo hace la biotita el líquido se enriquecerá en Fe con respecto al Mg dado el Kd de la biotita, lo que va a permitir que el granate que crezca puede enriquecerse progresivamente en Fe y empobrecerse en Mg como parece observarse. Esta cristalización relativamente temprana del granate está de acuerdo además con las observaciones petrográficas que indicaban la presencia de granates incluidos en plagioclasas y feldespatos potásicos. Esta primera etapa sería la responsable del crecimiento de la mayoría del volumen del cristal. La segunda etapa, responsable del fino reborde de fuerte zonado inverso debe corresponder a un proceso de recrecimiento a temperatura descendente y con un fuerte descenso bórico, ya que el Mn estabiliza el granate a baja presión, seguramente cuando la mayoría de la masa plutónica hubiese ya cristalizado, o más probablemente en condiciones de equilibrio retrógrados subsólidos, lo que llevaría consigo un fuerte aumento de la relación  $Mn/(Fe + Mg)$  y  $Fe/(Fe + Mg)$  del granate.

- Granitoides de tipo Layos. Se trata de granates esencialmente almandínicos, con proporciones menores de espesartina, generalmente entre 4 y 6%, de piropo (8-13%) y de grosularia (<4%). Como puede apreciarse en la figura 95, presentan una composición y unas pautas de zonado similares a las de los granitos de tipo Moncloa, y a los de las granulitas migmatíticas del sector, con la excepción de unos contenidos en espesartina sensiblemente superiores.

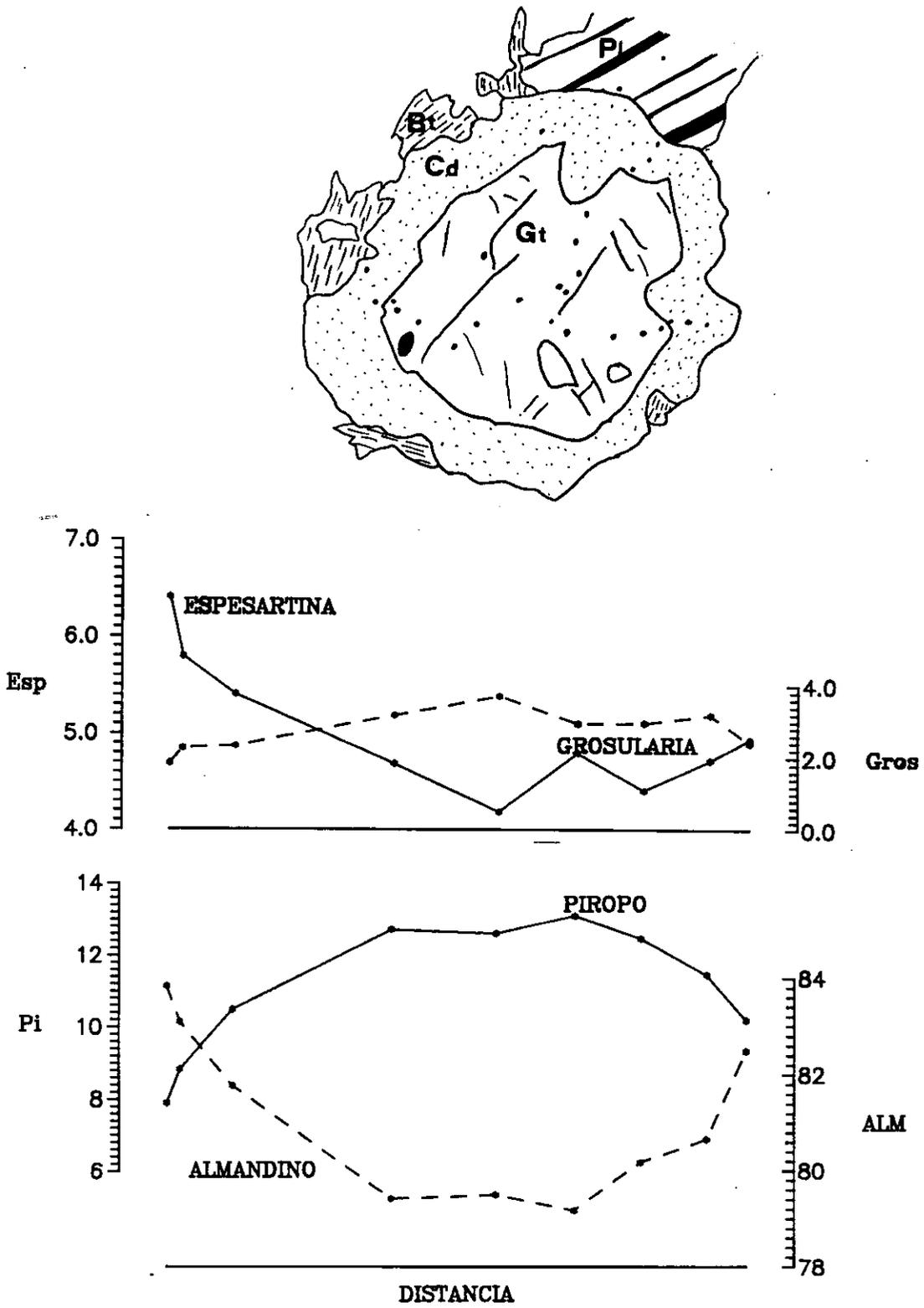


Figura 97.-Perfil composicional de un granate orlado por cordierita en el granito de Layos.

Se han realizado perfiles de puntos en dos tipos texturales de granates: unos con coronas contínuas de cordierita a su alrededor (fig. 97), y otros sin desarrollo de estas coronas, rodeados por el resto de los minerales de la roca y con desarrollo, en ocasiones, de muy buenas caras cristalinas. Los perfiles de zonado, claramente inversos, se deben esencialmente a la transformación retrógrada del granate a cordierita, ya que éstos son mucho más marcados en los granates rodeados de coronas de cordierita que en aquellos que no lo están. Se han realizado estudios preliminares de zonado a ambos lados de la interfase granate-cordierita, resultando perfiles como el que se muestra en la figura 98. Este tipo de perfiles son fácilmente explicables mediante un modelo de zonado por difusión durante el enfriamiento retrógrado, como el propuesto por Spear (1991), con la única salvedad de que aquí consideramos equilibrios granate-cordierita, en lugar de granate-biotita, y teniendo en cuenta que la cordierita no presenta un coeficiente de difusión infinito, como este autor considera para la biotita en sus modelos teóricos. A este respecto conviene recordar como en la interfase granate-biotita de un leucogranito ocurría también una variación composicional de la mica, similar a la que ocurre aquí con la cordierita, en el sentido de estar también afectada por el reequilibrio con el borde del granate.

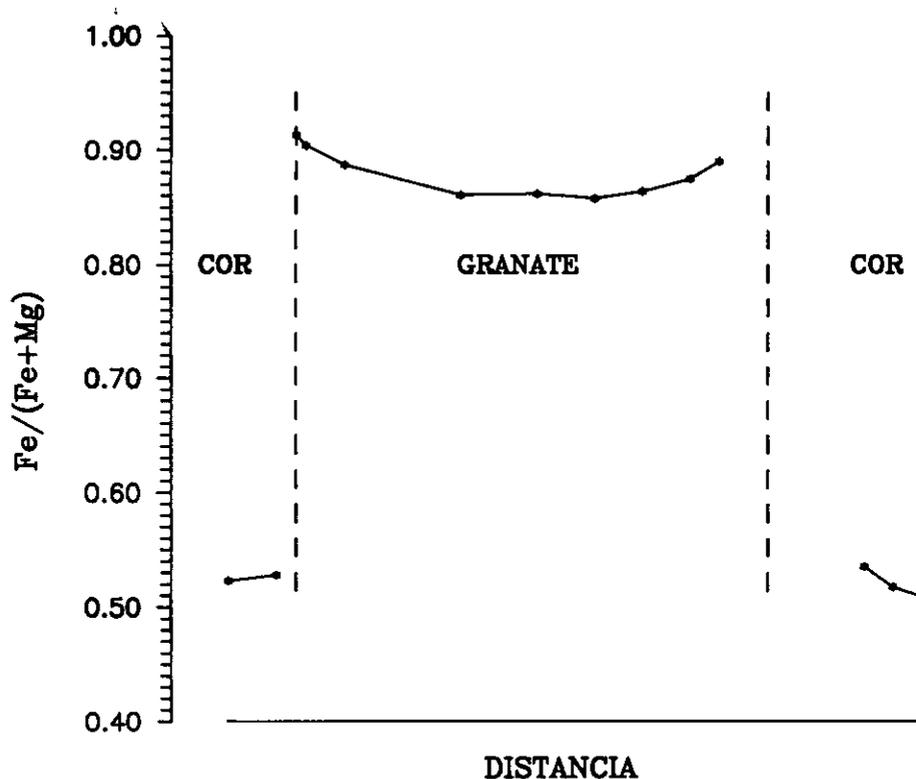


Figura 98.-Variación de la relación  $Fe/(Fe+Mg)$  en el granate y cordierita retrógrada de los granitos de Layos. Situación de los puntos en la figura 97.

Todas estas premisas sobre el zonado del granate y de las fases ferromagnesianas en equilibrio con él habrán de ser tenidas en cuenta en la evaluación de las condiciones termobáricas de equilibrio

de estas rocas.

- Leucogranitos de tipo Cervatos. Su composición global es muy similar a la de otros granates descritos previamente, en otros granitos peraluminicos, es decir, son esencialmente almandínicos, aproximadamente un 80% Alm, con proporciones menores de espesartina (4-7%), piropo (10-14%) y grosularia (2-3%). En el diagrama Pi-Alm-Esp (fig. 95) se proyectan en regiones muy cercanas a la de los granates de los granitos de Layos.

Los perfiles realizados en un cristal semicorroido, desde la parte interna hacia el exterior, muestran un aumento de Fe y un aumento de Ca y Mn hasta una zona cercana al borde externo del cristal, a partir de la cual estas tendencias se invierten (fig. 99). Cabe pensar que, o bien se trata de granates grandes desestabilizados, en cuyo caso las zonas más internas corresponderían efectivamente a núcleos, y por lo tanto, nos encontraríamos con un zonado normal de crecimiento seguido de un zonado inverso retrógrado en las zonas de borde, o bien que se trate de granates de crecimiento esquelético de tipo atolón, en cuyo caso, las zonas internas podrían corresponder efectivamente a bordes, siendo entonces el zonado de tipo inverso, semejante al de las granulitas o granitos de tipo Moncloa o Layos. Quizá esta segunda hipótesis pueda resultar algo más razonable habida cuenta de que resultaría muy difícil explicar la conservación de un zonado progrado en un medio de alta temperatura ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ) como es el de estos fundidos mínimos en áreas migmatíticas.

#### 4.3.2.2.-Oxidos

##### 4.3.2.2.1.- Espinelas

Este mineral accesorio sólo aparecen en los granitos de tipo Moncloa, normalmente asociado a cordierita. En algunos enclaves de aspecto ígneo de los granitos de Layos se han observado, como ya se citó, espinelas exsueeltas en plagioclasa durante la recristalización de la misma, pero no disponemos de datos analíticos de las mismas.

Las espinelas de los granitos de Moncloa son términos de composición fundamentalmente hercinita (66-68%) con contenidos menores en molécula de espinela ( $\approx 10\%$ ), gahnita (15-17%) y magnetita ( $< 5\%$ ) (tabla VI, apéndice V), similares a las analizadas en los tipos granulíticos.

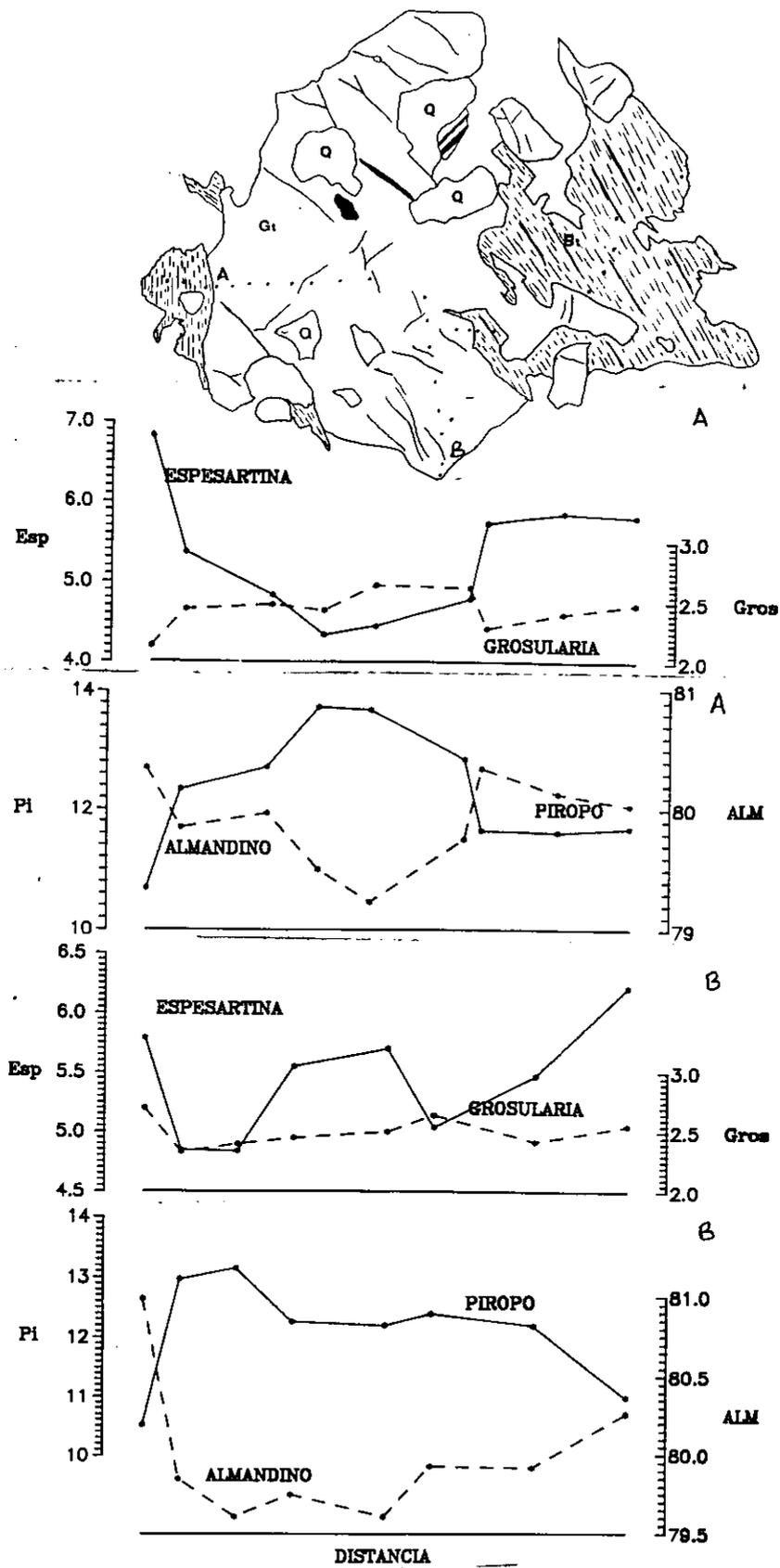


Figura 99.-Perfiles composicionales de un granate de los leucogranitos de tipo Cervatos.

#### **4.3.2.2.2.- Ilmenitas**

Todas las ilmenitas analizadas (tabla VII, apéndice V) en estos grantoides peraluminicos son términos prácticamente puros, sin nada de magnetita en solución sólida y con contenidos muy bajos en Mn, que casi nunca superan el 2% MnO, lo que contrasta con los mayores contenidos en este elemento que presentan las ilmenitas de la mayoría de los plutones graníticos peraluminicos epizonales de la Región Central Española (Andonaegui, 1990; Brandebourger, 1984; Casillas, 1989) u otros tipos S Australianos (Whalen y Chappell, 1988). No se aprecian diferencias químicas entre las ilmenitas de los distintos grupos litológicos estudiados.

### 4.3.3.-ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LOS MINERALES PERALUMINICOS

Queremos destacar en este apartado, el carácter fundamentalmente metamórfico de los minerales peraluminicos de estos granitoides, entendiendo como tales aquellos que cuyos  $A/CNK > 1$ , esto es biotita, granate, cordierita y sillimanita fundamentalmente.

Un primer argumento que parece apoyar este origen metamórfico, es la relativa homogeneidad que existe entre las composiciones de estos minerales de unos tipos graníticos a otros, o incluso dentro de un mismo grupo litológico composicionalmente variado, como puede ser el caso de los granitos de Layos, que varían desde términos tonalíticos hasta monzograníticos, pero cuyas biotitas y cordieritas no varían excesivamente de composición.

Siguiendo con argumentos de tipo composicional, podemos indicar que la composición de las biotitas de los tipos Moncloa, Layos, Cervatos, Fuente Higuera y Fuente Topino es la característica de las biotitas de rocas de alto grado metamórfico (altos Ti y  $Al^{VI}$ ), mientras que otras biotitas de posible origen ígneo, como pueden ser las de los granitos de Villanueva, son más pobres en Ti y más ricas en Al. No obstante, las condiciones estimadas de equilibrio entre estos ferromagnesianos coinciden con las del pico metamórfico, apoyando, al menos, un re-equilibrio generalizado de estos minerales en las citadas condiciones granulíticas.

Algo similar parece ocurrir con los granates, que en todos los tipos peraluminicos, excepto los de los granitos de Villanueva, de probable ascendencia ígnea, presentan composiciones similares a las de los granates de las granulitas migmatíticas, con zonas de núcleo homogeneizadas y bordes retrógrados idénticos a los de aquellos.

Por otra parte, cabe destacar la composición exótica de estos minerales en los granitos peraluminicos del CAT, respecto a otros granitos peraluminicos Hercínicos de emplazamiento más epizonal. De esta forma, las biotita aquí estudiadas presentan contenidos en Ti marcadamente superiores y en  $Al^{VI}$  inferiores a los de los citados batolitos epizonales. Las cordieritas son, por otra parte, mucho más pobres en Mn, Ca y álcalis. Los granates, excepto quizá los de los granitos de Villanueva, son más pobres en molécula de espesartina.

Por último, el aspecto textural de la mayoría de estos minerales, con frecuentes inclusiones de sillimanita y cuarzo en los granates y cordieritas, a veces intercrecidas con espinela; la formación de una segunda generación de sillimanita (fibrolítica retrógrada)  $\pm$  espinela; y el aspecto intersticial,

tardío de la biotita, parecen apuntar efectivamente hacia un origen metamórfico para la mayoría de estos minerales.

En resumen, como ocurría en los tipos de composición granítica (s. s.) del magmatismo calcoalcalino (esencialmente en los tipos de Argés), los minerales peraluminicos son de origen metamórfico, ya sea porque gran parte de estos granitoides se generan en la anatexia de este sector de la corteza, o bien porque se re-equilibran en el clímax metamórfico M2.

#### **4.4.-CONDICIONES TERMOBARICAS DE EQUILIBRIO EN LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS**

##### **4.4.1.-GEOTERMOMETRIA**

###### **4.4.1.1.- Equilibrio granate-biotita**

Al igual que en los otros dos apartados anteriores en los que se estudia este equilibrio mineral, se han utilizado los calibrados de Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982), ya que, en primer lugar, como ya se ha visto, existe una marcada similitud composicional entre las biotitas y granates de estas rocas, con las de las granulitas migmatíticas, y por lo tanto, la discusión allí establecida sobre la adecuación de los distintos calibrados a estas composiciones y condiciones, sirve igualmente aquí. Y en segundo lugar, para que los resultados sean comparables y homogéneos a lo largo de todo el trabajo.

Se van a utilizar en todos los casos composiciones de biotitas de la matriz de la roca, sin que estén en contacto con granates, para evitar que procesos de reequilibrio pueden alterar sustancialmente la composición de la biotita, como por ejemplo se ponía de manifiesto en los leucogranitos.

Con respecto al granate, en aquellas rocas en las que los granates presentan bordes con zonados inversos y núcleos más o menos homogéneos (Layos, Moncloa y Cervatos) se van a utilizar las zonas de núcleo, no afectadas por retrogradación y que, por lo tanto, van a dar resultados más próximos al máximo térmico. Sin embargo, en el caso de los granitos de Villanueva, cuyos granates pueden en ocasiones mostrar zonados normales de crecimiento, tal vez ígneo, a excepción de un fino borde inverso, van a utilizarse las composiciones de borde inmediatamente adyacentes a la parte interna de los recrecimientos retrógrados, ya que estas serán las composiciones que estarán más cerca del equilibrio con las biotitas de la matriz de la roca (vease a este respecto también Robinson, 1991).

Los resultados obtenidos en los cuatro grupos peraluminicos que presentan este par mineral se encuentran recogidos en el cuadro XXIV.

Como puede observarse se tratan todas ellas de temperaturas en el rango 770-840°C, perfectamente coincidentes con las que se han estimado para el clímax metamórfico del M2 de la región.

**Cuadro XXIV (A).-Resultado de las termometrías granate-biotita en los granitoides de tipo Moncloa**

N°	GRANATE			BIOTITA			TEMP. (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>						
184-163	0.79	0.03	0.03	0.48	0.09	0.10	830	845
184-146	0.79	0.03	0.02	0.48	0.09	0.10	816	830
173-163	0.79	0.03	0.03	0.47	0.08	0.10	850	865
173-146	0.79	0.03	0.02	0.47	0.08	0.10	835	850
134-163	0.79	0.03	0.03	0.50	0.07	0.09	925	941
134-146	0.79	0.03	0.02	0.50	0.07	0.09	908	924
1-163	0.79	0.03	0.03	0.46	0.09	0.10	769	782
1-146	0.79	0.03	0.02	0.46	0.09	0.10	756	769
2.163	0.79	0.03	0.03	0.47	0.09	0.09	774	788
2-146	0.79	0.03	0.02	0.47	0.09	0.09	761	821
<b>BORDES RETROGRADOS</b>								
137-184	0.85	0.02	0.05	0.48	0.09	0.10	462	471
173-157	0.85	0.03	0.08	0.47	0.08	0.10	373	382
134-137	0.85	0.02	0.05	0.50	0.07	0.09	395	404
134-170	0.84	0.02	0.06	0.50	0.07	0.09	474	484
134-157	0.85	0.03	0.08	0.50	0.07	0.09	395	404
134-170	0.84	0.02	0.06	0.50	0.07	0.09	503	513

**Cuadro XXIV (B).-Resultados de la termometría granate-biotita en los granitoides de tipo Villanueva**

N°	GRANATE			BIOTITA			TEMP. (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Tl</sub>	X <sub>Al</sub>	FS	HS
80-84	0.80	0.03	0.08	0.54	0.07	0.14	777	791
80-85	0.80	0.3	0.08	0.54	0.07	0.14	788	802
80-86	0.79	0.04	0.08	0.54	0.07	0.14	798	812
80-87	0.79	0.03	0.08	0.54	0.07	0.14	842	857
105-84	0.80	0.03	0.08	0.55	0.09	0.14	799	814
105-85	0.80	0.03	0.08	0.55	0.09	0.14	811	825
105-86	0.79	0.04	0.08	0.55	0.09	0.14	821	836
105-87	0.79	0.03	0.08	0.55	0.09	0.14	867	882
80-62	0.78	0.03	0.10	0.54	0.07	0.14	776	790
80-63	0.79	0.04	0.09	0.54	0.07	0.14	788	802
80-64	0.79	0.04	0.08	0.54	0.07	0.14	804	823
80-65	0.80	0.03	0.08	0.54	0.07	0.14	825	840
80-94	0.80	0.03	0.09	0.054	0.07	0.14	796	810
80-95	0.79	0.03	0.09	0.54	0.07	0.14	791	805
80-99	0.78	0.02	0.12	0.54	0.07	0.14	712	725
80-98	0.79	0.03	0.09	0.54	0.07	0.14	806	821
105-94	0.80	0.03	0.09	0.55	0.09	0.14	789	803
105-95	0.79	0.03	0.09	0.55	0.09	0.14	813	827
105-99	0.78	0.02	0.12	0.55	0.09	0.14	731	744
105-98	0.79	0.03	0.09	0.55	0.09	0.14	830	844
<b>BORDES RETROGRADOS</b>								
80-83	0.71	0.03	0.20	0.54	0.07	0.14	605	617
80-61	0.74	0.03	0.17	0.54	0.07	0.14	685	697
80-72	0.72	0.03	0.20	0.55	0.09	0.14	592	603
105-83	0.71	0.03	0.20	0.55	0.09	0.14	703	716
105-61	0.74	0.03	0.17	0.55	0.09	0.14	703	716
105-72	0.72	0.03	0.20	0.55	0.09	0.14	607	618

**Cuadro XXIV (C).-Resultados de la termometría granate-biotita en los granitoides de tipo Layos**

N°	GRANATE			BIOTITA			TEMP. (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ti</sub>	X <sub>Al</sub>	FS	HS
5-9	0.79	0.04	0.04	0.50	0.11	0.09	758	772
5-11	0.79	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	780	794
5-30	0.81	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	715	728
5-31	0.81	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	717	730
28-9	0.79	0.04	0.04	0.50	0.11	0.09	772	785
28-11	0.79	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	793	808
28-30	0.81	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	727	740
28-31	0.81	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	724	742
31-9	0.79	0.04	0.04	0.49	0.10	0.10	745	759
31-11	0.79	0.03	0.05	0.49	0.10	0.10	766	780
31-30	0.81	0.03	0.05	0.49	0.10	0.10	703	716
33-9	0.79	0.04	0.04	0.49	0.11	0.11	750	764
33-30	0.8	0.03	0.05	0.49	0.11	0.011	708	721
33-31	0.81	0.03	0.05	0.49	0.11	0.11	710	723
<b>BORDES RETROGRADOS</b>								
5-4	0.84	0.02	0.06	0.50	0.11	0.09	537	547
5-14	0.81	0.03	0.05	0.50	0.11	0.09	539	550

**Cuadro XXIV (D).-Resultados de la termometría granate-biotita en los leucogranitos de tipo Cervatos**

Nº	GRANATE			BIOTITA			TEMP (°C)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ti</sub>	X <sub>Al</sub>	FS	HS
43-20	0.79	0.02	0.04	0.48	0.09	0.10	804	818
43-26	0.79	0.03	0.04	0.48	0.09	0.10	804	818
43-11	0.80	0.02	0.05	0.48	0.09	0.10	780	794
43-12	0.80	0.02	0.06	0.48	0.09	0.10	743	757
43-53	0.79	0.02	0.05	0.48	0.09	0.10	835	850
43-54	0.80	0.02	0.04	0.48	0.09	0.10	817	832
45-20	0.79	0.02	0.04	0.51	0.09	0.10	866	881
45-26	0.79	0.03	0.05	0.51	0.09	0.10	866	881
45-11	0.80	0.02	0.06	0.51	0.09	0.10	799	813
45-53	0.79	0.02	0.05	0.51	0.09	0.10	901	917
45-54	0.80	0.02	0.04	0.51	0.09	0.10	881	896
44-20	0.79	0.02	0.04	0.51	0.09	0.09	846	861
44-26	0.79	0.03	0.04	0.51	0.09	0.09	846	861
44-11	0.80	0.02	0.05	0.51	0.09	0.09	820	834
44-12	0.80	0.02	0.06	0.51	0.09	0.09	781	795
44-53	0.79	0.02	0.05	0.51	0.09	0.09	880	896
44-54	0.80	0.02	0.04	0.51	0.09	0.09	861	876
<b>BORDES RETROGRADOS</b>								
31-29	0.81	0.02	0.07	0.52	0.09	0.11	752	766
8-57	0.81	0.03	0.06	0.53	0.06	0.11	770	784
7-17	0.80	0.02	0.07	0.54	0.08	0.12	821	835

Consideramos que las pequeñas diferencias de temperatura que se obtienen de unos grupos graníticos a otros no deben tener ningún significado en cuanto a variación de las condiciones térmicas, sino que deben reflejar simplemente errores inherentes al método de cálculo, ligados a factores muy diversos como el tamaño de los cristales de granate, los contenidos en biotita de la matriz de la roca, pequeñas diferencias en la velocidad de difusión, etc, que resultan muy difíciles de evaluar y tener en cuenta.

Los bordes retrógrados del granate y las biotitas adyacentes proporcionan temperaturas de retrogradación entre 370-780°C, siendo las más bajas las correspondientes a los granitos de Moncloa

y las más altas a los leucogranitos de tipo Cervatos (ver cuadros XXIV (A) y (D)).

#### 4.4.1.2.-Equilibrio granate-cordierita

Los cálculos de temperatura del intercambio Fe-Mg entre granate y cordierita se han realizado con los calibrados de Holdaway y Lee (1977) y Perchuck y Lavrent'eva (1983) obteniéndose en ambos casos resultados similares. Las estimaciones de temperatura máxima se han hecho, al igual que para el par biotita-granate, considerando que los núcleos de los granates están en equilibrio con las cordieritas de la matriz, y se han obtenidos los valores que figuran en el cuadro XXV.

Como puede verse se obtienen temperaturas entre 725-765°C, siendo estos valores unos 45-75°C inferiores a los que se obtenían con el equilibrio biotita-granate, y por lo tanto algo menores del rango de temperaturas del pico del M2, como ya vimos que también ocurría con en los metasedimentos pelíticos del área. Este hecho podría quizá derivar de la influencia de los contenidos en H<sub>2</sub>O y otras especies volátiles de la cordierita en el Kd Fe-Mg de la misma, como ya se señaló en la primera parte de esta memoria (ver Aranovich y Podlesski, 1983).

Los bordes de zonado inverso retrógrado de estos granates proporcionan temperaturas entre 490-670°C, indicando claramente una retrogradación a menores temperaturas.

**Cuadro XXV.-(A) Resultados de la termometría granate-cordierita en los granitoides de tipo Moncloa**

Nº	GRANATE			CTA	TEMP (°C)		P Kb
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Fe</sub>	HL	
163-179	0.79	0.03	0.03	0.47	718	747	5.6
146-179	0.79	0.03	0.02	0.47	741	741	5.5
<b>BORDES RETROGRADOS</b>							
137-179	0.85	0.02	0.05	0.47	507	499	2.12
157-179	0.85	0.03	0.08	0.47	438	428	1.05

**Cuadro XXV (B).-Resultados de la termometría granate-cordierita en los granitoides de tipo Layos**

Nº	GRANATE			CTA	TEMP (°C)		P Kb
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Fe</sub>	HL	
9-32	0.79	0.04	0.04	0.46	706	706	4.9
11-32	0.79	0.03	0.05	0.47	719	716	5.1
<b>BORDES RETROGRADOS</b>							
14-4	0.84	0.02	0.06	0.52	603	593	3.0
7-4	0.81	0.03	0.05	0.52	604	594	2.9

**Cuadro XXV (C).-Resultados de la termometría granate-cordierita en los leucogranitos de Cervatos**

Nº	GRANATE			CTA	TEMP. (°C)		P
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Fe</sub>	HL	
20-4	0.79	0.02	0.04	0.51	764	758	5.5
26-4	0.79	0.03	0.04	0.51	764	758	5.5
26-11	0.80	0.02	0.05	0.51	749	742	5.3
26-12	0.80	0.02	0.06	0.51	726	717	5.0
26-53	0.79	0.02	0.05	0.51	783	775	5.7
26-54	0.80	0.02	0.04	0.51	772	767	5.6
20-5	0.79	0.02	0.04	0.50	746	741	5.4
26-5	0.79	0.03	0.04	0.50	746	741	5.4
11-5	0.80	0.02	0.05	0.50	732	725	
12-5	0.80	0.02	0.06	0.50	709	701	
53-5	0.79	0.02	0.05	0.50	765	757	
54-5	0.80	0.02	0.04	0.50	754	749	
<b>BORDES RETROGRADOS</b>							
17-4	0.80	0.02	0.07	0.51	674	660	3.8
57-4	0.81	0.03	0.06	0.51	667	657	3.7
17-5	0.80	0.02	0.07	0.50	656	645	3.7
57-5	0.81	0.03	0.06	0.50	652	643	3.7

#### **4.4.1.3.-Equilibrio espinela-cordierita**

El equilibrio basado en el intercambio Fe-Mg entre cordierita coexistiendo con espinela, calibrado por Vielzeuf (1983) sólo ha podido ser aplicado en los granitos de tipo Moncloa, ya que son los únicos que presentan este par de minerales. Los cálculos realizados dan como resultados 807 y 832°C y son intermedios entre las temperaturas que se obtenían con el equilibrio granate-biotita (870°C de media), y los aproximadamente 750°C que daba el granate-cordierita.

#### 4.4.2.-GEOBAROMETRIA

##### 4.4.2.1.-Equilibrios GRIPS y GRAIL

El equilibrio GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986), como ya se ha citado, puede proporcionar presiones máximas en paragénesis sin rutilo, y puede dar también presiones reales teóricas en aquellas rocas en las que sí está presente este mineral. De los grupos peralumínicos aquí estudiados sólo se ha encontrado rutilo, y de forma muy esporádica, en un granito de tipo Layos y en el tipo Fuente Higuera. Este último grupo, al no presentar granate no pueden realizarse estas estimaciones de presión. En la muestra del granito de Layos en la que aparece rutilo asociado a ilmenita, no se ha encontrado granate, por lo que tampoco se ha podido obtener un valor teórico real de la presión.

**Cuadro XXVI (A).-Resultado de los equilibrios GRIPS y GRAIL en los granitos de tipo Moncloa**

Nº	GRANATE			PLG	P. GRIPS		P. GRAIL	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>		X <sub>Ca</sub>	T=700	T=800	T=700
163-174	0.79	0.03	0.03	0.29	7.0	8.1	7.8	8.8
163-175	0.79	0.03	0.03	0.29	7.0	8.1	8.0	8.8
146-176	0.79	0.03	0.03	0.29	7.4	8.5	8.1	9.0
146-188	0.79	0.03	0.02	0.30	7.6	8.7	8.2	9.1
9-20	0.79	0.04	0.04	0.21	9.1	10.4	8.0	9.1
11-20	0.79	0.03	0.05	0.21	8.5	9.7	8.0	9.0
20-110	0.79	0.02	0.04	0.25	7.1	8.2	8.0	9.0
26-27	0.79	0.03	0.04	0.27	7.1	8.2	8.0	9.0
53-48	0.79	0.02	0.05	0.27	6.3	7.2	7.8	8.8
54-48	0.80	0.02	0.04	0.27	6.1	7.0	8.0	9.0

Por lo tanto, hemos establecido unos límites máximos de presión considerando  $a_{\text{TiO}_2}=1$  tal

y como señalan Ghent y Stout (1984)<sup>1</sup>. Como puede observarse en el cuadro XXVI se obtienen, para las temperaturas estimadas en torno a los 800°C, presiones máximas menores de 9 Kb, siempre por debajo de la curva de equilibrio Di=Sill, valores éstos que no se alejan de las presiones máximas obtenidas para el M2 en las granulitas migmatíticas del área y, por lo tanto, perfectamente coherentes con ellas, habida cuenta de que no se trata de valores reales si no de valores máximos.

En lo que se refiere al equilibrio GRAIL de Bohlen et al. (1983) las condiciones de presión máxima que se obtienen son similares a las anteriormente comentadas del GRIPS, con la salvedad de que aquí, los tres grupos litológicos considerados reproducen valores totalmente similares y menos dispersos que los que se obtenían en el caso anterior, siendo 9 Kb un valor máximo para temperaturas en torno a los 800°C.

#### 4.4.2.2.-Equilibrio GASP

Este barómetro basado en el equilibrio Anortita=Grosularia + S.A. + Q, calibrado por Ganguly y Saxena (1984) nos va a permitir hacer estimaciones reales de la presión (no máximas), en el máximo térmico, considerando para ello que los centros de los granates y las plagioclasas de la matriz están en equilibrio, en todos los casos excepto para los granitos de Villanueva, en los que se consideran las composiciones de "granate pico" anteriormente comentadas, y los bordes de las plagioclasas. Los resultados obtenidos se recogen en el cuadro XXVII y se ha representado también en la figura 101.

Como puede observarse, tanto en los granitos de tipo Moncloa como en los de tipo Cervatos se obtienen presiones muy similares con este barómetro, con valores que para las temperaturas de 800°C se sitúan entre 4-6 Kb, claramente por debajo de las estimaciones máximas del GRIPS y el GRAIL. Sin embargo, para los granitos de tipo Layos y de tipo Villanueva se obtienen valores claramente superiores a los 6 Kb para esas mismas temperaturas de 800°C. En los primeros se obtienen valores entre 8.5 y 10 Kb, muy coincidentes con los valores máximos de los equilibrios GRIPS y GRAIL, mientras que en los segundos se obtienen valores entre 6.5 y 9 Kb.

---

<sup>1</sup>.-Se han utilizado los mismos modelos de actividad para las fases y la misma formulación que en el apartado 2.5.2.2.1.

Cuadro XXVII.-Resultados de la barometría GASP en distintos granitoides peraluminicos

N°	GRANATE			PLG	PRESION (Kb)	
	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Ca</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Ca</sub>	T=700	T=800
<b>MONCLOA</b>						
163-175	0.79	0.03	0.03	0.29	4.4	5.9
163-176	0.79	0.03	0.03	0.29	4.4	5.9
163-188	0.79	0.03	0.03	0.30	4.3	5.8
146-175	0.79	0.03	0.02	0.29	4.8	6.4
146-176	0.79	0.03	0.02	0.29	4.8	6.4
146-188	0.79	0.03	0.02	0.30	4.7	6.3
<b>VILLANUEVA</b>						
84-60	0.80	0.03	0.08	0.20	7.7	8.4
84-106	0.80	0.03	0.08	0.19	8.0	8.7
<b>LAYOS</b>						
9-11	0.79	0.04	0.04	0.17	8.1	10.1
9-23	0.79	0.04	0.04	0.17	8.2	10.2
11-11	0.79	0.03	0.05	0.17	7.1	9.0
11-23	0.79	0.03	0.05	0.17	7.2	9.2
<b>CERVATOS</b>						
20-48	0.79	0.02	0.04	0.27	4.0	5.6
20-47	0.79	0.02	0.04	0.27	4.0	5.5
20-110	0.79	0.02	0.04	0.25	4.5	6.0
26-48	0.79	0.03	0.04	0.27	4.4	6.0
26-47	0.79	0.03	0.04	0.27	4.4	5.9
26-110	0.79	0.03	0.04	0.25	4.8	6.4
53-48	0.79	0.02	0.05	0.27	3.2	4.6
53-47	0.79	0.02	0.05	0.27	3.2	4.6
53-110	0.79	0.02	0.05	0.25	3.6	5.1
54-48	0.80	0.02	0.04	0.17	2.8	4.2
54-47	0.80	0.02	0.04	0.17	2.7	4.1
54-110	0.80	0.02	0.04	0.25	3.2	4.6

La interpretación de las diferencias de presión entre los tipos Layos y Cervatos, que como hemos visto son claramente sincrónicos, debe estar en algún problema de equilibrio mineral, ya que, como veremos a continuación en el barómetro granate-cordierita no se observan estas diferencias.

Los granitos de tipo Villanueva, por el contrario, sí es posible que pueden tener un origen más profundo, habida cuenta de que, como ya se ha visto, el granate es posiblemente de origen ígneo, y es el más rico en grosularia de los estudiados.

#### 4.4.2.3.-Equilibrio granate-cordierita

Hemos calculado las presiones en el pico térmico con los datos del centro del granate y cordieritas de matriz, así como las presiones de las retrogradaciones de granate a cordierita considerando los bordes inversos del granate y, en los casos en los que existen, las cordieritas coroníticas o adyacentes. Los resultados, que se encuentran en los cuadros XXV A, B y C, y en la figura 100, nos muestran que para los tres grupos graníticos que presentan este par mineral, las presiones en el pico térmico son muy parecidas y se sitúan entre 4 y 6 Kb, perfectamente coherentes con las que se obtenían con el barómetro GASP en los granitos de Moncloa y Cervatos. Este barómetro da también resultados similares en los granitos de Layos con respecto a los otros dos grupos considerados, que están en discrepancia con los datos que se obtenían con el GASP.

Para los bordes retrógrados se obtienen presiones por debajo de los 4 Kb, sensiblemente menores en los tipos Moncloa con respecto a los otros dos.

#### 4.4.4.-ESTIMACION DE LA $f_{H_2O}$ Y $f_{O_2}$

Como en apartados anteriores, se van a utilizar los métodos de Phillips (1980) y Martignole y Sisi (1981) para realizar las estimaciones de  $f_{H_2O}$ . Se han utilizado las mismas composiciones de granate, biotita y cordierita que en los cálculos termobarométricos. Como temperatura para estos cálculos vamos a utilizar un valor medio para todos los grupos considerados de 800°C, según los resultados de las distintas termometrías ya comentadas. En el cuadro XXVII se encuentran los valores de  $\ln(K_d)$  y  $a_{H_2O}$  obtenidos mediante el método de Phillips (1980). Se observa que, para los grupos de Moncloa, Layos y Cervatos se obtienen valores de  $a_{H_2O} < 1$ , con los valores mínimos en el

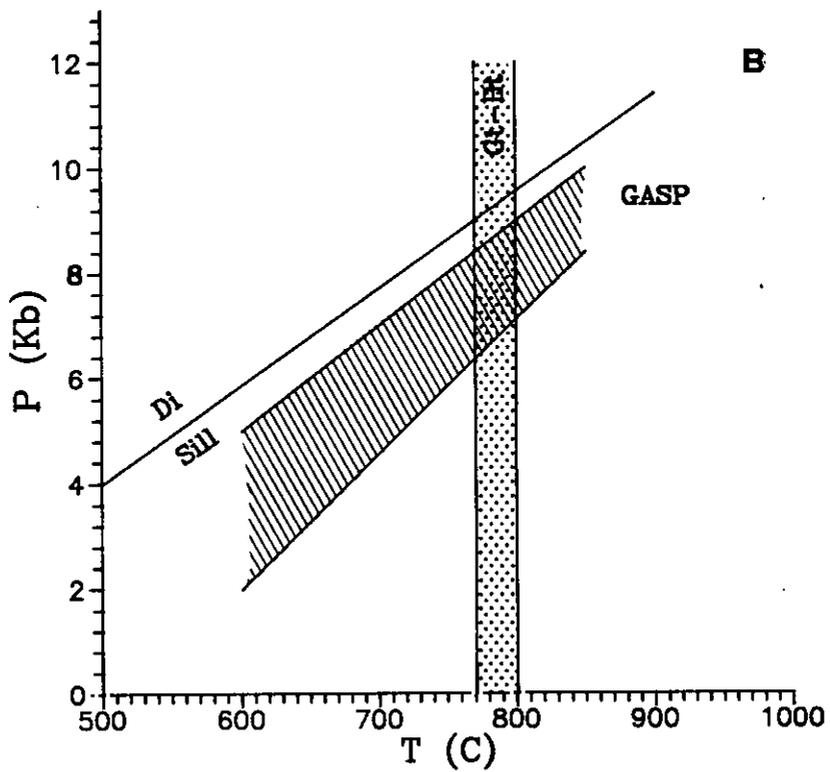
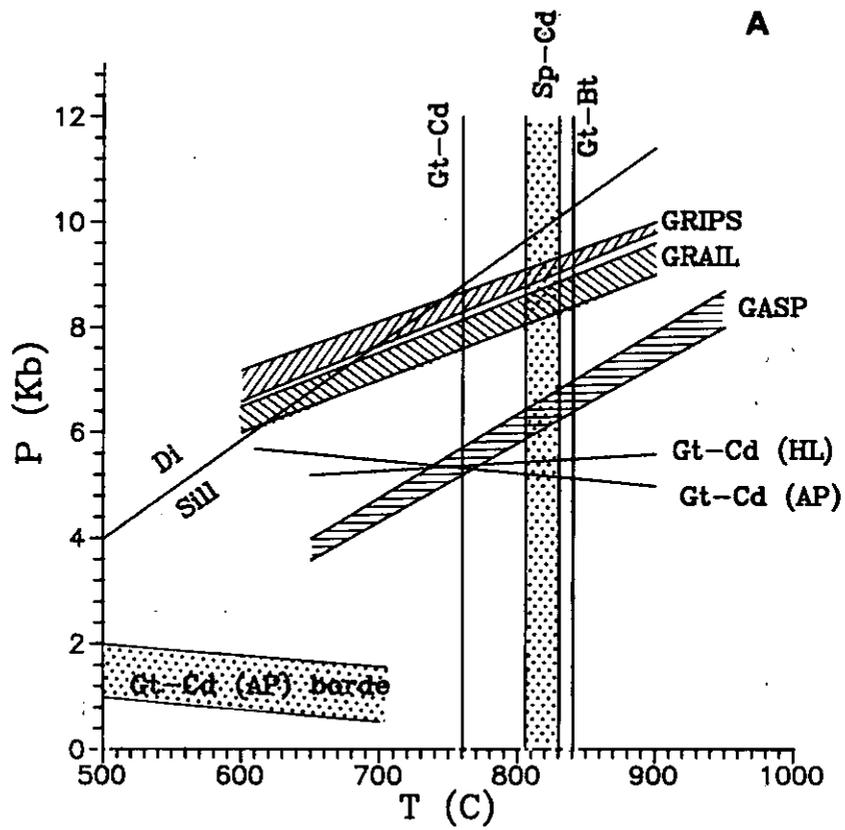


Figura 100.-Situación de los distintos equilibrios calculados en un diagrama P-T. (A) Granitos de Moncloa; (B) Granitos de Villanueva.

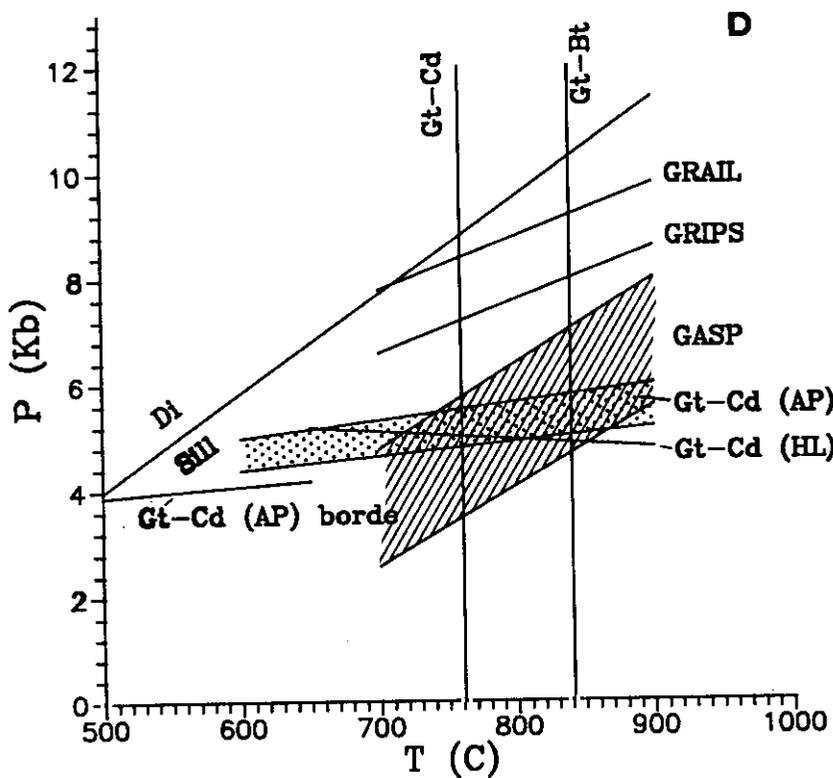
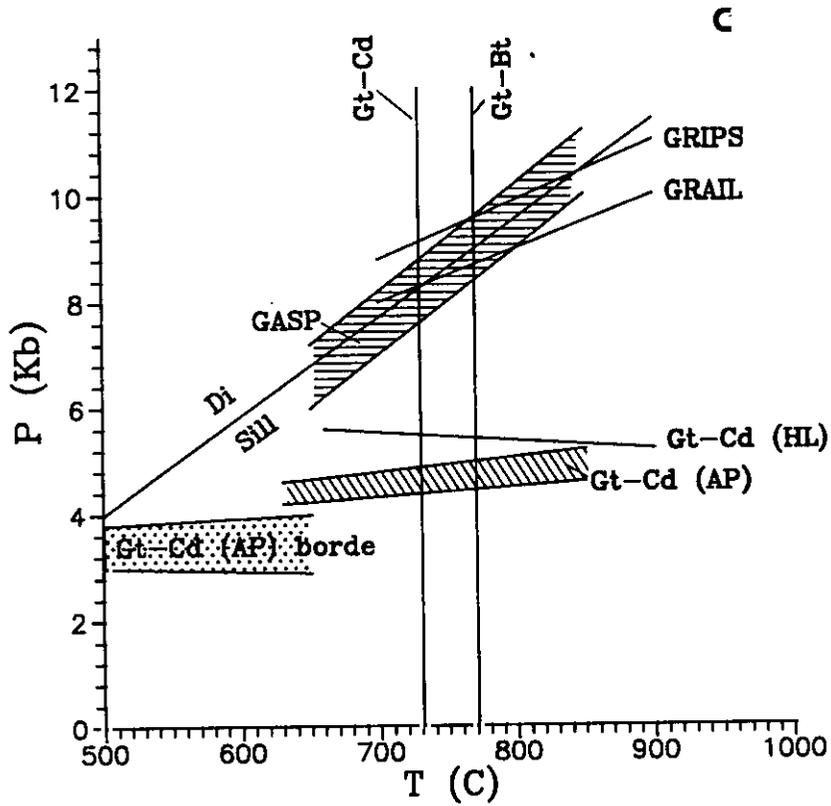


Figura 100.-Continuación. (C) Granitos de Layos; (D) Granitos de Cervatos.

grupo de Layos. El grupo de granitoides de Villanueva presenta, sin embargo, los valores de  $\ln(Kd)$  más bajos, que implican condiciones de  $a_{H_2O}$  cercanas a 1.

**Cuadro XXVIII (A).-Estimación de la actividad de  $H_2O$  según el método de Phillips (1980) en granitos de tipo Moncloa y Villanueva**

Nº	Gte $a_{Alm}$	Bta $a_{Ann}$	$\ln K$	$a_{H_2O}$
<b>MONCLOA</b>				
184-163	0.505	0.0751	1.68	.07
184-146	0.528	0.0751	1.73	.07
1-163	0.505	0.0719	1.73	.07
1-146	0.528	0.0719	1.77	.07
2-163	0.505	0.0710	1.74	.07
2-146	0.528	0.0710	1.78	.07
173-163	0.505	0.0686	1.77	.07
173-146	0.528	0.0686	1.82	.06
134-163	0.505	0.0989	1.50	> 0.9
134-146	0.528	0.0898	1.55	> 0.9
<b>VILLANUEVA</b>				
80-84	0.548	0.1047	1.43	.10
105-84	0.548	0.1095	1.39	.10
80-62	0.493	0.1047	1.33	.10
105-62	0.493	0.1095	1.28	.10
80-94	0.521	0.1047	1.38	.10
105-94	0.521	0.1095	1.33	.10

Mediante el método de Martignole y Sisi (1981), para los  $X_{Mg}$  de granate y cordierita considerados, se obtienen valores de  $P_{tot}$  de 5 Kb para  $a_{H_2O}=0.5$  (ver fig. 6 de Martignole y Sisi, op. cit.) que implican a su vez valores de  $f_{H_2O}$  en torno a los 1400 bar. Estos valores de  $a_{H_2O}$  concuerdan mediante los obtenidos mediante el par granate-biotita, e indican un medio claramente anhidro, típico del ambiente granulítico en el que se generan o recristalizan estos granitoides.

Las condiciones de  $fO_2$  que se deducen de la composición de las biotitas, según los trabajos de Wones y Eugster (1965), son muy similares para todos ellos, y se sitúan en torno a valores de  $\log(fO_2) = -14$  a  $-16$  tamponados entre NNO y QFM, como ya se observaba en los diagramas  $Fe^{+3}$ -

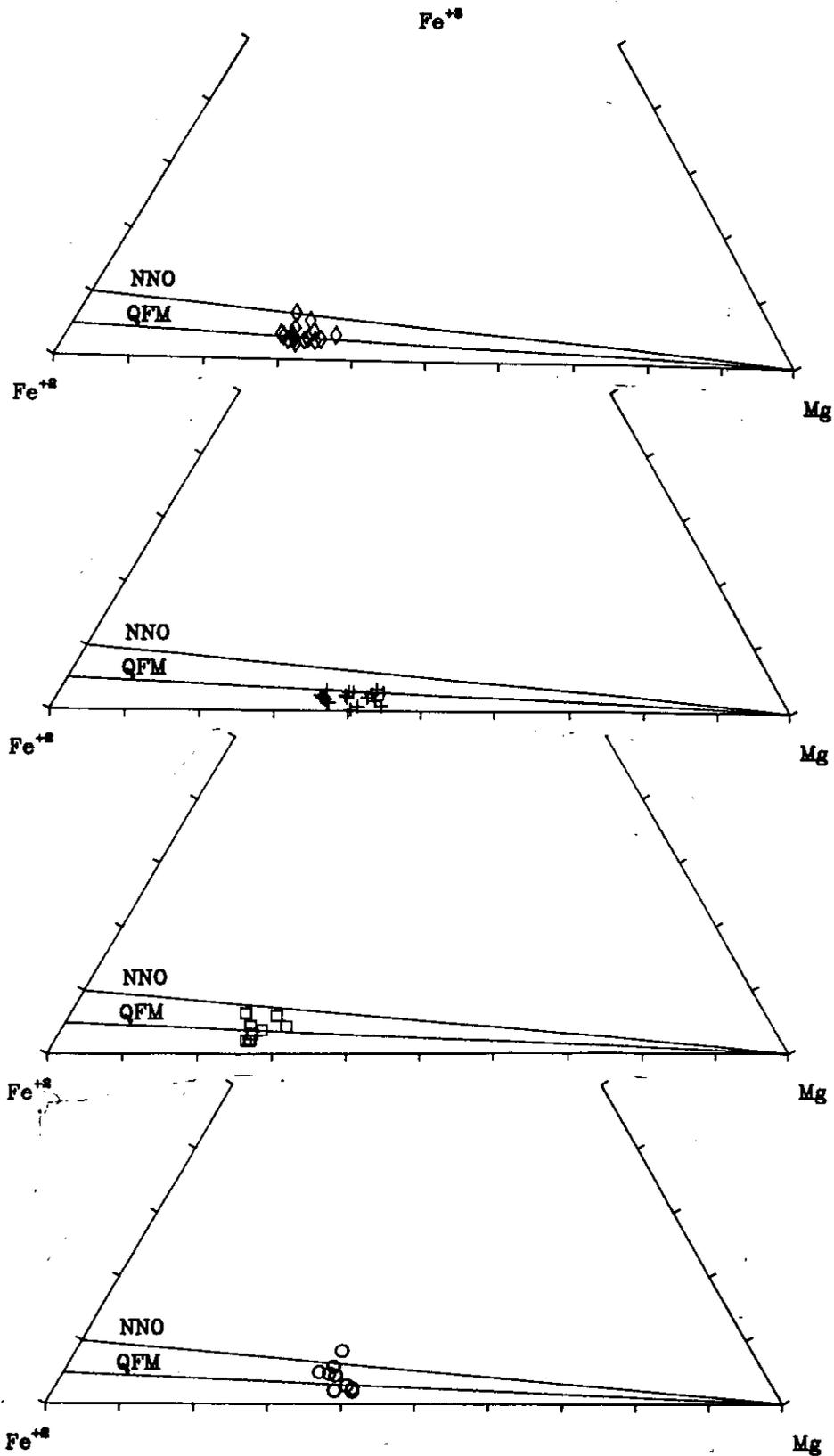


Figura 101.-Diagramas  $Fe^{+3}$ - $Fe^{+2}$ - $Mg$  de las biotitas de los granitoides peraluminicos. Mismos símbolos que en figuras anteriores.

$Fe^{+2}$ - $Mg$  (fig. 101). Estas condiciones reductoras están además avaladas por la presencia de términos

de ilmenita prácticamente pura, sin nada de magnetita en solución sólida, lo que daría, aplicando el método de cálculo de Bhattacharya y Sen (1985) valores de  $\log(fO_2)$  tendiendo a infinito, que no hacen más que confirmar las condiciones reductoras del área.

**Cuadro XXVIII (B).-Estimación de la actividad de  $H_2O$  en los granitos de Layos y leucogranitos de Cervatos**

Nº	GTE $a_{Ann}$	BTA $a_{Ann}$	lnK	$a_{H_2O}$
<b>LAYOS</b>				
5-9	0.524	0.0815	1.63	~0.5
5-11	0.523	0.0815	1.63	~0.5
28-9	0.524	0.0809	1.64	~0.5
28-11	0.523	0.0809	1.64	~0.5
31-9	0.524	0.0649	1.86	~0.3
31-11	0.523	0.0649	1.86	~0.3
33-9	0.524	0.0773	1.69	~0.4
33-11	0.523	0.0773	1.69	~0.4
<b>CERVATOS</b>				
43-20	0.521	0.0672	1.83	~0.6
43-26	0.512	0.0672	1.80	~0.6
43-11	0.516	0.0672	1.81	~0.6
43-12	0.516	0.0672	1.81	~0.6
43-53	0.532	0.0672	1.84	~0.6
43-54	0.561	0.0672	1.89	~0.6
45-20	0.521	0.0923	1.51	~0.9
45-26	0.512	0.0923	1.49	~0.9
45-11	0.516	0.0923	1.49	~0.9
45-12	0.516	0.0923	1.49	~0.9
45-53	0.532	0.0923	1.53	~0.9
45-54	0.561	0.0923	1.58	~0.8
44-20	0.521	0.0879	1.55	~0.9
44-26	0.512	0.0879	1.54	~0.9
44-11	0.516	0.0879	1.54	~0.9
44-12	0.516	0.0879	1.58	~0.9
44-54	0.561	0.0879	1.63	~0.8

#### **4.4.4.-RESUMEN DE LAS CONDICIONES DE EMPLAZAMIENTO Y/O METAMORFISMO DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS: RELACION CON EL METAMORFISMO REGIONAL.**

Como acabamos de ver, las condiciones termobáricas que se deducen del estudio de los distintos equilibrios minerales en los granitoides peraluminicos son coincidentes con las que se deducían para el clímax tectonometamórfico del M2, es decir, temperaturas próximas a los 800°C y presiones entre 4 y 5 Kb; los valores de  $a_{H_2O}$  son inferiores a la unidad y las condiciones de  $fO_2$  son claramente reductoras. Quizá el hecho más destacable sea que el grupo de granitoides de Villanueva se aparta ligeramente de estas condiciones, pues se deducen para él presiones superiores a los 6 Kb (mediante el único equilibrio posible GASP) y valores de  $a_{H_2O} > 1$ . Pensamos que estos hechos, unidos a la estructura más homogénea de este granito y a la posibilidad de que pudiera presentar granate primario, puede indicarnos una cierta desconexión de este grupo granítico con respecto a los otros granitoides peraluminicos, claramente sin-orogénicos. anatético del área.

Para el resto de los granitoides peraluminicos, la coincidencia (salvo los posibles problemas de equilibrio del GASP en el granito de Layos) de los valores termobáricos, de  $a_{H_2O}$  y  $fO_2$  con los del clímax del M2 no hace si no confirmar el hecho ya enunciado de que se trata de granitoides algunos de ellos reequilibrados durante el M2 (posible caso del granito de Moncloa) y otros claramente anatéticos, es decir generados durante y como consecuencia del metamorfismo granulítico sufrido por este segmento de la corteza.

#### 4.5.-GEOQUIMICA

En este apartado, dedicado a la geoquímica de los granitoides peraluminicos, vamos a realizar la caracterización y evolución geoquímica de los cuatro grupos descritos más abundantes, ya que la escasez de los tipos Fuente Higuera y Fuente Topino no nos ha permitido realizar un muestreo lo suficientemente amplio y representativo de los mismos. Se intentará también establecer los mecanismos evolutivos de estos granitoides, así como la naturaleza de sus protolitos, desde un punto de vista cualitativo.

Se ha realizado un muestreo y análisis de 35 rocas pertenecientes a tipos peraluminicos, que junto con los 13 datos publicados por Andonaegui (1990) de granitos de Layos y Cervatos, se reparten de la siguiente manera: 17 análisis de granitos de Layos (12 nuevos + 5 de Andonaegui op. cit.); 13 leucogranitos de tipo Cervatos en los que se han distinguido, por un lado 8 muestras (2 nuevos + 6 Andonaegui op. cit.) de macizos leucograníticos típicos, y 5 muestras (3 nuevas + 2 Andonaegui, op. cit.) pertenecientes a leucosomas centimétricos a métricos; 1 granito de tipo Fuente Higuera; 4 granitos de tipo Fuente Topino, uno de los cuales corresponde a un segregado cordierítico; 8 granitoides de tipo Moncloa; 5 granitoides de tipo Villanueva. Todos estos análisis se encuentran recogidos en el apéndice VI.

#### 4.5.1.-CARACTERIZACION GEOQUIMICA

Desde un principio se han establecido dos grandes grupos de granitoides peralumínicos en base al contenido en corindón normativo de los mismos: Un grupo que se ha denominado moderadamente peralumínico, que se caracteriza por presentar contenidos en corindón normativo (C) < 4%, y proporciones en minerales peralumínicos no excesivamente altas (< 10%), que incluye los granitos de tipo Moncloa, Villanueva y Fuente-Topino. El otro grupo, denominado de granitoides fuertemente peralumínicos, se caracteriza por presentar contenidos en C elevados, no tanto en valores absolutos, sino también en relación a su contenido en SiO<sub>2</sub>, ya que la peraluminicidad está relacionada con el grado de diferenciación de la roca, así como también por unas mayores proporciones en minerales peralumínicos. De esta forma, en un diagrama SiO<sub>2</sub>-C (fig. 102) se ha establecido un límite entre estos dos grandes grupos, que se ajusta mejor a la variedad de tipos intermedios hasta diferenciados muy ácidos, que un límite absoluto de contenidos en C.

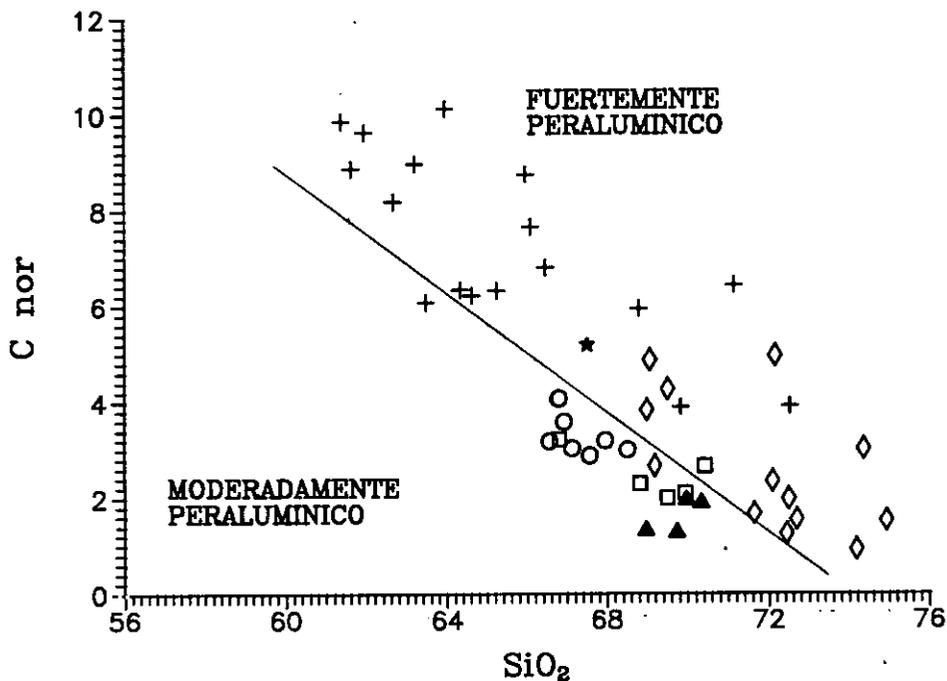


Figura 102.-Diagrama SiO<sub>2</sub>-C para los granitoides peralumínicos. Círculos: Moncloa; Cuadrados: Villanueva; Triángulos: Fuente-Topino; Aspas: Layos; Rombos: Cervatos; Estrella: Fuente-Higuera.

Los caracteres normativos y químico-mineralógicos de estos granitoides presentan características que ya quedaban reflejadas, tanto en los análisis modales como en su mineralogía.

En el diagrama  $Q'-An/(An + Or)$  de Streckeisen y Le Maitre (1979) realizado con valores normativos (fig. 103), los granitoides de tipo Moncloa se proyectan en el campo de granitos, clasificación ésta que quizá se acerque más a la realidad, puesto que, como ya se comentó, los análisis modales subestimaban los contenidos en feldespato potásico debido al gran tamaño de estos y a la consiguiente dificultad para estimar su proporción modal.

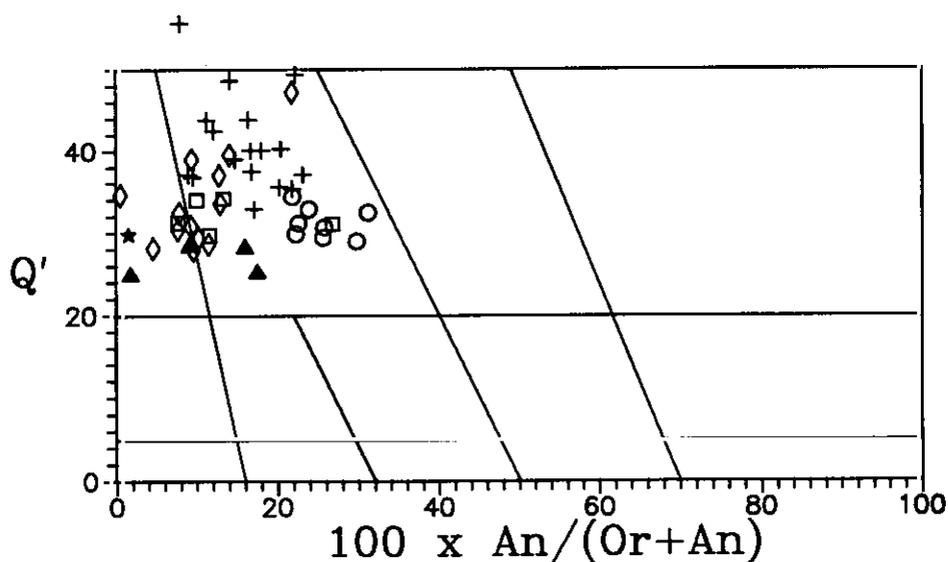


Figura 103.-Diagrama  $Q'-100An/(Or+An)$  (Streckeisen y Le Maitre, 1979) de los granitoides peralumínicos. Mismos símbolos que en la figura 102.

Los granitoides de tipo Villanueva se proyectan desde granitos hasta granitos de feldespato alcalino en un solo caso (fig. 102), lo que está bastante conforme con las estimaciones modales, si tenemos en cuenta el error que se introduce en la norma al no considerar los contenidos en biotita de estas rocas.

Los granitoides de tipo Fuente Topino se proyectan en campos de granitos y granitos de feldespato alcalino (fig. 102), clasificación también coherente con las observaciones modales.

Pasando a los grupos fuertemente peralumínicos, los granitoides de Layos se proyectan, en su gran mayoría, en la parte alta, con valores elevados de parámetro  $Q'$  del campo de los granitos, llegando incluso alguna muestra a proyectarse con  $Q' > 50$ . Tan sólo una muestra se proyecta en el

campo de granitos de feldespato alcalino. Esta proyección en la parte alta del campo de los granitos concuerda perfectamente con la proyección con contenidos elevados en cuarzo en el diagrama QAP, lo cual confirma, desde un punto de vista químico, la riqueza en este mineral de este grupo granítico, el más rico en cuarzo de todo el sector estudiado. Se observa además, que también hay una tendencia a presentar mayores contenidos en parámetro Q' hacia los tipos con mayor  $An/(An + Or)$ , lo que define una pauta de tipo S similar a la que se observaba en el diagrama QAP (fig. 80).

Los leucogranitos de tipo Cervatos presentan características en parte similares a las de los granitos de Layos. Varían en este diagrama desde tipos graníticos ricos en Q' y relativamente pobres en  $An/(An + Or)$ , hacia tipos progresivamente más pobres en estos dos parámetros, que terminan por proyectarse claramente dentro del campo de granitos de feldespato alcalino, definiendo una pauta de fuerte descenso en parámetro Q' hacia los términos más diferenciados. No se observan diferencias destacables entre los leucogranitos de macizos grandes y los leucosomas.

La única muestra del granito de Fuente Higuera se proyecta en el campo de granitos de feldespato alcalino, lo que no es extraño dada su proyección hacia el lado Q-A en el diagrama QAP, y habida cuenta de que los cálculos normativos no tienen en cuenta la cordierita ni la biotita.

El cálculo y proyección de los parámetros A-B de Debon y Le Fort (1983) y la comparación con los distintos tipos de asociaciones magmáticas que para otros granitoides del mundo dan estos autores pone de manifiesto varios hechos. Como es lógico, todos estos granitos se proyectan en el dominio peraluminico, generalmente con valores del parámetro B menores de 200.

Los granitoides de tipo Moncloa presentan una pauta de pendiente positiva (fig. 104), que es del todo similar a la que se obtiene para los granitos de tipo S del batolito de Kosciusko (Australia). Otros tipos moderadamente peraluminicos, como los de Villanueva o Fuente Topino, se proyectan con valores algo menores de ambos parámetros y sin definir unas pautas positivas tan claras, aunque se solapan con los tipos graníticos de Moncloa.

La serie de granitoides de Layos se proyecta con valores muy elevados de parámetro A y definiendo una pauta de fuerte pendiente positiva (fig. 104), característica esta muy poco común en otras series graníticas, e incluso mucho más acusada que en los tipos S de otros sectores clásicos como el Lachlan Fold Belt Australiano. La mayoría de los batolitos con cordierita moderadamente peraluminicos, con  $C < 3\%$ , del Orógeno Hercínico Ibérico, de emplazamiento alóctono y post-tectónico suelen, de manera contraria presentar un incremento en el índice peraluminicidad con la diferenciación.

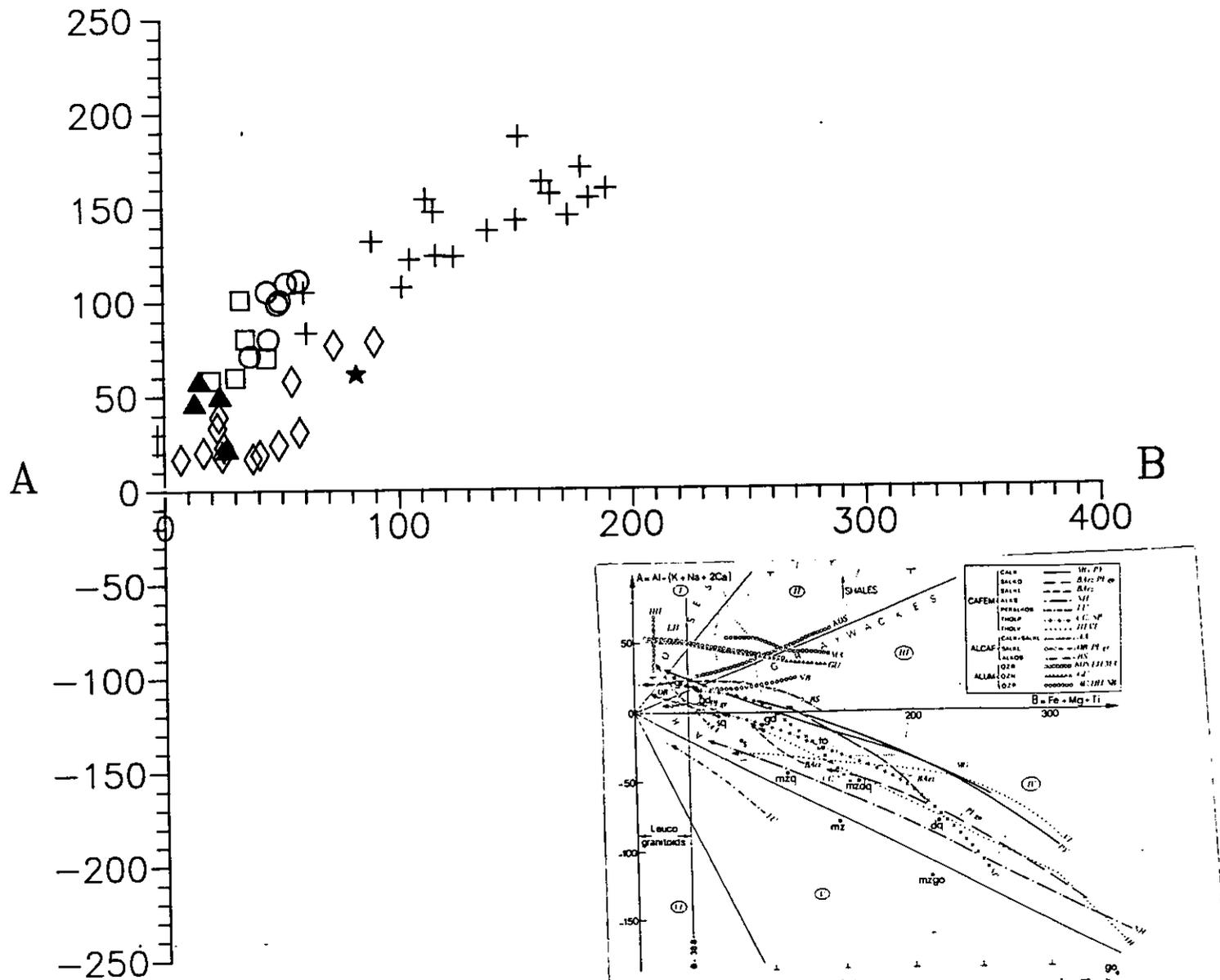


Figura 104.-Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) de los granitoides peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 102.

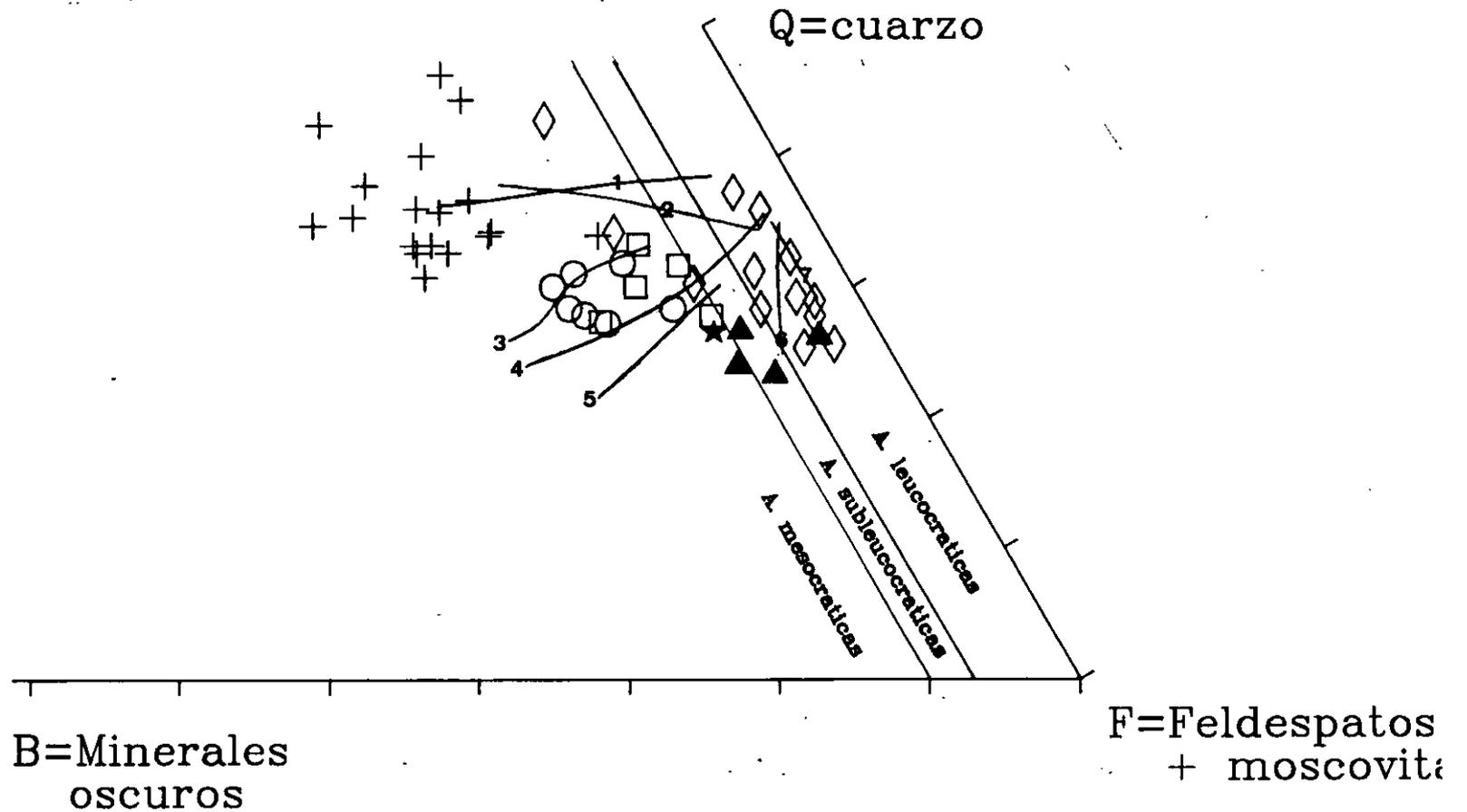


Figura 105.-Diagrama Q-B-F de clasificación de las asociaciones ALUMINICAS de Debon y Le Fort (1983). 1, 2 y 3 Pautas de asociaciones ricas en cuarzo; 4.-Asociaciones con cuarzo normal; 5, 6 y 7.-Asociaciones pobres en cuarzo. (Ver figura 6 de Debon y Le Fort, op. cit.) Mismos símbolos que en la figura 102.

Unas pautas parecidas de fuerte pendiente, pero con valores menores de los dos parámetros A y B, son las que se observan en los leucogranitos de tipo Cervatos. Esta pauta es particularmente evidente al considerar las muestras pertenecientes a leucosomas, algunas de las cuales se proyectan con valores de A y B relativamente elevados, apartándose del campo de proyección de variedades leucocráticas que proponen Debon y Le Fort (op. cit.). El resto de las muestras de leucogranitos quedan, excepto una de ellas, dentro del campo de composiciones de leucogranitos. El granito de Fuente Higuera se solapa con este campo de granitoides de tipo Cervatos.

En definitiva se trataría, en todos los casos, de lo que estos autores denominan asociaciones magmáticas de carácter aluminico. En lo que se refiere a la subdivisión de este tipo de asociaciones, en el diagrama QBF (fig. 105) podemos observar que los granitos de tipo Moncloa y Villanueva evolucionan desde series ricas en cuarzo hacia tipos normales, mientras que los granitoides de tipo Fuente Topino se podrían clasificar como de asociaciones aluminicas pobres en cuarzo.

Los tipos fuertemente peraluminicos de Layos, y la única muestra del tipo Fuente Higuera, se proyectan en regiones de asociaciones ricas en cuarzo, más incluso que las que citan Debon y Le Fort como ejemplos, mientras que los leucogranitos de tipo Cervatos varían fuertemente desde tipos ricos en cuarzo hacia otros más pobres, definiendo una pauta aproximadamente rectilínea hacia el vértice F.

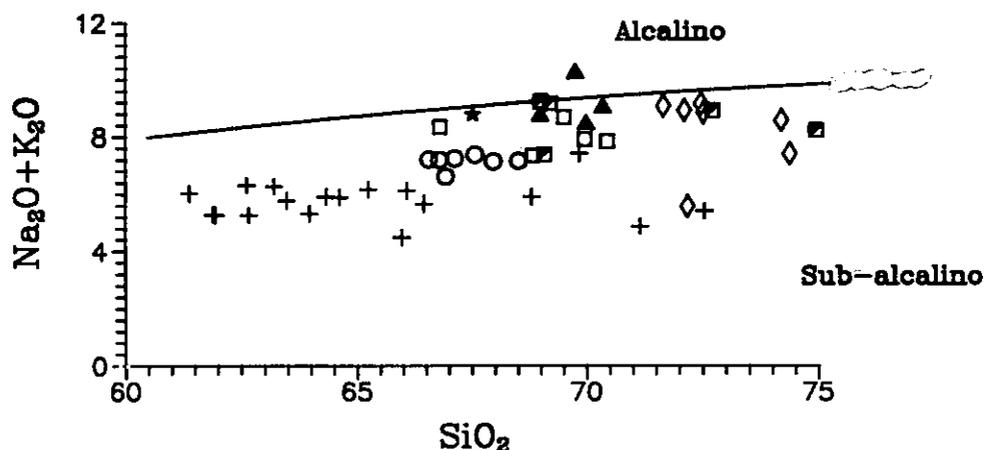


Figura 106.-Diagrama SiO<sub>2</sub>-álcalis de los granitoides peraluminicos. Campos según Irvine y Baragar (1971). Mismos símbolos que en la figura 102.

En el diagrama SiO<sub>2</sub>-Alcalis (fig. 106) podemos ver como todas estas rocas se proyectan en

campos de series subalcalinas, siendo los tipos leucograníticos de Cervatos y Fuente Topino los que quedan en la parte más alta de este diagrama.

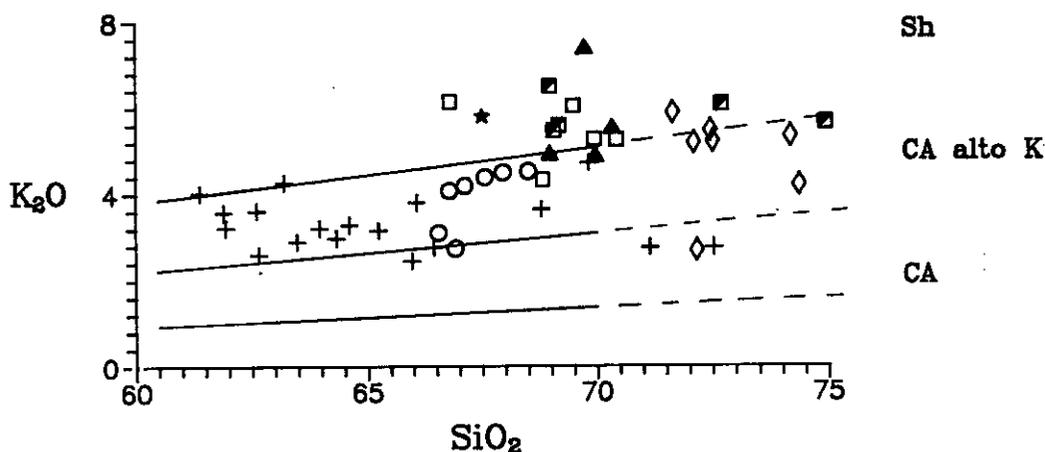


Figura 107.-Diagrama  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  de los granitoides peraluminicos. Campos según Inocenti et al. (1982). Mismos símbolos que en la figura 102.

En el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  (fig. 107) los tipos moderadamente peraluminicos de Villanueva y Fuente Topino son ricos en  $\text{K}_2\text{O}$ , proyectándose la mayoría de los datos en el campo de series shoshoníticas, mientras que los tipo Moncloa son marcadamente más pobres en este elemento. En cuanto al resto de las series peraluminicas, el grupo de granitoides de Layos tiene contenidos en  $\text{K}_2\text{O}$  similares a los de las series calcoalcálicas potásicas, mientras que los tipos leucocráticos de Cervatos y Fuente Higuera tienden a ser más ricos en este elemento, proyectándose en el campo shoshonítico. Las muestras pertenecientes a leucosomas tienden a presentar los mayores contenidos en  $\text{K}_2\text{O}$ . Este carácter potásico es el que hace que las rocas más ácidas tiendan a proyectarse en campos transicionales hacia tipos alcalinos, y que, como veremos, refleja el carácter anatéctico en condiciones deficitarias en  $\text{H}_2\text{O}$  de estos fundidos graníticos (Holtz y Johannes, 1992).

En el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-log}(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$  de Brown (1982) se puede observar que la mayoría de estos granitoides (en especial los tipos de Layos) presentan una pauta de variación casi horizontal, que implica unos índices de Peacock muy bajos (tendientes a 0), lo que contrasta con lo que ocurre en la mayoría de los granitoides, sobre todo en los calcoalcálicos (Brown, 1982).

En resumen, el incremento de la peraluminicidad de los granitoides hacia los términos más básicos, así como el carácter fundamentalmente intermedio-ácido de los mismos, sin relaciones con

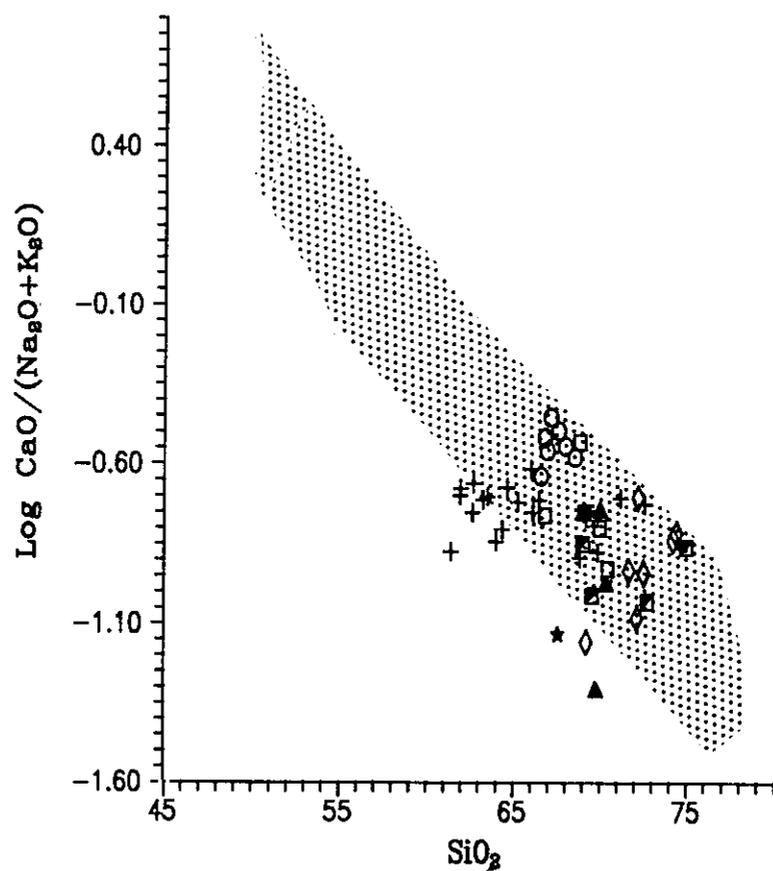


Figura 108.-Diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{log CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  de los tipos peraluminicos. Punteado: campo de variación de las series calcoalcalinas (Brown, 1982).

el magmatismo básico del sector, son diferencias significativas con respecto al magmatismo de afinidad calcoalcalina.

## 4.2.5.-EVOLUCION GEOQUIMICA

### 4.5.2.1.-Elementos mayores

En la figura 109 se encuentran recogidos los diagramas de variación de los elementos mayores usando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación.

Los *monzogranitos de tipo Moncloa* muestran un rango de variación muy estrecho en  $\text{SiO}_2$ , desde 66.5 a 68.5%, que hace en muchas ocasiones las pautas de evolución no queden bien definidas, por lo que las conclusiones sobre su evolución geoquímica han de ser tomadas con precaución. De la observación de estos diagramas podemos decir que se producen descensos de tendencia aproximadamente lineal para el  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$  y  $\text{MgO}$ . Estas pautas contrastan con otras en las que parece observarse una inflexión en las tendencias para valores de  $\text{SiO}_2$  cercanos al 67%. Por ejemplo,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  podrían aumentar hasta este punto y a partir de aquí muestran un descenso progresivo.  $\text{Na}_2\text{O}$  muestra una pauta general de descenso más acusada en la parte izquierda del punto de inflexión y  $\text{K}_2\text{O}$  muestra un comportamiento de aumento con la diferenciación contrario al del  $\text{Na}_2\text{O}$ . Este tipo de pautas de variación curvilíneas son explicables mediante procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa y feldespato potásico, evidentes desde un punto de vista petrográfico, por el elevado número de fenocristales que existen en estas rocas.

Los *monzogranitos de tipo Villanueva* presentan también un rango de variación en  $\text{SiO}_2$  poco amplio, desde 66.8 hasta 70.4%, por lo que también conviene tener precaución a la hora de hacer interpretaciones basadas en las pautas de variación. Se observan pautas de tendencia rectilínea y descenso en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ ;  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  prácticamente mantienen sus contenidos constantes en el aumento en  $\text{SiO}_2$  (fig. 109). Por último, se puede observar en los diagramas que la muestra más básica se aparta un poco de las tendencias generales, sobre todo por los menores contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$ , y en menor grado  $\text{Na}_2\text{O}$ , y algo mayores en  $\text{K}_2\text{O}$ , que quizá podrían apuntar hacia cambios de comportamiento en las fases fraccionantes, sobre todo plagioclasa y feldespato potásico, si bien dada la escasez de datos no parece conveniente especular más a este respecto.

De los *granitoides de tipo Fuente Topino* son muy escasos los datos. De todas formas, los tres análisis del granito parecen apuntar hacia descensos en el contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$  y  $\text{MgO}$  con

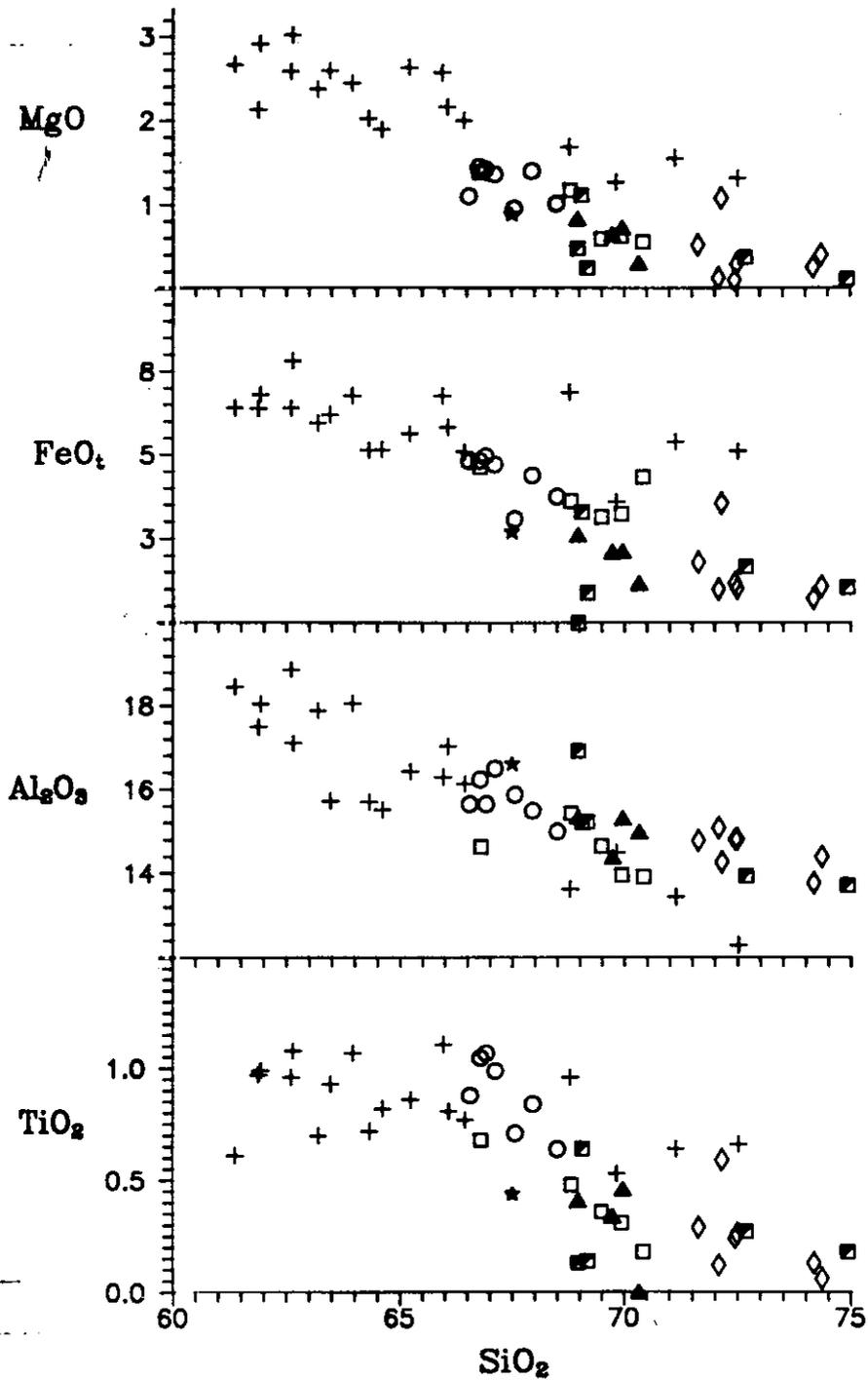


Figura 109.-Diagramas de Harker para elementos mayores de los granitoides peraluminicos. Mismos símbolos que en la figura 102.

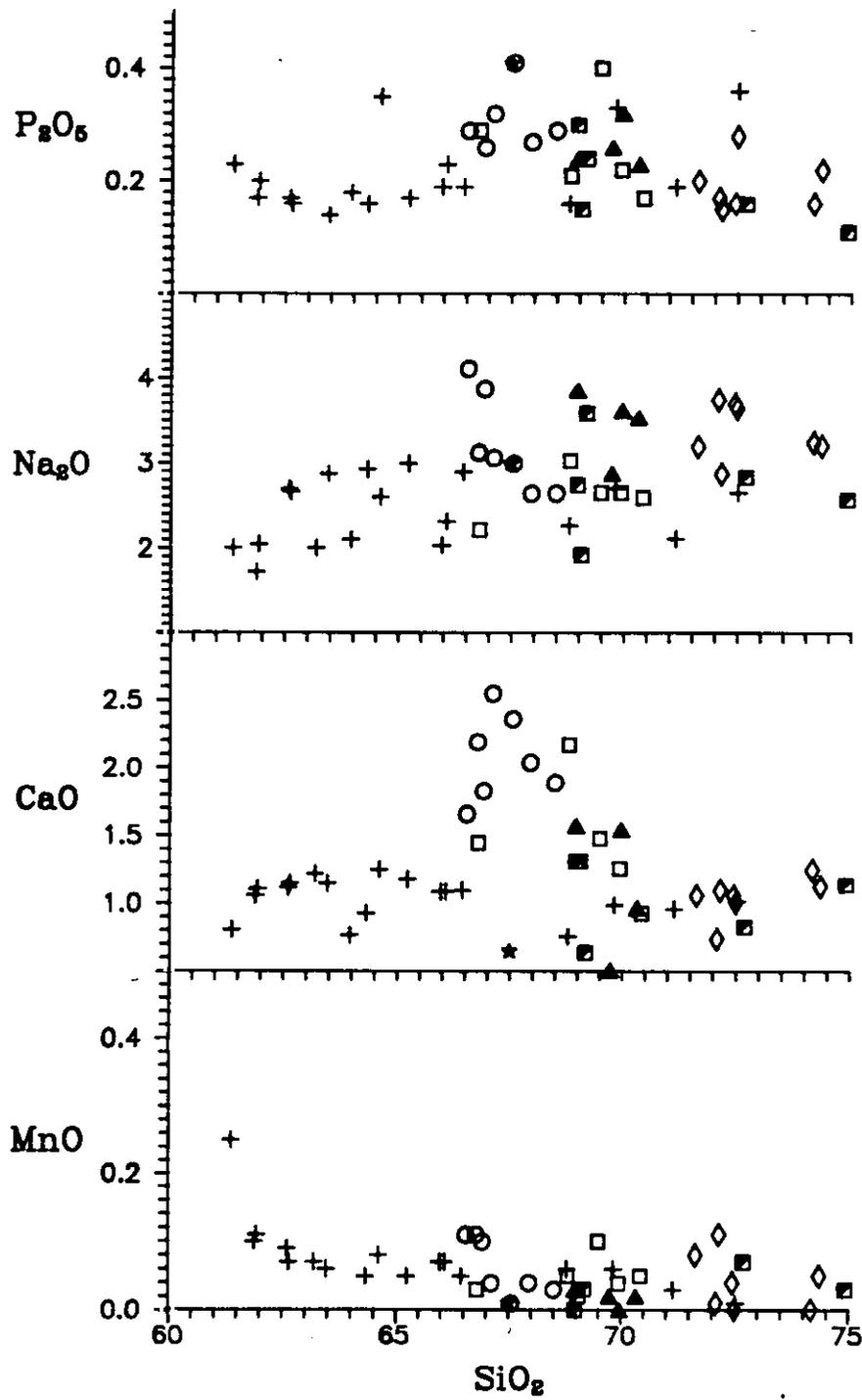


Figura 109.-Continuación.

la diferenciación y una cierta dispersión en álcalis y CaO. El análisis que se ha realizado del segregado cordierítico presenta unos caracteres composicionales en todo similares a los de los leucogranitos de tipo Cervatos.

Los *granitoides de tipo Layos* presentan un rango de variación en SiO<sub>2</sub> desde el 61 al 72% con pautas de evolución rectilíneas. Destacan dos características químicas principales: En primer lugar se trata de rocas con elevados contenidos en FeO<sub>t</sub>, MgO y TiO<sub>2</sub>, llegando incluso, en algunos casos, a sumar más del 10% del total del análisis, lo cual es reflejo del elevado contenido modal en cordierita, y en menor grado en biotita. Estos tres elementos presentan pautas de variación rectilíneas y con descensos hacia los términos más diferenciados.

Una segunda característica química destacable son los bajos contenidos en CaO (< 1%) y su pauta de variación casi nula con la diferenciación, lo cual refuta a priori un mecanismo de cristalización fraccionada que involucre a la plagioclasa. Estos contenidos tan bajos en CaO son, en parte, responsables de los elevados contenidos en C normativo. Esa variación tan limitada en este elemento está, además, en consonancia con la similitud composicional de la plagioclasa desde los tipos tonalíticos hasta las composiciones más diferenciadas monzograníticas, hecho éste que resulta muy extraño al comparar esta serie con otros grupos peraluminicos epizonales del Hercínico, como los descritos por Andonaegui (1990), Casillas (1989), Rottura et al. (1989), y que ya pusimos de manifiesto en trabajos previos (Barbero y Villaseca, 1992).

Otros elementos que tienden a mostrar variaciones muy estrechas con la diferenciación son los álcalis y el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, mientras que el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sí que presenta una pauta de descenso lineal con el aumento en sílice.

El grupo de *leucogranitos de tipo Cervatos* varía desde tipos relativamente pobres en SiO<sub>2</sub> (~ 69%) hasta tipos muy ácidos cercanos al 75%. Por lo general muestran bastante más dispersión de valores que los otros granitoides del sector. El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>t</sub>, MgO y TiO<sub>2</sub> muestran tendencias de tipo lineal descendente con el aumento en SiO<sub>2</sub>, enlazando, y en parte solapándose, con la pauta de variación de los granitoides de Layos, con los que generalmente se asocian. El CaO presenta un comportamiento similar al de los anteriormente citados granitoides, con contenidos bastante bajos y un rango de variación estrecho, lo que vemos también ocurre con el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Los álcalis suelen presentar contenidos algo más dispersos, sobre todo al considerarlos de manera separada. Existe, de todas formas, una tendencia a presentar menores contenidos en Na<sub>2</sub>O y mayores en K<sub>2</sub>O en los leucosomas o pequeñas bandas. Estas diferencias en álcalis entre los leucogranitos de leucosomas y aquellos de macizos de centenares de metros o varios kilómetros, se ponen de manifiesto en un diagrama Q-Ab-

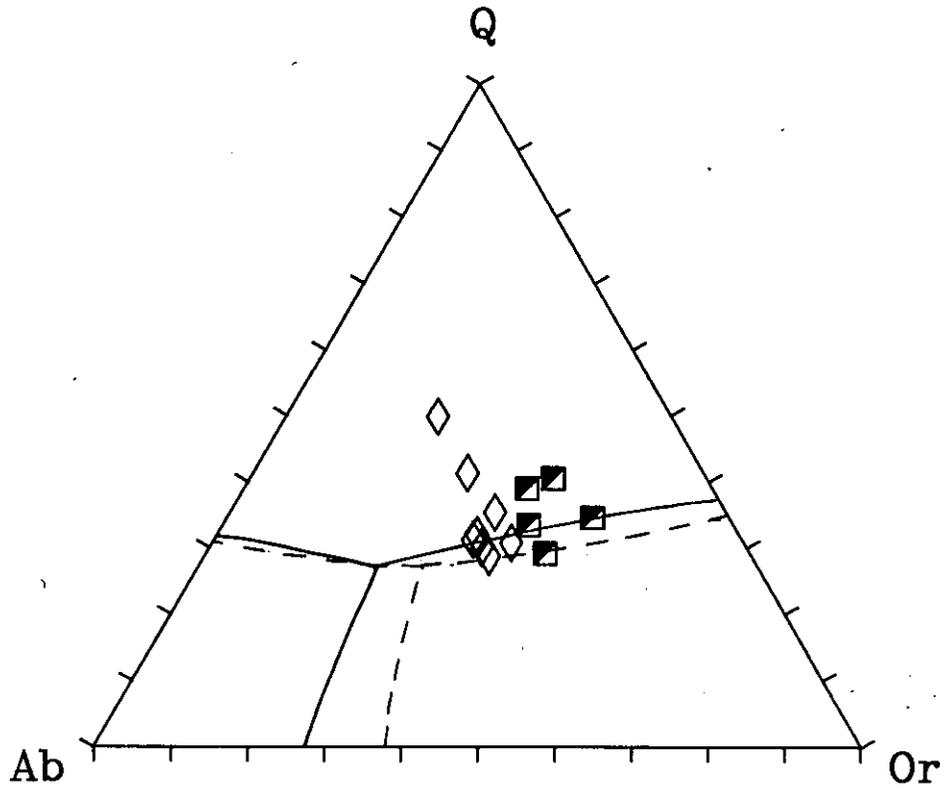


Figura 110.-Diagrama Q-Ab-Or para los leucogranitos de tipo Cervatos. Rombos: leucogranitos de macizos; Cuadrados semillenos:leucosomas. Curvas según Evadi y Johannes (1991) para  $aH_2O=0.5$  (discontinua) y  $1.0$  (continua) y  $P_{fluidos}=5Kb$ .

Or realizado a partir de datos normativos (fig. 110). En este diagrama se ha situado además la curva cotéctica y el punto eutéctico para presiones de 5 Kb de Ebadi y Johannes (1991). Como puede verse, los leucosomas se desplazan del resto de los leucogranitos hacia el lado Q-Or, quedando situados lejos de las composiciones de fundidos mínimos teóricos del sistema granfítico, mientras que el resto de los leucogranitos, excepto dos tipos excepcionalmente ricos en Q, se proyectan cercanos a las composiciones del punto eutéctico, siendo similares en composición a los fundidos mínimos obtenidos experimentalmente por fusión de protolitos metapelíticos (Wickham, 1987; Vielzeuf y Holloway, 1988; Patiño y Johnston, 1991).

#### 4.5.1.2.-Elementos trazas

Se va a iniciar este capítulo por el estudio de los arcnigramas normalizados a los valores condriticos de Thompson et al., (1984) así como a los valores del ORG de Pearce et al., (1984) como

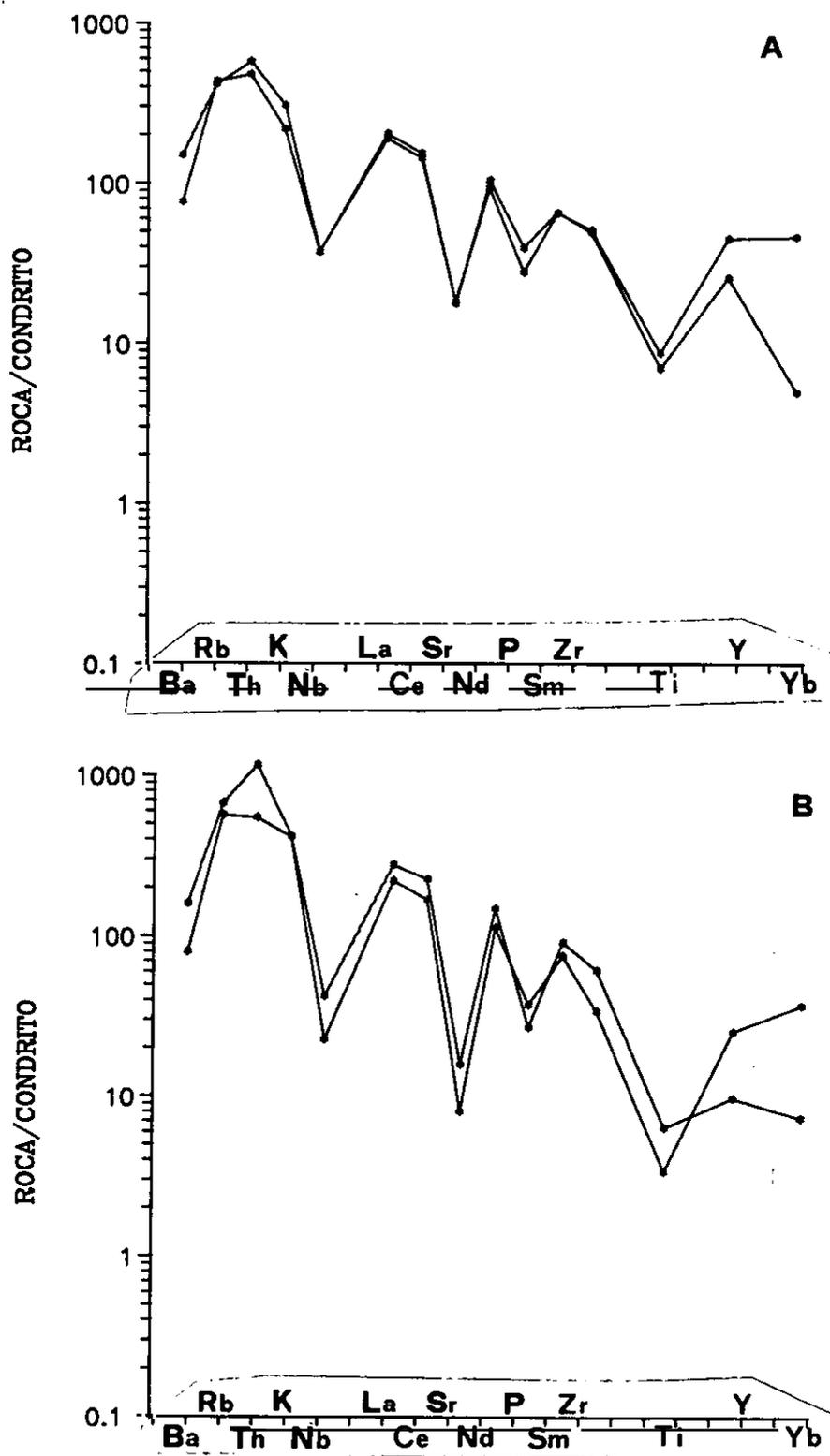


Figura 111.-Aracnigramas normalizados a los valores condríticos de Thompson et al. (op. cit.). A.-Granitos de Moncloa. B.-Granitos de Villanueva.

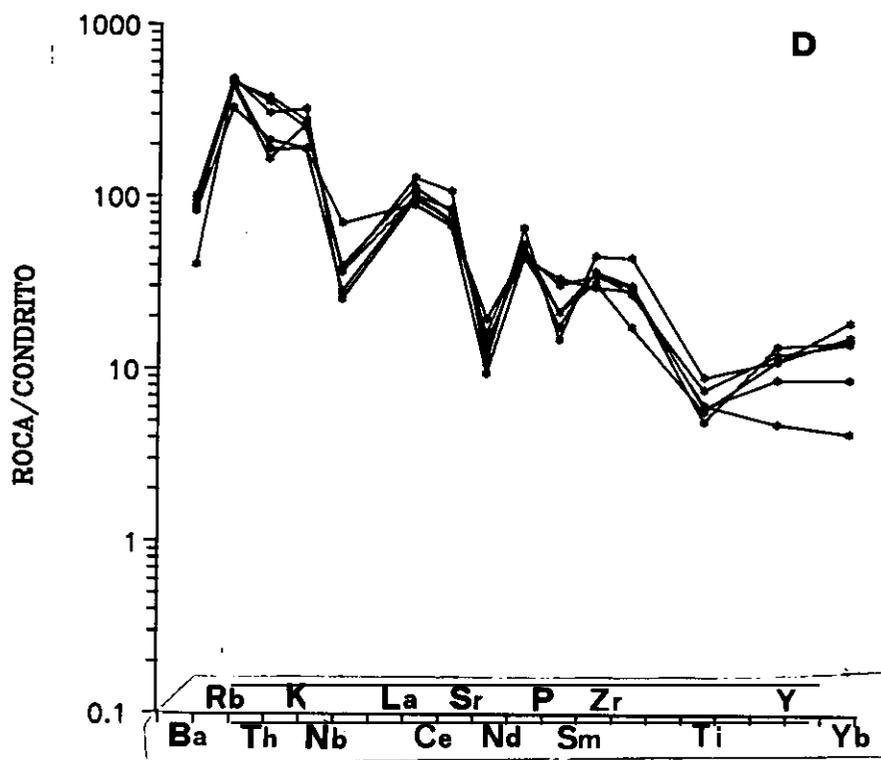
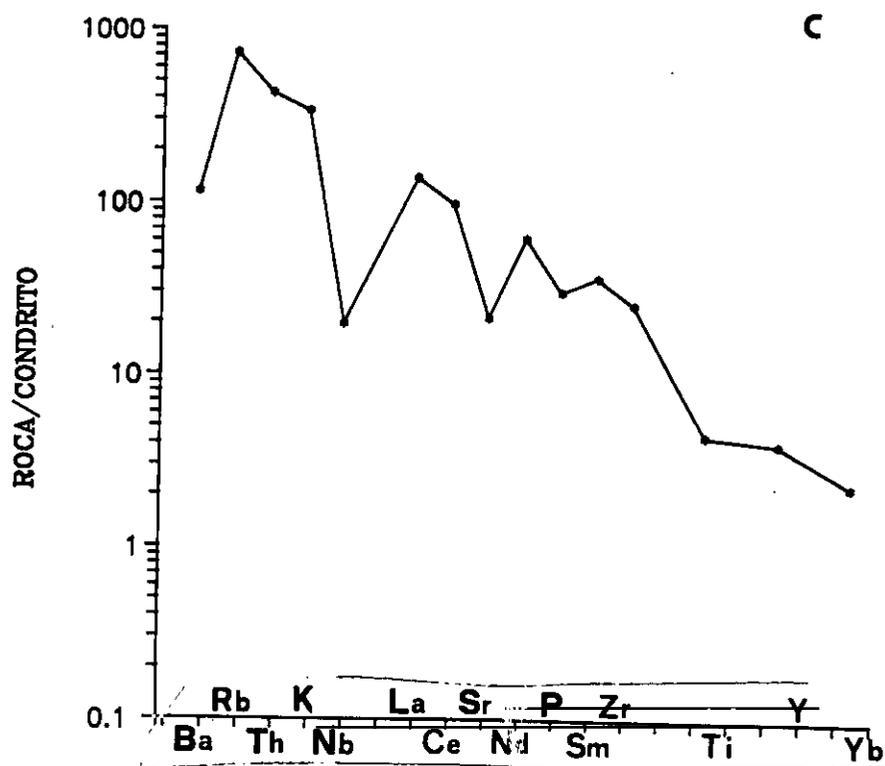


Figura 111.-Continuación. C.-Granitos de Fuente-Topino. D.-Granitos de Layos.

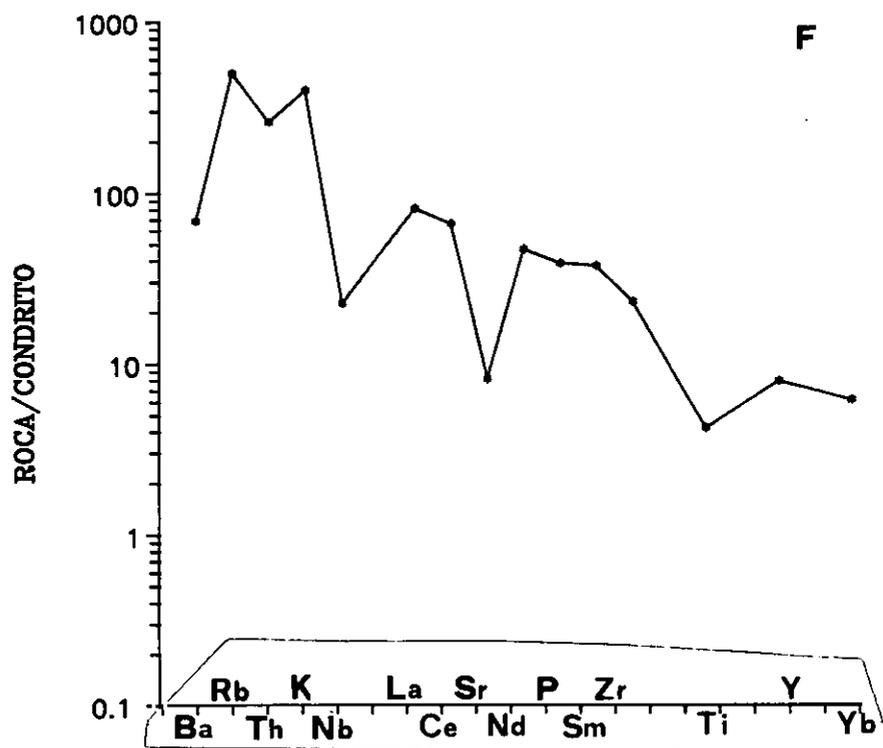
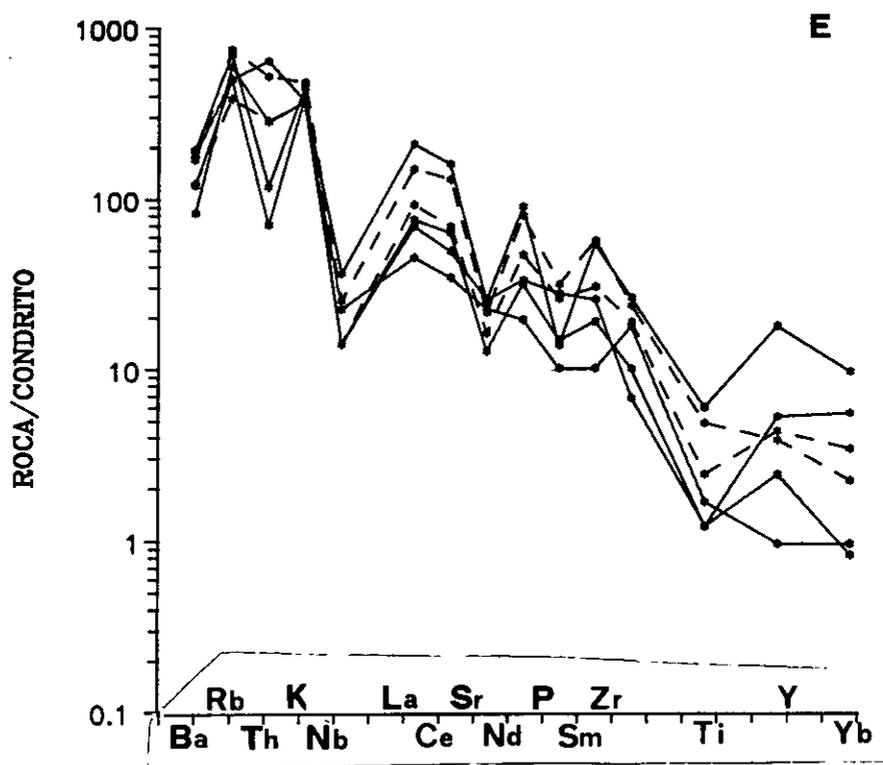


Figura 111.-Continuación. E.-Granitos de tipo Cervatos. F.-Granito de Fuente-Higuera.

ya hicimos para los granitoides calcoalcalinos.

Los arcnogramas normalizados a valores condriticos de Thompson et al., (1984) (fig. 111) son muy similares en todos los granitos peraluminicos, marcándose bien anomalías negativas en Nb, Sr, P y Ti, que los hace perfectamente comparables a los arcnogramas que dichos autores dan como ejemplos de granitos S. No obstante, existen algunas diferencias, sobre todo en los elementos Y e Yb, que deben estar relacionadas con contenidos variables en minerales accesorios que pueden concentrar dichos elementos, entre ellos el granate. En general, los tipos moderadamente peraluminicos de Moncloa y Villanueva tienden a presentar los arcnogramas más enriquecidos. Los tipos de Layos y los leucogranitos de tipo Cervatos, Fuente Higuera y Fuente Topino, tienden en cambio a presentar contenidos menores en elementos trazas, y en varias muestras de estos tres tipos se observan anomalías negativas en Th de amplitud variable.

Los patrones de elementos trazas normalizados al ORG de Pearce et al. (1984) son también bastante similares en todos los tipos graniticos peraluminicos, presentando anomalías negativas en Ba, y más marcadas en Nb y Zr, y contenidos variables en Y e Yb. El carácter quizá más destacable son los menores contenidos en Zr, Y e Yb en los tipos leucograniticos de Cervatos. En todos los casos son arcnogramas muy similares a los que estos autores dan para granitos sin- o post-colisionales (fig. 112).

Para el análisis de la variabilidad geoquímica de los elementos trazas se han realizado diagramas de variación con SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación (fig. 113).

En los *granitos de tipo Moncloa* los elementos de alto radio iónico (LILE) tienden a presentar pautas de tendencia curvilínea con inflexiones para valores de SiO<sub>2</sub> de ~67%, similares a las que se observaban también para algunos elementos mayores. El Ba presenta un aumento en los términos más básicos hasta el punto de inflexión a partir del cual disminuye. Se trata de un comportamiento similar al que presentaba el Ca. El Rb tiene un rango de variación muy pequeño, con una ligera tendencia a disminuir con la diferenciación. El Sr parece presentar un ligero descenso en los términos más básicos y un pequeño aumento a partir de los valores de SiO<sub>2</sub> de 67%. Este tipo de pautas de variación, al igual que ocurría con el Ca y los álcalis, pueden deberse a procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa y feldespato potásico.

Los elementos de alto potencial (HFSE), Th y Zr tienden a mantenerse constantes o a disminuir ligeramente con la diferenciación, mostrando pues un carácter débilmente compatible. El Y, sin embargo, disminuye ligeramente hacia los términos más básicos, presentando un carácter

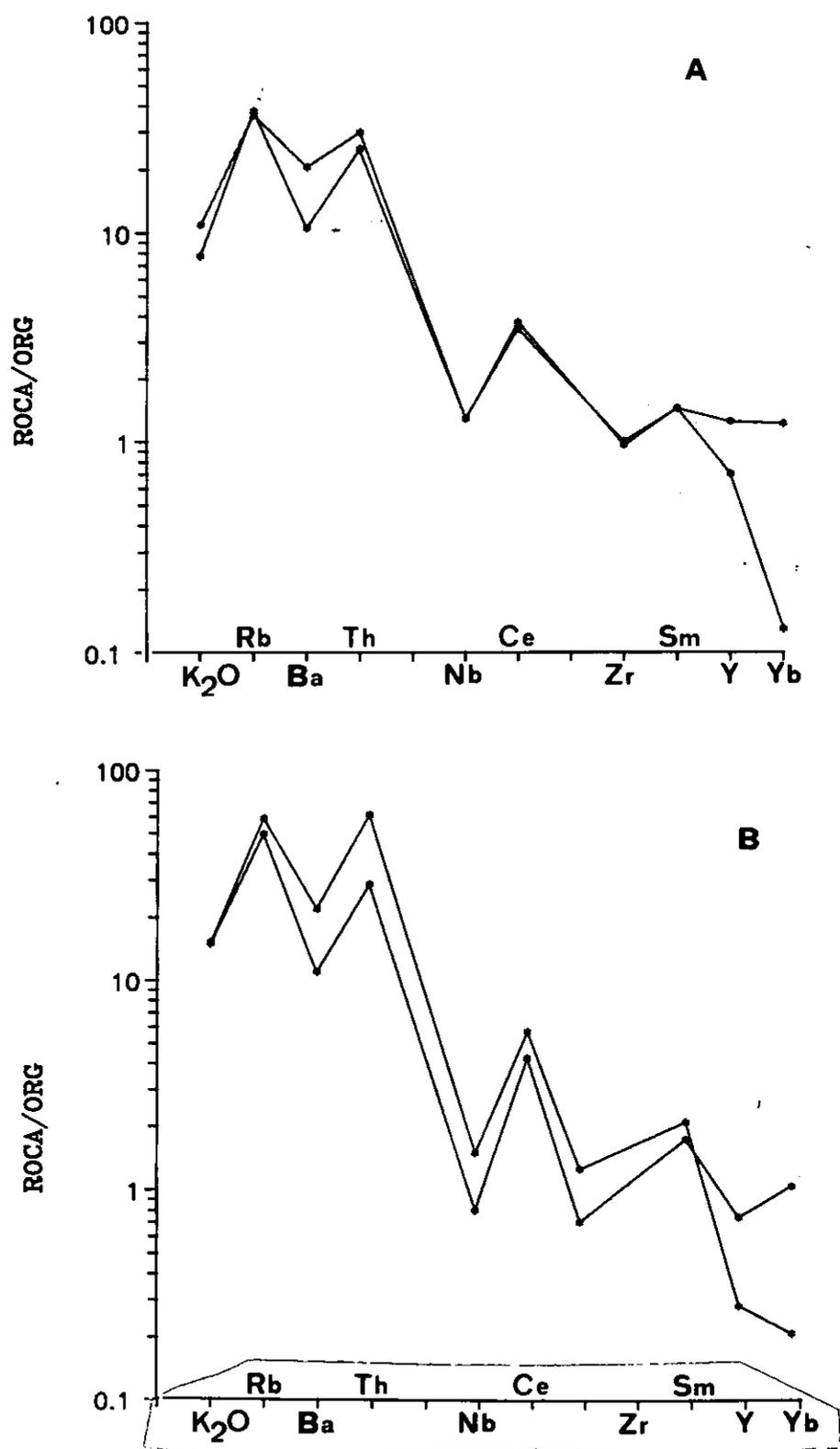


Figura 112.-Aracnigramas normalizados a los valores del ORG de Pearce et al. (1984). A.-Granitos de Moncloa. B.-Granitos de Villanueva.

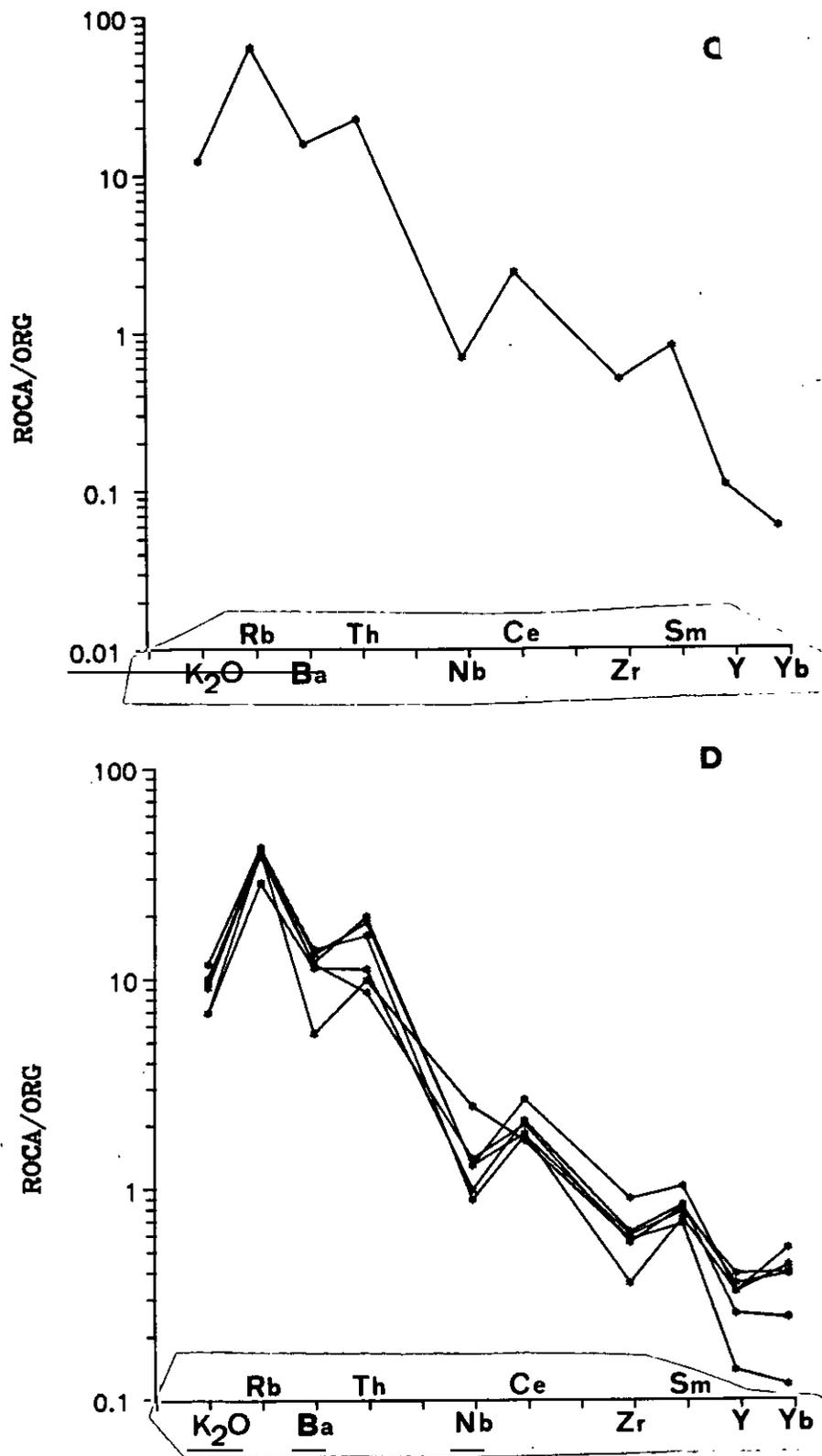


Figura 112.-Continuación. C.-Granitos de Fuente-Topino. D.-Granitos de Layos.

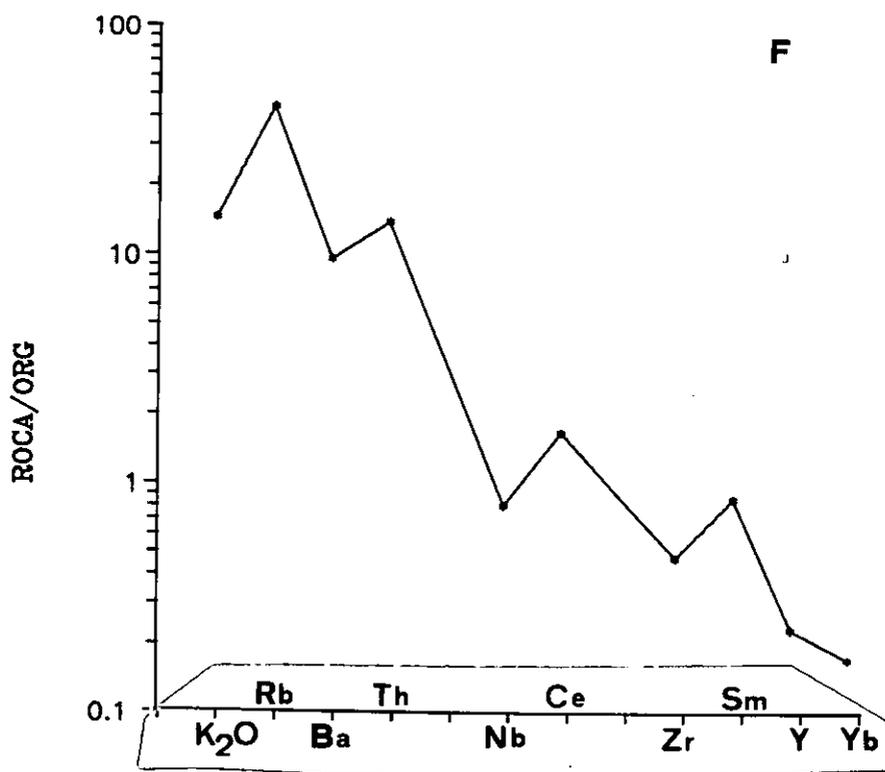
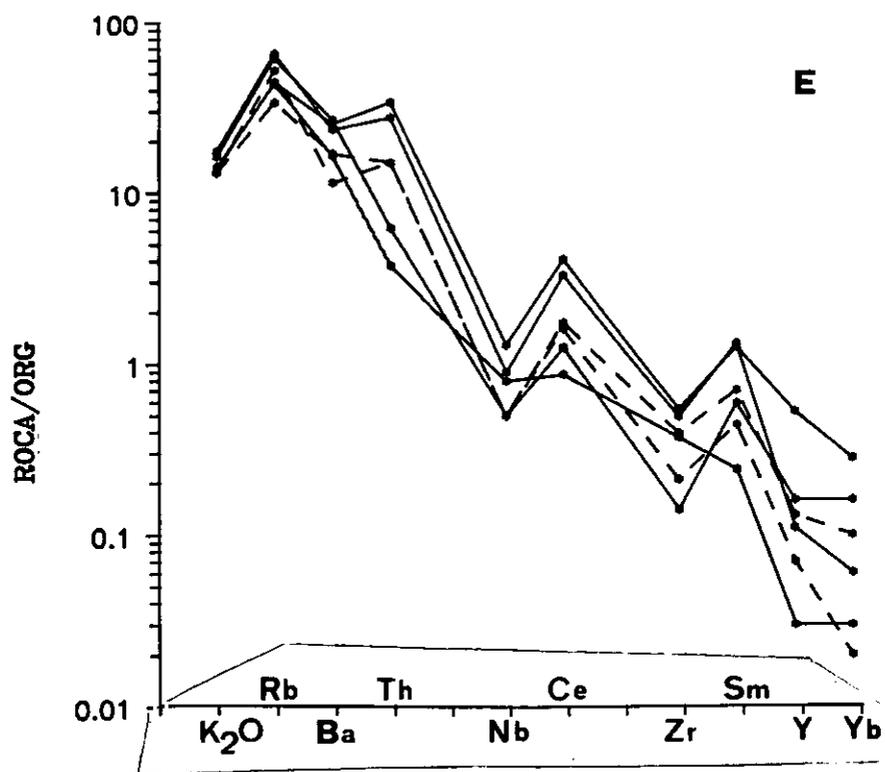


Figura 112.-Continuación. E.-Granitos de Cervatos. F.-Granito de Fuente-Higuera.

claramente compatible. El Nb es el único elemento de este grupo que parece mostrar un cierto aumento con la diferenciación. El carácter compatible del Y debe estar relacionado con la cristalización temprana de alguna fase accesoria con un alto Kd para este elemento, como puede ser el apatito o la monacita.

En general, los elementos de tipo metálico Cr y Ni muestran una elevada dispersión de valores. Puede decirse que se trata de contenidos elevados para este tipo de rocas y contrastan con los valores bajos que presentan algunos de los otros grupos peralumínicos del sector.

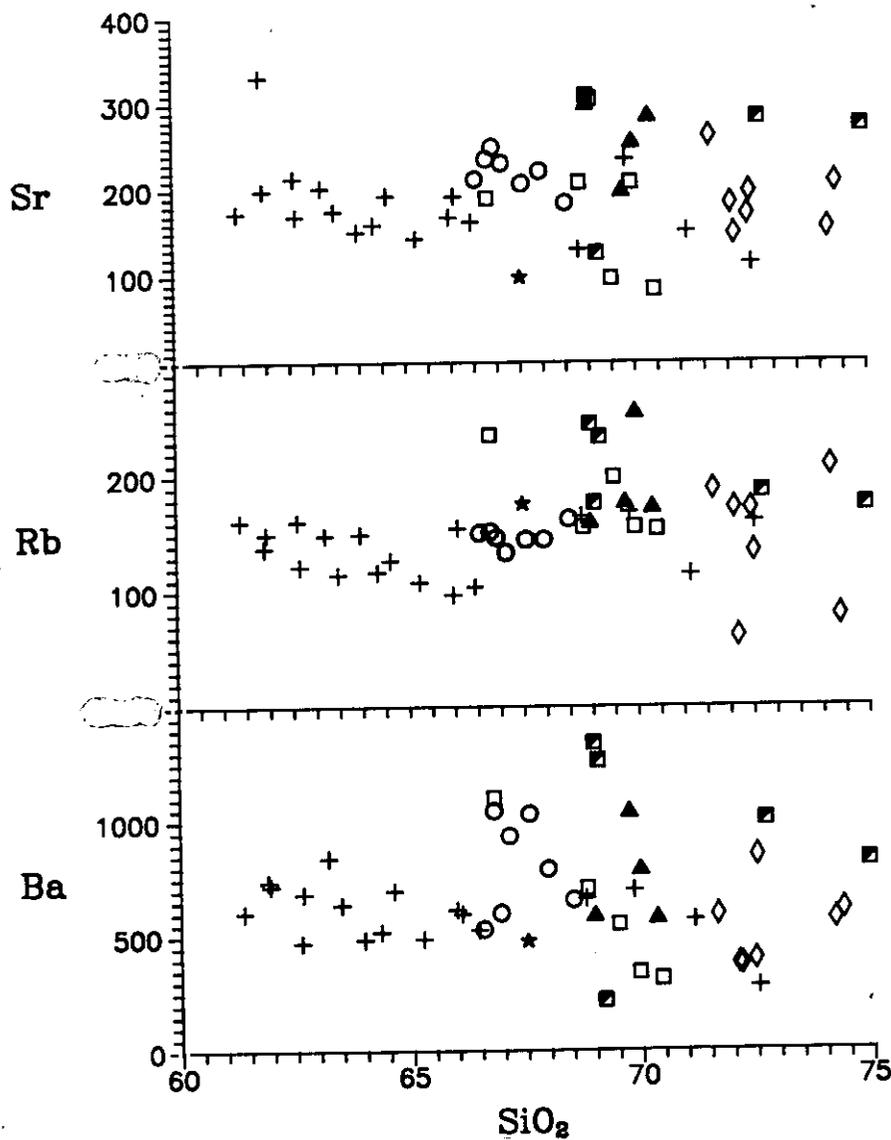


Figura 113.-Diagramas de Harker para los elementos trazas de los granitoides peralumínicos. Mismos símbolos que en la figura 102.

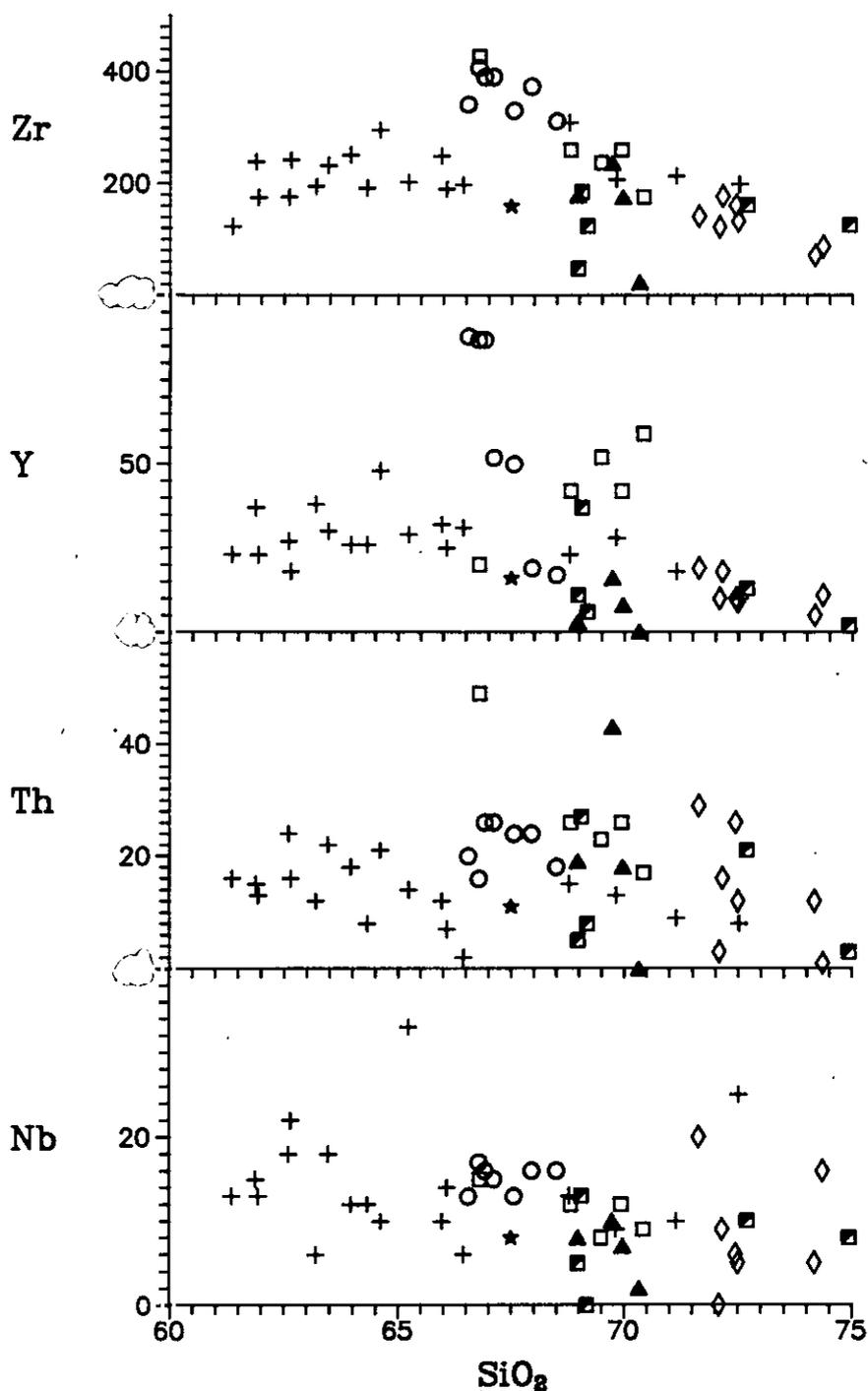


Figura 113.-Continuación.

El grupo de elementos de las tierras raras se ha determinado en dos muestras. Como puede observarse en la figura 114 existe gran similitud de contenidos en tierras raras ligeras (TRL), que contrasta con el muy distinto grado de fraccionamiento en tierras raras pesadas (TRP), ( $Gd_N/Lu_N$   $7.6 \cdot 10^{-6}$  y  $6.9$  en los dos casos). Esta diferencia en TRP está, sin duda relacionada con la presencia de granate en una de las muestras. Ambos espectros muestran una anomalía negativa en Eu, algo más

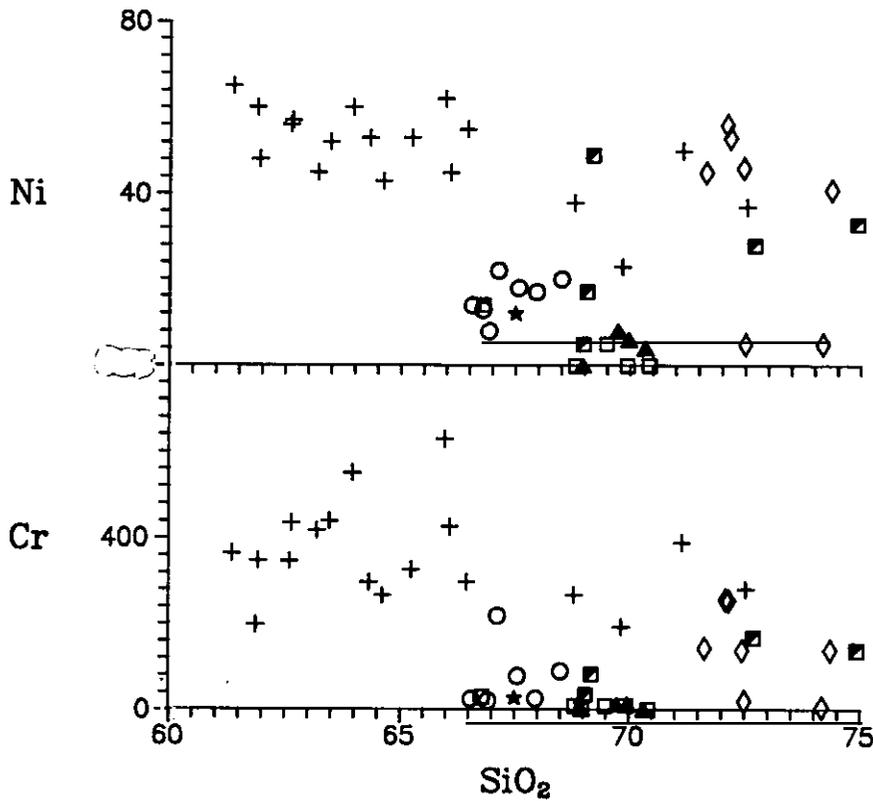


Figura 113.-Continuación.

marcada en el espectro menos fraccionado.

En cuanto a los *granitos de tipo Villanueva*, los elementos LIL tienden a presentar un carácter moderadamente compatible, algo más marcado quizá en el Ba y más dudoso, por su dispersión, en Sr. Este comportamiento debe estar relacionado con la cristalización más o menos paulatina de biotita y feldespato, ya que aquella concentra preferentemente el Ba, la plagioclasa el Sr y el feldespato potásico el Ba y Rb.

Los elementos HFS como el Nb, Zr y Th presentan un comportamiento ligeramente compatible. Los contenidos en Th, sobre todo en el tipo más básico, son ligeramente elevados con respecto a los de los otros granitos peralumínicos del área. El Y, en cambio, presenta un aumento moderado con la diferenciación. Estas pautas de evolución en los HFSE están fundamentalmente relacionadas con el momento en el que cristalizan las distintas fases accesorias tales como circón, apatito, monacita, etc.

Los elementos de tipo metálico Cr y Ni se presentan en contenidos muy bajos y parecen descender con la diferenciación.

Por último, con respecto a los elementos del grupo de las tierras raras (fig. 114), podemos decir que suelen mostrar contenidos elevados en TRP con respecto al resto de los granitoides peraluminicos del área. Al igual que en el caso anterior, existe una gran diferencia en el grado de fraccionamiento de las TRP que, una vez más, debemos atribuir a la presencia de granate en una de las dos muestras. Ambos espectros presentan anomalía negativa de Eu indicando una cierta extracción de plagioclasa.

Los escasos datos de que se dispone de los *granitos de tipo Fuente Topino* no nos permiten hacer un estudio preciso de la variabilidad geoquímica de sus elementos trazas. Los elementos LIL como el Ba y Sr tienden a presentarse en contenidos elevados, y haciendo excepción del segregado cordierfítico, parece que el primero tiende a aumentar, mientras que el segundo disminuye con la diferenciación. El Rb asimismo también parece aumentar hacia los tipos más ácidos. La muestra del segregado cordierfítico presenta valores más bajos en Ba y Rb, y algo superiores en Sr con respecto a las otras tres muestras. Los contenidos en elementos HFS son siempre superiores en el granito con respecto al segregado. Cr y Ni presentan valores muy bajos. El único espectro de tierras raras se caracteriza por un elevado grado de fraccionamiento ( $La_N/Lu_N = 52.6$ ), sin duda el más fraccionado de todos los granitoides peraluminicos del área. Este grado de fraccionamiento es mayor para las TRP ( $La_N/Sm_N = 3.78$ ,  $Gd_N/Lu_N = 6.56$ ) y debe estar relacionado con una casi total ausencia de fases accesorias ricas en TRP.

Con respecto a los *granitoides de Layos*, por lo general presentan contenidos en elementos trazas más dispersos y unas pautas de variación más complicadas que las de los elementos mayores. No obstante, los elementos LIL presentan rangos de variación limitados descendiendo ligeramente sus contenidos con el aumento en  $SiO_2$ . Algo parecido se observa en los HFSE, ya que el Nb, Th e Y presentan variaciones pequeñas, tendiendo quizá a descender ligeramente hacia los tipos más ácidos, mientras que el Nb se encuentra algo más disperso y no presenta una clara pauta de variación.

Otros elementos trazas, como el Cr y el Ni se presentan en contenidos bastante elevados, sobre todo el Cr, y tienden a disminuir hacia los términos más ácidos. Estos elevados contenidos en elementos metálicos deben estar relacionados con las también elevadas proporciones de fases ferromagnesianas que pueden ser relativamente ricas en estos elementos.

Por último, los espectros normalizados de TR de estos granitos se caracterizan por presentar

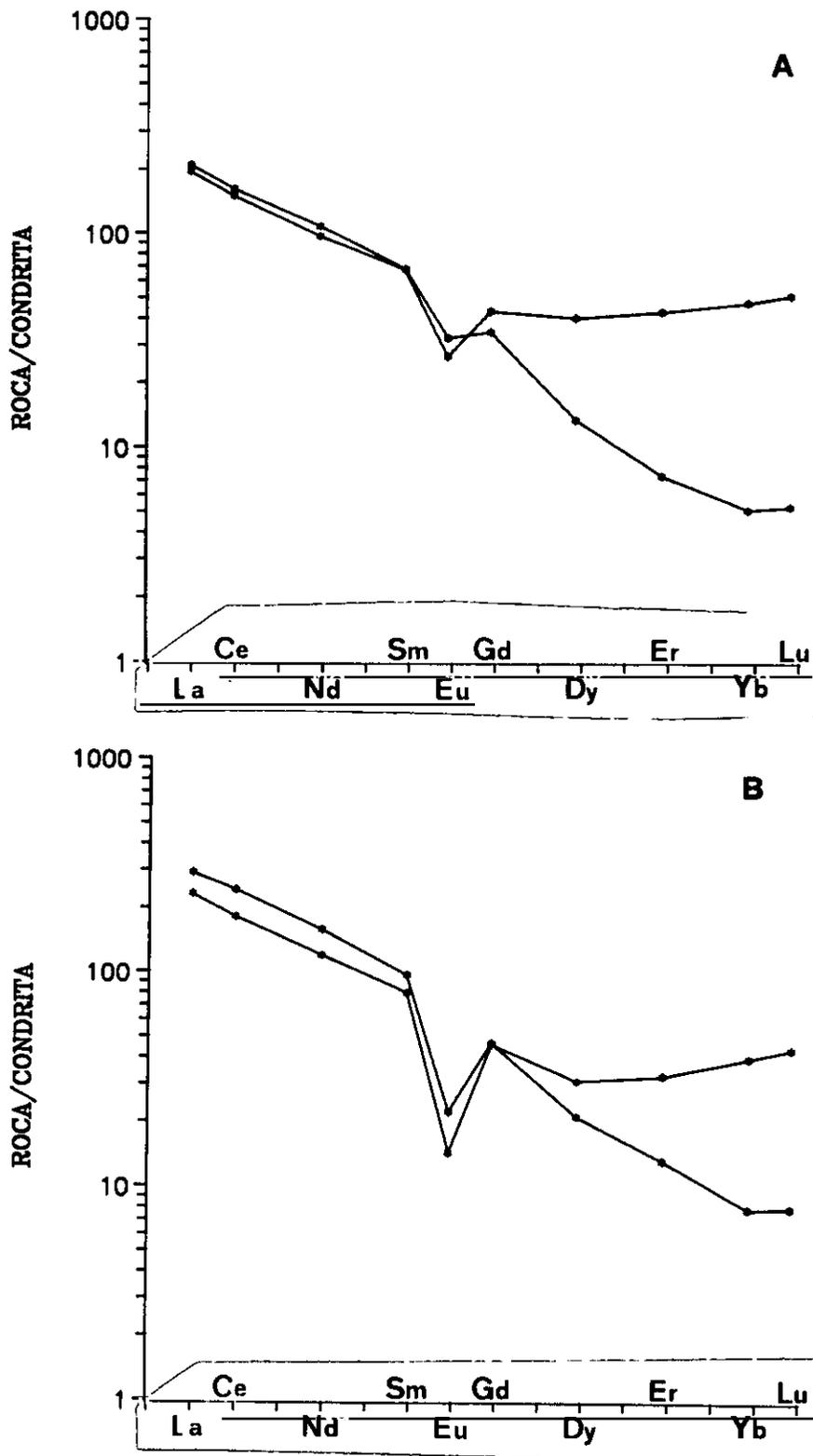


Figura 114.-Espectros de TR normalizados al condrito (Masuda et al., 1973). A.-Granitos de Moncloa; B.-Granitos de Villanueva.

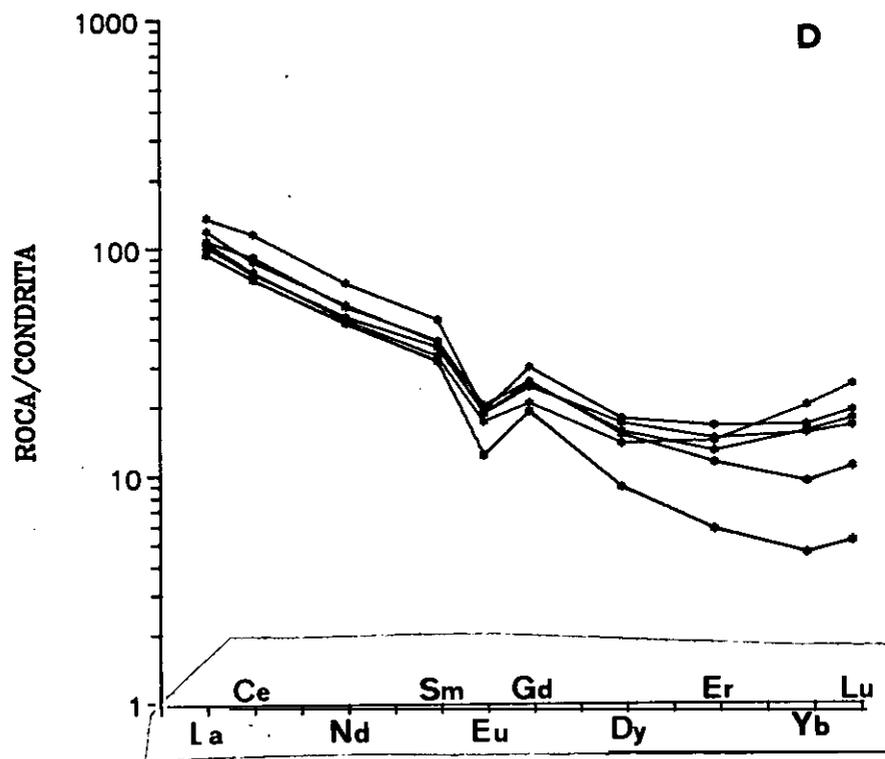
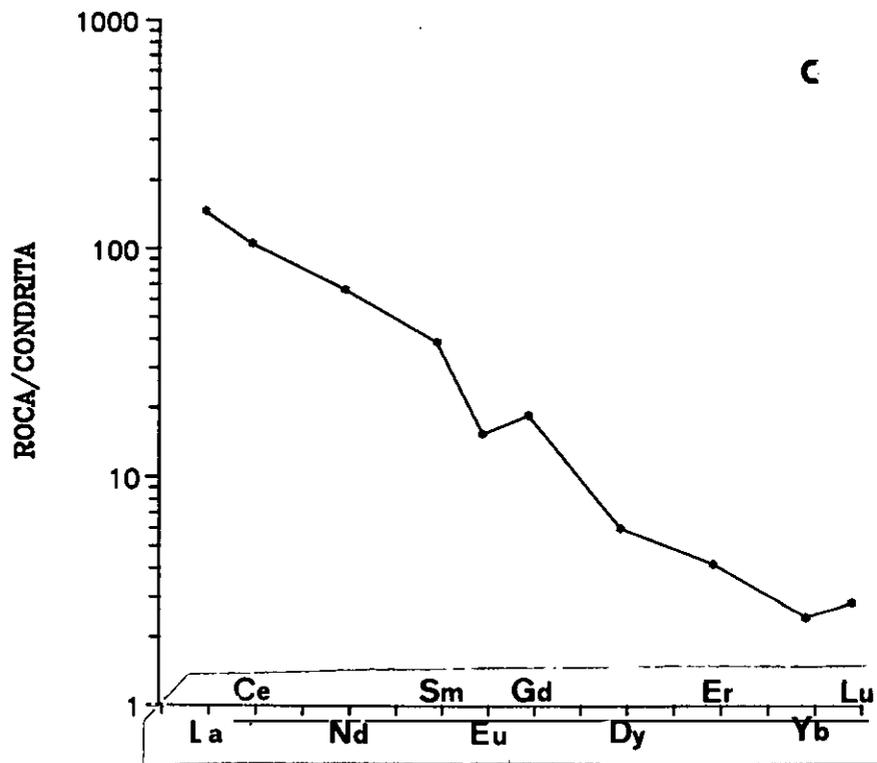


Figura 114.-Continuación. C.-Granitos de Fuente-Topino; D.-Granitos de Layos.

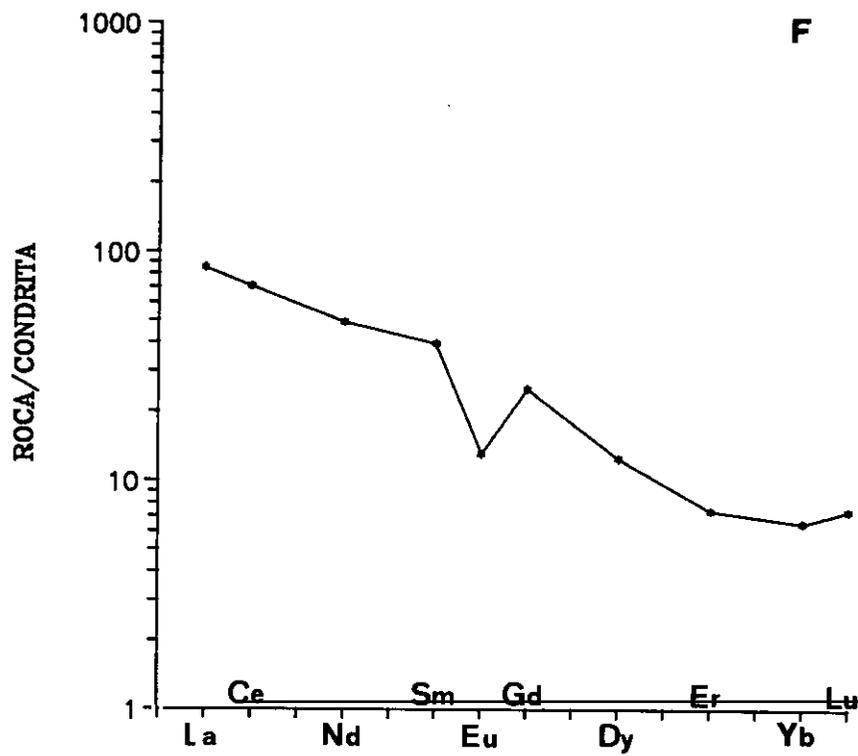
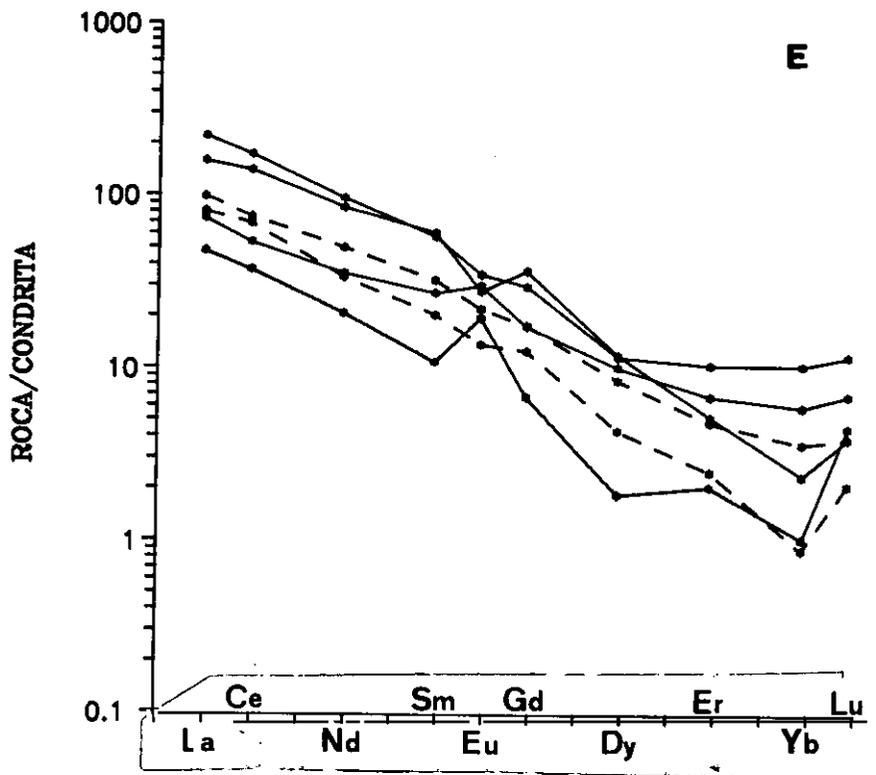


Figura 114.-Continuación. E.-Granitos de Cervatos; F.-Granito de Fuente-Higuera.

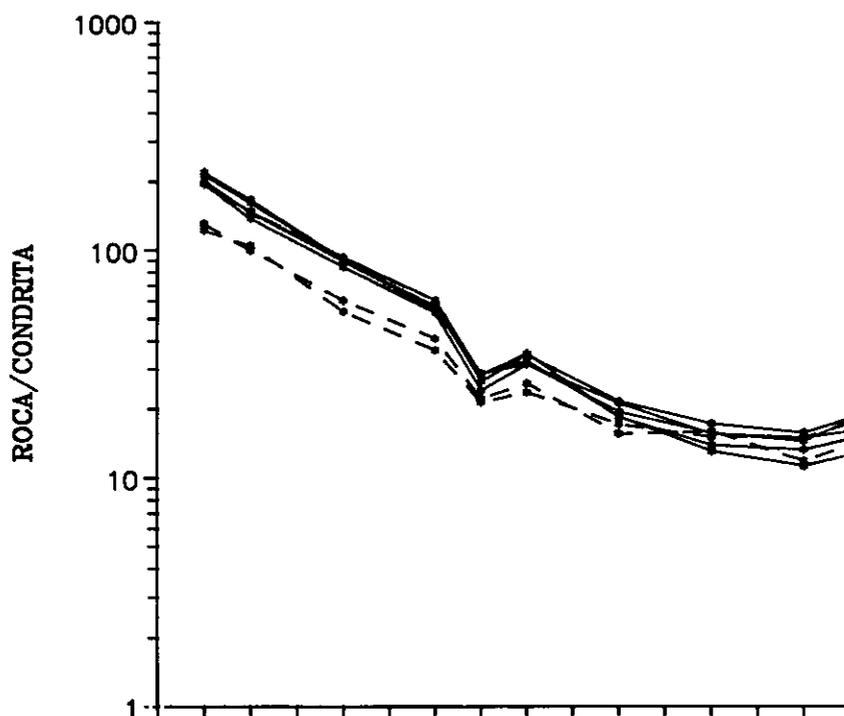


Figura 114.-Continuación. Rocas metapelíticas. Continuo: mesosomas de granulitas migmatíticas; Trazos: paragneises.

un grado de fraccionamiento de TRL muy similar desde los tipos tonalíticos hasta los monzogranitos, mientras que existe una mayor variación en cuanto a las TRP ( $Gd_N/Lu_N$  entre 0.8 y 36.0). Todos los espectros muestran además una moderada anomalía negativa de Eu. Existe una tendencia hacia mayores contenidos totales en TR en los tipos menos diferenciados, como se observa en el diagrama Sum TR-SiO<sub>2</sub> (fig. 115).

En los *leucogranitos de tipo Cervatos*, las ya comentadas diferencias geoquímicas en elementos mayores alcalinos entre los leucogranitos pertenecientes a leucosomas, y los de macizos de gran entidad, se ponen también claramente de manifiesto al estudiar los elementos LIL. Estas diferencias dan lugar a diagramas con pautas de variación muy dispersas. De forma general podemos decir que los leucosomas, con respecto a los otros leucogranitos, presentan contenidos marcadamente superiores en Ba y Sr y también, aunque de forma menos evidente en Rb. Esto provoca que sólo los leucogranitos de macizos grandes se proyecten alineados con la pauta de variación de los granitos de tipo Layos, mientras que los leucosomas tienden a quedar desplazados de esta línea.

En los elementos HFS como el Nb, Zr, Y y Th no parece haber diferencias destacables entre uno y otro tipo de leucogranitos. Sus variaciones entran dentro del rango de las que presentaban estos

mismos elementos en los granitos de Layos.

Cr y Ni presentan elevados contenidos para el grado de acidez de estas rocas, tendiendo los leucosomas a presentar menores contenidos en Ni. En general su variación es del mismo rango que el los granitos de Layos.

Por último, los espectros normalizados de TR de estas rocas presentan varias características destacables: En primer lugar, los contenidos totales en TR son muy variables, observándose una tendencia a presentar los mayores valores en los tipos menos diferenciados, como demuestra el diagrama SumTR-SiO<sub>2</sub> (fig. 115). En segundo lugar, se pueden observar anomalías negativas, nulas o incluso positivas de Eu. Estas últimas son típicas de algunos fundidos graníticos de composición mínima generados por procesos de fusión en desequilibrio en ambientes relativamente anhidros (Moller y Muecke, 1984; Barbey et al., 1989), o también quizá puedan ser consecuencia de algún proceso de acumulación de feldespatos como señala Sawyer (1987) para leucosomas de migmatitas.

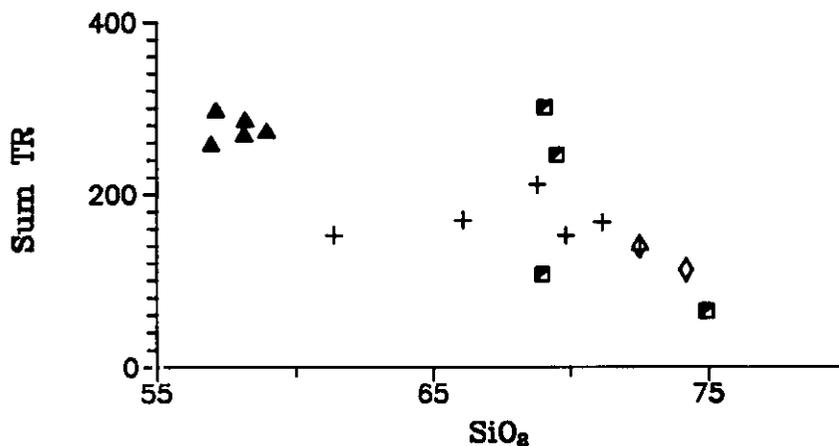


Figura 115.-Diagrama Suma de TR-SiO<sub>2</sub>. Triángulos: granulitas migmatíticas; Cruces: granito de Layos; Rombo; leucogranitos de Cervatos; Cuadrados: leucosomas.

#### 4.6.-PETROGENESIS

Todos los granitoides peralumínicos del CAT pueden adscribirse, de acuerdo con las rocas con las que se asocian y a su relación con ellas, como *granitos de aureola regional* (White et al., 1974; White y Chappell, 1983), o en una nomenclatura menos confusa, como *granitos ligados a terrenos migmatíticos*. Existen en todos los granitos peralumínicos de Toledo gran cantidad de argumentos que apoyan su origen anatético, en lugar de un origen por fraccionamiento de magmas más primitivos. Reúnen una serie de características que cumplen, en general, los granitoides para autóctonos, no excesivamente movilizados desde su área de generación, y también granitoides más alóctonos pero de carácter sintéctónico catazonal. En primer lugar, la ausencia de aureola de metamorfismo de contacto que indica un equilibrio térmico con las rocas circundantes. En segundo lugar, en algunos granitoides como puedan ser los tipos de Layos, se observa una clara relación espacial con sus propios protolitos de fusión. Por otra parte, como consecuencia de haberse generado en el pico metamórfico, las paragénesis de estos granitoides están en equilibrio termodinámico con la de las granulitas migmatíticas del área, en las mismas condiciones P-T, como bien se deduce de los resultados de la geotermobarometría. Sin embargo, son los caracteres geoquímicos los que más claramente apuntan a un origen anatético para los granitos peralumínicos del área. Es particularmente destacable la escasa variación en elementos trazas (LILE, HFSE, TR) y algunos mayores (CaO, Na<sub>2</sub>O) con respecto al SiO<sub>2</sub> de gran parte de estas rocas, que contrasta claramente con el usual fraccionamiento ígneo precoz de algunas fases accesorias, de la plagioclasa y de los minerales máficos de la mayoría de las series magmáticas. Se trata, en definitiva, de granitos que son consecuencia directa del evento anatético que sufre esta zona de la corteza durante el desarrollo de la tercera fase de deformación Hercílica del área, que como se ha visto, adquiere condiciones de presión, temperatura y fH<sub>2</sub>O adecuadas para que existan este tipo de procesos.

Vamos, por lo tanto en este capítulo a discutir, por un lado los mecanismos de fusión que han podido operar en el origen de estos granitoides. Por otra parte, vamos a estimar cuales han sido el mecanismo o mecanismos que han operado fundamentalmente en su diversificación. Asimismo, se va a tratar de establecer la naturaleza de los protolitos de fusión de estos grupos graníticos. Para este último objetivo hemos realizado un muestreo geoquímico en el sector de los dos principales protolitos posibles de fusión fértiles, metapelitas y ortogneises glandulares, con el objeto de evaluar su participación en la fusión. Se va a centrar este estudio fundamentalmente en los cuatro grupos peralumínicos de Moncloa, Villanueva, Layos y Cervatos, de los que disponemos de más datos y de un conocimiento más preciso.

#### 4.6.1.-MECANISMOS EVOLUTIVOS

Aunque los caracteres geoquímicos de los granitoides indican que no ha debido existir un fraccionamiento ígneo importante, en algunos de estos tipos, como Moncloa o quizá Villanueva, si que parecen haber operado en cierta manera, como veremos a continuación.

En los *monzogranitos de tipo Moncloa*, la simple observación petrográfica de su porfidismo o la presencia de *schlieren*, junto con las pautas de variación de tendencia curvilínea en algunos diagramas, parecen apuntar hacia mecanismos de fraccionamiento cristalino como responsables, en parte, de la variabilidad geoquímica de los mismos.

Si realizamos diagramas de tipo Log-Log entre elementos trazas, considerando el Y, Ba o Ni como elementos compatibles (fig. 116), como parece deducirse de sus pautas en los diagramas de variación, podemos observar pautas de fuerte pendiente, con variaciones muy grandes en el elemento compatible y pequeñas en el incompatible, que son típicas de procesos de cristalización fraccionada (Cocherie, 1986).

La escasa variabilidad geoquímica de estas rocas debe estar también posiblemente condicionada por unos protolitos de fusión de composición homogénea resta importancia a otros tipos probables de mecanismos diversificadores, como puede ser una desmezcla de restita-fundido que resulta muy difícil de valorar. La escasez de enclaves fácilmente identificables como restitas puede ser quizá un elemento indicativo de la posible operatividad de un mecanismo de este tipo.

Los *monzogranitos de tipo Villanueva*, al igual que en el caso anterior, presentan un carácter inequigranular porfídico que apunta, desde un principio, hacia la presencia de mecanismos de cristalización fraccionada. Este hecho parece además confirmarse desde un punto de vista químico al observarse pautas de fuerte pendiente negativa en diagramas Log-Log (fig. 117) considerando a elementos como el Ba o Zr de comportamiento compatible e Y como incompatible en este sistema. Por otra parte, la escasez de elementos de posible origen restítico, recordemos entre otras cosas la escasez de enclaves o minerales identificables como de naturaleza restítica, nos conduce, como en los granitos de tipo Moncloa, a considerar que la escasa variabilidad de los mismos está fundamentalmente controlada por pequeños grados de fraccionamiento cristalino.

Vamos a pasar ahora al grupo más abundante del sector, los *granitoides de Layos*. La estrecha relación espacio-temporal entre las granulitas migmatíticas, los granitos de Layos y los leucogranitos

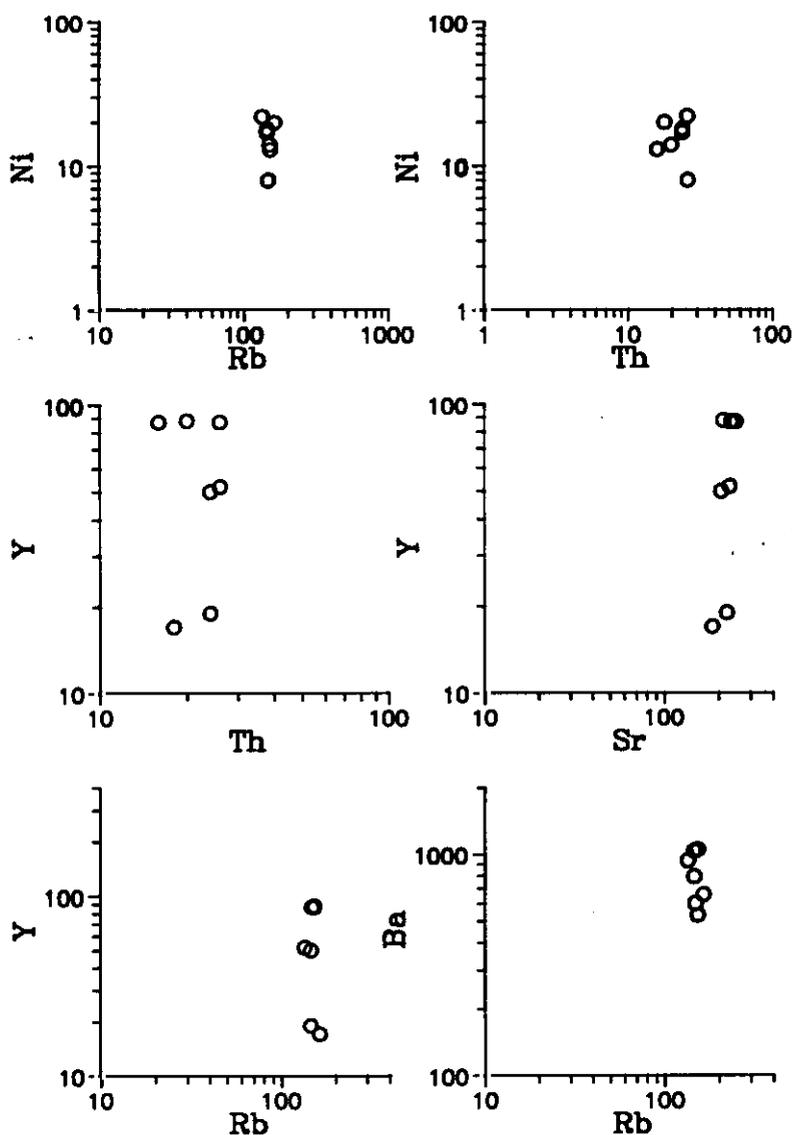


Figura 116.-Diagramas log-log de los granitos de tipo Moncloa. Ver texto.

de tipo Cervatos apuntan hacia una ligazón genética entre los tres grupos de materiales mediante un mecanismo evolutivo de tipo desmezcla restita-fundido. Un primer argumento que apoya fuertemente esta idea es el hecho de que existe una buena correlación negativa de los contenidos en cordierita modal con el aumento en  $\text{SiO}_2$  de la roca. Si aceptamos un origen restítico para este mineral, como ya veíamos en el apartado de petrografía, parece que la mayor o menor cantidad de restitas en la roca, o de otra forma, las diferentes proporciones de restitas y fundidos, pueden explicar la variabilidad geoquímica de este grupo. También los datos mineralógicos indican una gran similitud composicional entre las fases minerales, principalmente plagioclasa, biotita, cordierita y granate de las granulitas,

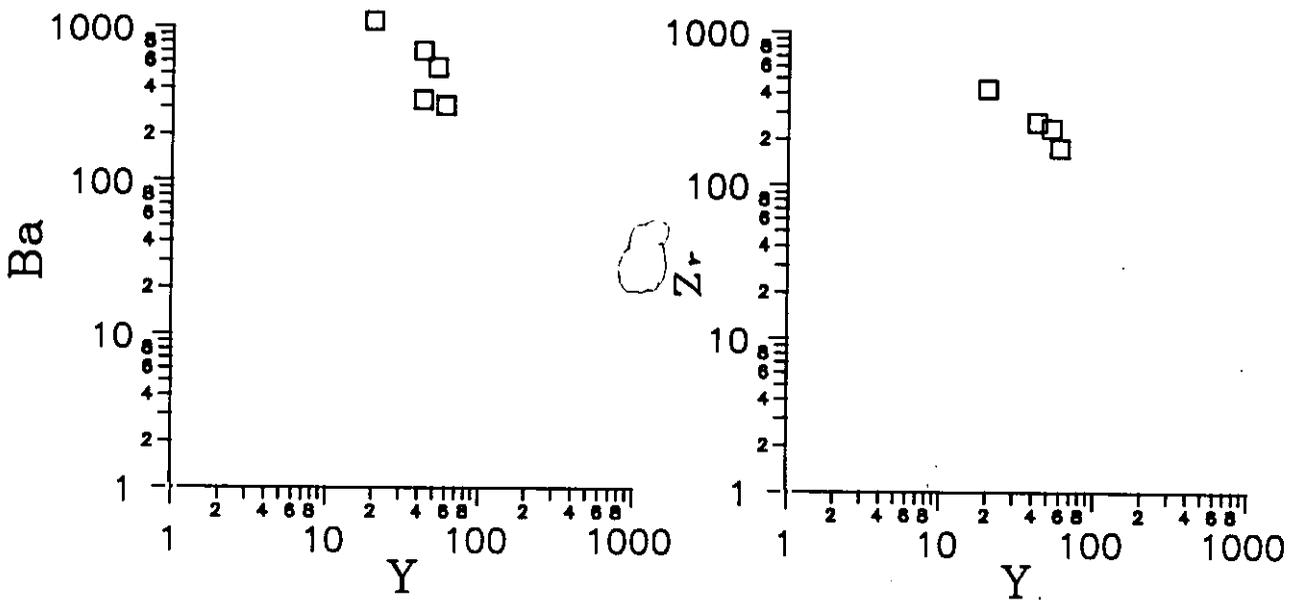


Figura 117.-Diagramas log-log para los granitoides de tipo Villanueva. Ver texto para mayor explicación.

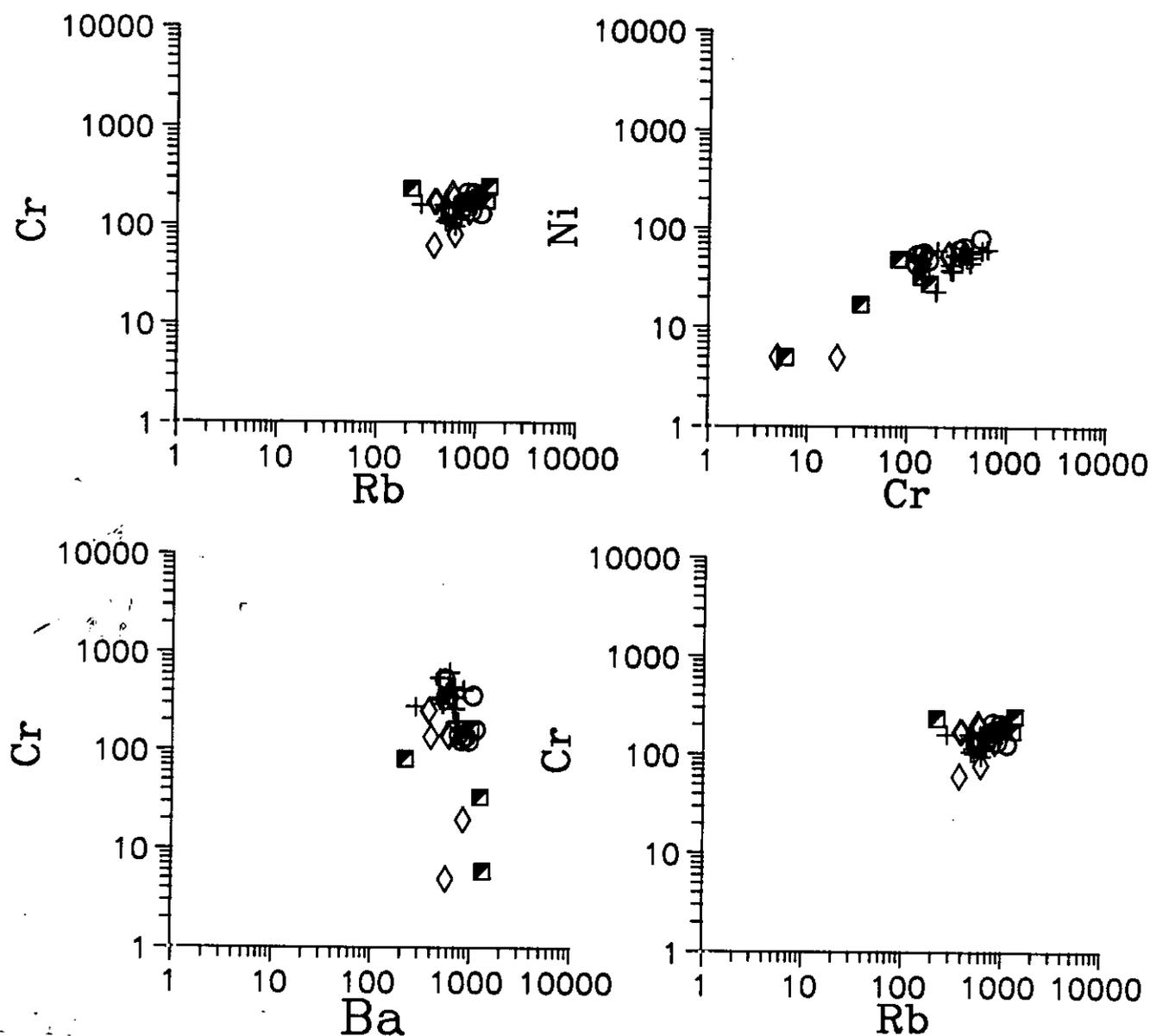
granitos de Layos y leucogranitos, que apoyan, una vez más, una estrecha relación genética entre estos tres grupos litológicos.

Por otra parte, en muchos diagramas geoquímicos de variación se pueden observar pautas evolutivas claramente lineales desde los tipos granulíticos hasta los leucogranitos, pasando por los granitoides de Layos. De hecho, desde un punto de vista geoquímico, los términos extremos pobre y rico en  $\text{SiO}_2$  de los granitos de Layos se confunden totalmente con los tipos granulíticos y leucograníticos respectivamente (fig. 109 y 113).

Aunque se ha observado en determinados lugares la presencia de variedades porfídicas del granito de Layos, definidas por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, no parece que un mecanismo de fraccionamiento pueda haber sido el principal responsable de la amplia variabilidad geoquímica de este grupo granítico. Resulta muy extraño que si la serie hubiera evolucionado por cristalización fraccionada no varíe el contenido en CaO ni la composición de la plagioclasa desde los términos tonalíticos hasta los tipos monzograníticos, ya que es muy difícil pensar que una serie granítica evolucione por cristalización fraccionada y sin ningún fraccionamiento de plagioclasa.

Tampoco se pueden invocar grados diversos de fusión parcial para explicar su variabilidad. En un proceso de este tipo cabría esperar un fuerte enriquecimiento en elementos incompatibles y una pequeña o nula variación en aquellos de comportamiento compatible en diagramas que enfrenten estos

dos tipo de elementos (Minster y Allègre, 1977). En este tipo de diagramas (fig. 118) se observan variaciones muy pequeñas en ambos elementos, por lo que no parece que diversos tasas de fusión puedan explicar su diversificación.



**Figura 118.-Diagramas entre elementos trazas compatibles e incompatibles para los granitoides de Layos. Ver texto para mayor explicación.**

Los contenidos en algunos elementos trazas, como Zr, P y Th, similares en las granulitas y en los granitos de Layos son superiores a los previstos por su solubilidad en fundidos graníticos a las temperaturas estimadas para su formación. Según las ecuaciones de Watson (1987), para las temperaturas estimadas en torno a los 800°C, los contenidos en Zr, TRL y P para saturar un fundido

granítico en circón, monacita y apatito no superan las 140-170 ppm de Zr, 150-200 ppm de TR y 75-100 ppm de P. Estos límites son claramente superados, sobre todo por el Zr y P, lo cual apunta a que el circón y el apatito deben tener también, en parte, un origen heredado. Por otra parte, existe una correlación inversa entre la suma total de TR y el SiO<sub>2</sub> (fig. 117), desde las granulitas, a los granitos de Layos y leucogranitos (exceptuando a los leucosomas), lo cual sugiere también que las fases accesorias, que suelen tener altos Kd para estos elementos, pueden ser, también en parte, de origen residual, o bien estar incluidos en los residuos de fusión (Barbey et al., 1990), estando controlada su mayor o menor cantidad por la proporción de material restítico constituyente del granito.

Por todos estos argumentos, tanto de índole petrográfica, mineralógica y geoquímica, parece que el mecanismo diversificados más importante que puede explicar la variabilidad geoquímica de esta serie, es un mecanismo de desmezcla restita-fundido, en el cual el polo restítico estaría representado por las granulitas migmatíticas, mientras que el polo de los fundidos correspondería a los leucogranitos de tipo Cervatos (excluyendo a los pequeños leucosomas).

Una estimación de los contenidos máximos en restita de los granitos de Layos basada en las pautas de variación lineales en los diagramas geoquímicos, indican que para los tipos más máficos (SiO<sub>2</sub> 61-63%) la cantidad de componente restítico debe estar en torno al 65% del total del granito, mientras que para los tipos más diferenciados (SiO<sub>2</sub> 67-68%) este valor debe estar en torno al 20-30%. Estas estimaciones están de acuerdo con las observaciones modales de estas rocas. De esta forma, en los tipos más máficos los contenidos en cordierita modal están alrededor del 30%; si además, siguiendo a Chappell et al., (1987), consideramos que posiblemente un 70% del cuarzo de la roca puede tener un origen restítico, aunque éste no sea fácilmente identificable, y que quizá algo de plagioclasa, biotita y feldespato potásico en exceso en la reacción de fusión incongruente por deshidratación de la biotita, puedan ser también heredados, tendremos unas elevadas proporciones de restita, que se complementan con unas proporciones de fundido que posiblemente variarán desde un 30% aproximadamente en los tipos más básicos, hasta cerca de un 70% en los más diferenciados. Estas proporciones de fundido, incluso las más bajas, son mayores que el porcentaje reológico crítico (RCPM), por lo que en un ambiente de clímax tectonometamórfico como el reinante en la región es posible que pueda producirse la segregación y homogeneización, al menos parcial, del magma granítico.

El hecho de que el polo ácido de la línea de desmezcla propuesto para explicar la variabilidad de los granitos de Layos sean los *leucogranitos de tipo Cervatos*, nos induce a pensar que quizá la principal causa de su variación química sea ese mismo proceso de desmezcla restita-fundido. En

---

realidad nos encontramos ante una parte muy rica en líquido con cantidades variables, pero siempre pequeñas, de material restfítico. En este punto conviene matizar, una vez más, que la composición de los leucogranitos que son el polo ácido de la línea de desmezcla corresponde a la de los macizos grandes y no a la de las pequeñas bandas centimétricas o leucosomas, que como ya hemos visto, no se alinean con la citada línea y no presentan además composición de fundidos mínimos. Este último hecho es relativamente frecuente en otras migmatitas con porfiroblastos de granate como son muchas de las aquí tratadas.

No resulta fácil evaluar si ha existido, y en su caso que importancia han tenido, procesos de cristalización fraccionada, habida cuenta de que los datos de elementos trazas de que se dispone son algo dispersos y no se pueden establecer de forma clara cuales son los elementos compatibles e incompatibles. Un futuro muestreo más detallado de este tipo de materiales nos ayudará, sin duda, a comprender mejor sus mecanismos evolutivos.

#### 4.6.2.-NATURALEZA DE LAS FUENTES

En el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) (fig. 119) hemos proyectado los datos disponibles de metapelitas de alto grado del CAT, metapelitas de la Sierra de Guadarrama (Villaseca, 1983); el campo de variabilidad de composiciones medias de sedimentos grauváquicos (McRae y Nesbitt, 1980); la composición del "North American Shale Composite" (NASC) (Groomet et al., 1984) y ortogneises del CAT, con el objeto de poder acercarnos a una estimación cuantitativa de los protolitos de fusión más probables para dar lugar a las series peralumínicas aquí estudiadas. Se han proyectado estas composiciones en los diagramas de variación, tanto de elementos mayores como de trazas (fig. 109 y 113). A priori, por criterios petrográficos de campo no parece que los materiales ortogneísicos hayan podido jugar un papel importante como protolitos de fusión, habida cuenta de que no aparecen prácticamente migmatizados, a diferencia de lo que ocurre con los sedimentos pelíticos.

Para los *monzogranitos de tipo Moncloa*, si aceptamos que parte de su variabilidad geoquímica es consecuencia de un proceso de cristalización fraccionada, no podemos pensar en los ortogneises del sector como posibles protolitos de fusión ya que se trata de rocas más ácidas que los propios granitos. Parece pues más probable que se trate de un material de tipo paraderivado. La escasa variabilidad geoquímica de estos granitoides, su mayor concentración en CaO y Na<sub>2</sub>O (el máximo de los granitos peralumínicos del sector), y su no excesiva riqueza en cuarzo, apuntan hacia una fuente no muy rica en este mineral, relativamente homogénea, de sedimentos no excesivamente maduros. Todos estos datos apuntan hacia un posible protolito de tipo grauváquico, ya que éstos, además de ser sedimentos más inmaduros, y por lo tanto con menor contenido en cuarzo, pueden presentar suficientes contenidos en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> (ver análisis medios de este tipo de materiales en Pettijohn, 1957 y McRae y Nesbitt, 1980) como para poder formar, por fusión, líquidos graníticos. Como señalan White y Chappell (1988) la fertilidad de un protolito sedimentario, entendiendo como tal su capacidad para producir un magma granítico por fusión, es fundamentalmente dependiente de la presencia de suficientes contenidos en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>. No abundan en el sector materiales metasedimentarios de tipo grauváquico, pero en todo el Alcuense de la zona Centro-Ibérica, (Complejo Esquisto Grauváquico) sí son predominantes (San José et al., 1991).

Para el grupo de *granitoides de Villanueva*, dada su composición química y a falta de datos isotópicos, parece que un protolito grauváquico, quizá algo más pobre en Na<sub>2</sub>O y más silíceo que el propuesto anteriormente, puede tener una composición adecuada para ser el protolito de estos granitoides.

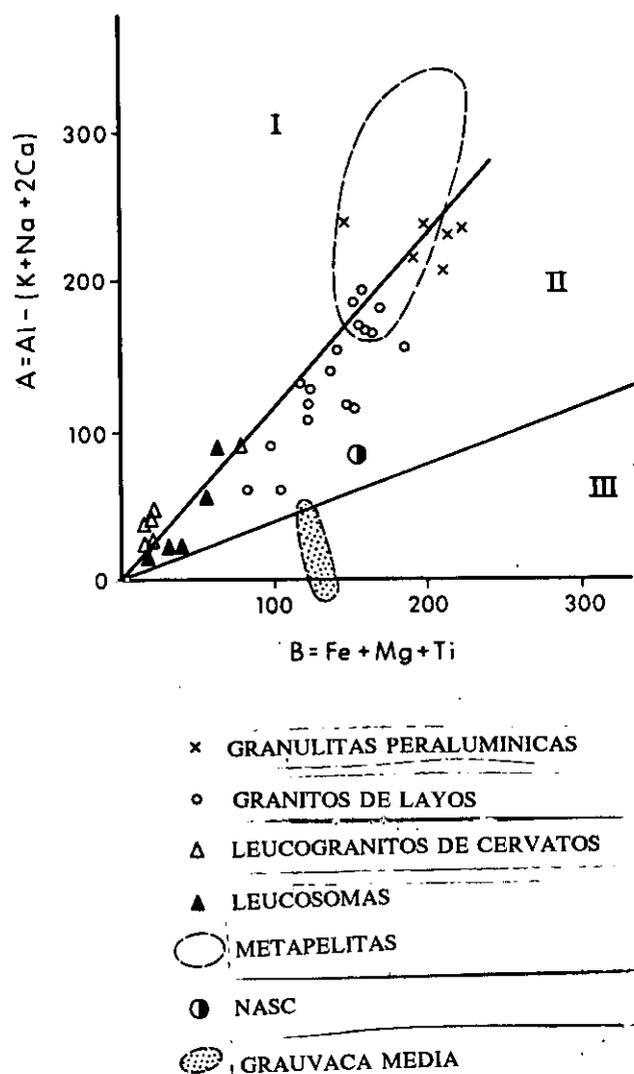


Figura 119.-Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) en el que se proyectan, además de los granitoides peraluminicos, los distintos posibles protolitos de fusión.

La caracterización del protolito de fusión de los *granitoides de tipo Layos y Cervatos*, es mucho más sencilla y a la vez más detallada, ya que, como hemos visto, estos granitos, que presentan un carácter para- autóctono, están en relación espacial con su propio protolito de fusión. Por otra parte, las características químicas del granito de Layos, con contenidos en C normativo mayores del 4% y aumentando progresivamente hacia los términos más máficos; los bajos contenidos en  $Na_2O$  (<3%),  $CaO$  (<1.5%) y en elementos trazas LIL (Rb = 100-170 ppm, Sr = 150-250 ppm, Ba = 300-850 ppm) indican claramente un origen pelítico (Miller, 1985). Las granulitas migmatíticas del sector quedan claramente proyectadas en los diagramas químicos en los campos composicionales de

pelitas, como puede verse, por ejemplo, en el diagrama A-B (fig. 119). Además, los arcanigramas normalizados al condrito (fig. 111) de las granulitas y de los granitos de Layos tienen formas muy similares, con todas las características que Thompson et al., (1984) ponen como ejemplos de granitos S y de sedimentos pelíticos. El único dato isotópico de Sr que existe sobre este tipo de materiales (Andonaegui, 1990, muestra 81942) sugiere una relación isotópica inicial de Sr  $> 0.713$ , lo que claramente indica un origen cortical, pero que también apunta hacia protolitos corticales más radiogénicos que los que originaron los grandes batolitos peraluminicos tardi-hercénicos, que raramente superan valores de  $I_r$  de 0.710 (Ibarrola et al., 1987; Andonaegui, 1990). Estos valores tan elevados en de valores isotópicos de Sr son coherentes con materiales fuente de tipo pelítico (Del Moro, 1987; Barbero y Villaseca, 1992).

Los leucogranitos de tipo Cervatos también muestran relaciones isotópicas iguales (Andonaegui, 1990, muestras 81925 y 81926; Barbero y Villaseca, op. cit.), lo cual también confirma su cogenetismo con los granitos de Layos.

Para los otros tipos graníticos mucho más escasos en el sector, como son los granitos de Fuente Topino y Fuente Higuera, sus composiciones apuntan también hacia protolitos metasedimentarios, seguramente de composición también pelítica. En diversos diagramas geoquímicos se puede observar que los granitos de Fuente Topino se asemejan bastante a los tipos más ácidos de Cervatos, tanto en elementos mayores como en trazas. Por lo tanto, parece razonable suponer que puedan tener un origen similar, es decir que sean fundidos mínimos de protolitos pelíticos más o menos semejantes. Por otra parte, la composición del granito de Fuente Higuera, muy rico en feldespato potásico y con abundante cordierita, minerales ambos que son producto de la reacción de destrucción por deshidratación de la biotita, junto con sus contenidos en elementos trazas y tierras raras, casi idénticos a los de los granitos de Layos, nos induce a pensar que pueda tratarse también de un granitoide rico en restitas originado a partir de sedimentos pelíticos, pero con diferentes proporciones modales de minerales residuales en exceso, en este caso con una marcada acumulación de feldespato potásico, con respecto a otros tipos anatéticos del sector.

#### 4.6.3.-MODELO GENETICO TENTATIVO

La posibilidad de generación de magmas graníticos en áreas metamórficas de alto grado es fundamentalmente dependiente de las condiciones termobáricas, disponibilidad de agua en el sistema y la composición del protolito de fusión. De estos tres factores depende el comienzo de la fusión y el volumen de magma granítico que puede generarse.

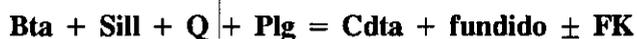
Las condiciones termobáricas del clímax metamórfico del área han quedado establecidas en unos 800°C,  $5 \pm 1$  Kb y una  $a_{H_2O} < 1$ .

Si consideramos un protolito de composición pelítica, como se deduce para los granitos de Layos y Cervatos, con un  $X_{Mg}$  cercano a 0.50 el comienzo de la fusión se produce, para presiones en torno a los 5 Kb, en condiciones anhidras y a temperaturas cercanas a los 700°C (Vielzeuf y Holloway, 1988; Clemens y Vielzeuf, 1987), por medio de la reacción incongruente de deshidratación de la moscovita:



Las condiciones de esta reacción parece evidente que se han sobrepasado en las rocas metapelíticas del CAT, dada la ausencia total de moscovita en las mismas y dado que las condiciones de temperatura estimadas para la zona sobrepasan de sobra las de esta reacción. El volumen de fundido que se forma en esta primera etapa depende, en ausencia de  $H_2O$  de la cantidad de moscovita presente y, de acuerdo con la mayoría de los autores, no debe sobrepasar en mucho el 10-15% (Vielzeuf y Holloway, op. cit., Patiño y Johnston, op. cit., Vielzeuf et al., 1990). Con estas proporciones de fundido no es posible que se sobrepase el porcentaje reológico mínimo de fundido (RCMP) para que ocurra segregación, homogeneización y movilización del fundido granítico generado. Este valor del RCMP se considera en valores en torno al 25% en volumen (Arzi, 1978; Van der Molen y Paterson, 1979; Wickham, 1987).

Una vez consumida toda la moscovita, si existe temperatura suficiente se puede pasar a un régimen de fusión mediante deshidratación de biotita por medio de la reacción incongruente:



No existe un acuerdo generalizado entre los distintos autores sobre la temperatura de

comienzo de esta reacción. Le Breton y Thompson (1988) sitúan su comienzo entre 780-800°C (a 10 Kb) y alcanza su máximo desarrollo a 850°C. En cambio Vielzeuf y Holloway (1988) consideran que, a esta misma presión la temperatura de inicio de esta reacción es de 850-875°C. Otros autores como Patiño y Johnston (1990) dan valores entre 825-975°C. A las presiones estimadas para el CAT de unos 5-6 Kb es de esperar unas temperaturas de comienzo de destrucción de la biotita sensiblemente menores, unos 15-20°C. Para el caso que aquí nos ocupa vamos a considerar como válidos los valores de Le Breton Thompson ya que, además de utilizar en sus experimentos un protolito de composición (relación Fe/(Fe + Mg)) muy parecida al posible protolito de los granitos de Layos y Cervatos, estos valores entran dentro del rango de temperaturas estimado para el clímax del Complejo. De esta forma, si consideramos unos contenidos en biotita en el protolito pelítico de alrededor de un 35%, con un 4% de H<sub>2</sub>O en la mica y un XH<sub>2</sub>O de aproximadamente <sup>0,42</sup> en el fundido (ver Le Breton y Thompson, op. cit.) podremos obtener proporciones de fundido en torno al 35% en volumen. Estos valores sobrepasan los estimados para el RCMP, lo cual puede permitir la segregación y acumulación del magma granítico. La existencia de este mecanismo de fusión por destrucción de biotita está además avalado por los datos sobre composición y sustituciones en las biotitas de las granulitas, que apuntaban hacia una importante componente de tipo Ti-oxibiotita, con la consiguiente deshidratación de la misma, más importante a mayores contenidos en Ti, y por lo tanto, a mayor temperatura.

Este proceso se ha esquematizado en las figuras 120 y 121. En la primera de ellas, vemos como una vez formado un migma por los mecanismos antes citados, si la cantidad de líquido es menor que el RCMP, lo cual puede ser debido a que tienda quizá a segregarse mejor en algunas zonas determinadas, condicionadas posiblemente por una deformación heterogénea, o a pequeñas heterogeneidades en la serie pelítica que está fundiendo, tan sólo podremos llegar a la generación de pequeños leucosomas, dando lugar pues a rocas migmatíticas. En cambio, si puede haber sectores de protolitos muy fértiles en donde se alcancen las mayores proporciones de líquido y podría producirse un colapso del conjunto y funcionar como un sistema magmático, en donde se desencadenaría una cierta convección. Como consecuencia puede llegarse a la homogeneización de esta mezcla de restita + fundido, dando lugar a una auténtica masa granítica, con una variable proporción en restita. A este respecto conviene resaltar que, modernamente el término magma no implica una fase líquida única, sino también la mezcla de una fase fundida con material cristalino, sea cual sea el origen de éste (White y Chappell, 1990). Este magma rico en restita y relativamente anhidro debe, lógicamente, poseer una alta viscosidad que no le va a permitir una alta movilidad dando lugar a un emplazamiento para-autóctono, estando en algunas ocasiones incluso ligado espacialmente a sus propios protolitos de fusión (fig. 121). Otros líquidos generados en este evento migmatítico, de composición algo diferente al proceder de protolitos igualmente algo distintos, así como los leucogranitos de tipo Cervatos, que no son más que un "granito de Layos" con muy poca carga restítica, pueden ser segregados de forma

---

sin-plutónica con los granitoides de Layos, dando lugar al aspecto bandeado que se observa en múltiples lugares.

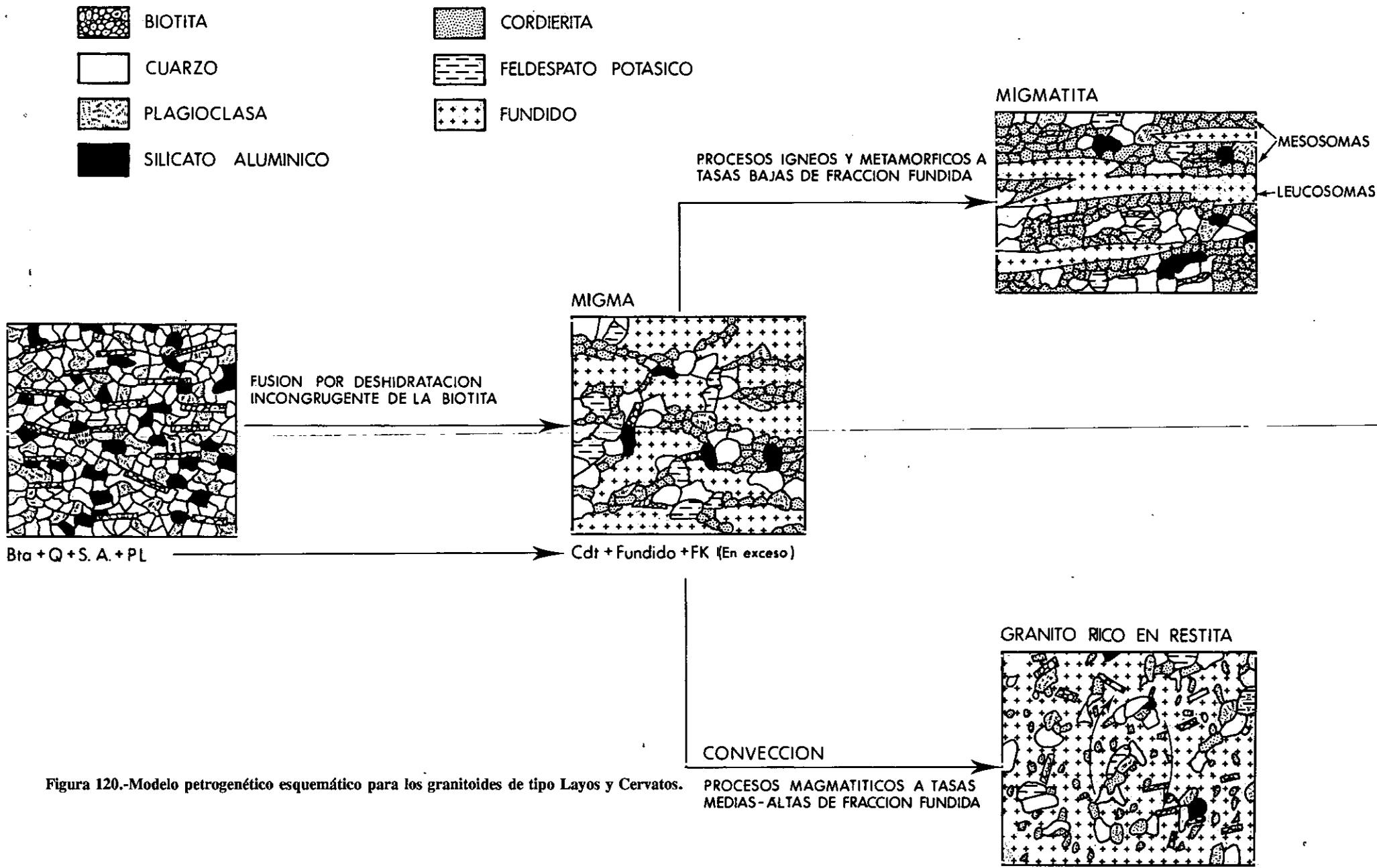


Figura 120.-Modelo petrogenético esquemático para los granitoides de tipo Layos y Cervatos.

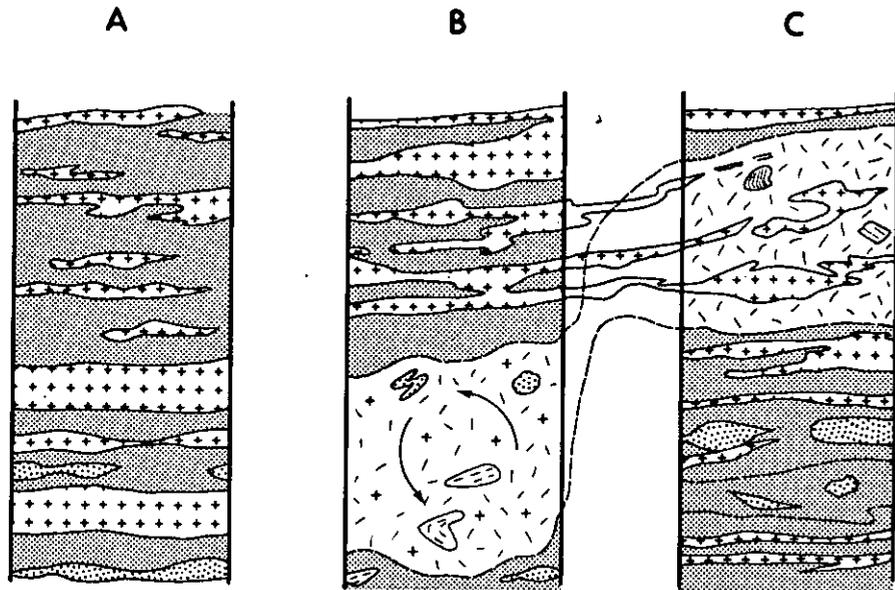


Figura 121.-Modelo esquemático de generación y emplazamiento de los granitoides de Layos y leucogranitos de tipo Cervatos. En A se produce el desarrollo de amplias zonas de migmatización y segregación de líquidos. B) Cuando se supera el RCMP puede producirse homogeneización del migma. C) El volumen de líquidos cargados con restitas se segrega e intruye sin-plutónicamente, junto con otros líquidos en niveles adyacentes.

## **CONCLUSIONES**

## CONCLUSIONES

El estudio del plutonismo sin-orogénico en este sector del hercínico nos ha llevado necesariamente a establecer las variables del metamorfismo, para poder comprender este magmatismo y la evolución de esta parte de la cadena.

El estudio detallado del equilibrio mineral tanto en rocas metamórficas pelíticas, como en gabros y granitoides precoces nos ha permitido establecer las condiciones del clímax metamórfico, que se sitúa en torno a los 800°C y 4-5 Kb, con actividades de H<sub>2</sub>O menores de 1 y ambiente claramente reductor ( $\log(fO_2)$  en torno a -18). Estas condiciones claramente granulíticas son suficientes como para permitir que ocurra una anatexia generalizada del área por la abundancia de protolitos pelíticos, lo que genera diversos volúmenes de granitoides peralumínicos. Estas condiciones son unos 70°C más elevadas que las deducidas para otras áreas hercínicas de alto grado adyacentes, lo cual interpretamos como consecuencia de un aporte térmico mayor en el CAT derivado de la intrusión en niveles basicorticales de magmas básicos precoces de ascendencia mantélica.

Este magmatismo básico está esencialmente constituido por tres grupos de caracteres mineralógicos y químicos diferentes. Todos ellos presentan unas características texturales y minerales que evidencian su reconstrucción durante el clímax tectonometamórfico regional. De hecho, todos los minerales ferromagnesianos están recrystalizados o son neofornmados, conservandose sólo en algunos casos la apariencia ígnea de los mismos. Los datos geoquímicos disponibles apuntan hacia una falta de relación genética tanto entre los grupos básicos entre sí como con los granitoides de afinidad calcoalcalina con los que espacial y temporalmente se asocian. Uno de estos grupos, los gabros de La Bastida, presentan una clara derivación mantélica directa, mientras que para los otros dos hay que invocar un origen a partir de magmas no tan pristinos.

El plutonismo de afinidad calcoalcalina está constituido por rocas intermedias y ácidas, agrupadas en dos series distintas. Sus caracteres estructurales y químico-minerales indican que se trata de granitoides precoces con respecto al pico metamórfico, planteándose incluso la posibilidad de que parte de los minerales peralumínicos que presentan, en concreto el granate y la cordierita sean de origen plenamente metamórfico, o bien que se traten de fases primarias posteriormente recrystalizadas. Químicamente se les asigna una afinidad calcoalcalina s. l. siendo uno de estos grupos, el de Argés, de composición anormalmente rica en elementos de tipo Fe o Mg, lo que hace difícil encontrar equivalentes en otras áreas orogénicas.

El plutonismo peralumínico es esencialmente sincrónico con el clímax metamórfico regional

del que es consecuencia. Está constituido por diversas variedades graníticas, las más importantes de las cuales son tipos graníticos muy ricos en restitas y tipo leucograníticos con granate y/o cordierita como fases máficas, que son los típicos fundidos parciales de composición mínima de granulitas migmatíticas pelíticas, como ocurre en este área. Los caracteres mineralógicos de los granitoides peraluminicos son los típicos de rocas de alto grado y sus fases son muy exóticas como minerales ortomagmáticos en batolitos peraluminicos. El origen de estos dos grandes tipos se explica muy bien mediante un mecanismo de desmezcla de restita-fundido entre un polo ácido, constituido por leucogranitos de mínima temperatura y un polo restítico que estaría representado por las granulitas peraluminicas del sector, espacial, química y mineralógicamente asociadas a los citados granitoides. Los materiales fuente son rocas que presentan característica químicas e isotópicas de metasedimentos pelíticos. El mecanismo de fusión de este protolito pelítico es mediante deshidratación de micas, como se puede demostrar claramente por la composición de los líquidos generados, por los residuos de la fusión, y por diversos argumentos de índole químico-mineralógico. Las altas proporciones de material restítico en algunos de estos granitoides les confiere, además de un quimismo muy fuertemente peraluminico, una capacidad de movimiento relativamente restringida, lo que da lugar a su emplazamiento prácticamente parautóctono, en equilibrio termodinámico con los materiales circundantes. A otras variedades petrográficas peraluminicas del sector, mucho más escasas, se les puede asignar un origen similar, distinguiéndose quizá en pequeños matices en alguna de las variables del proceso (disponibilidad de agua, protolitos algo menos fértiles, etc).

La escasez de este tipo de plutonismo tan peraluminico en otras áreas del orógeno Hercínico Iberico, nos lleva a la conclusión de que este mecanismo de fusión en condiciones secas de protolitos esencialmente pelíticos no es el mecanismo más importante para generar los grandes batolitos graníticos peraluminicos del Hercínico.

## **BIBLIOGRAFIA**

- Afifi, A. H. & Essene, E. J. 1988. MINFILE: A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *AM MINERAL* 73, 446-448.
- Allan, B. D. & Clarke, D. B. 1981. Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith. *CAN MINERAL* 19, 19-24.
- Anastasiou, P. & Seifert, F. 1972. Solid solubility of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in enstatite at high temperatures at 1-5 Kbar water pressure. *CONTRIB MINERAL PETROL* 34, 272-287.
- Anderson, D. E. & Olimpio, J. C. 1977. Progressive homogenisation of metamorphic garnets, south Morar, Sctoland: evidence for volume diffusion. *CAN MINERAL* 15, 205-216.
- Andonaegui, P. 1990. *Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid (Spain), 365 pp.
- Andonaegui, P. 1992. Caracterización geoquímica de los granitoides de Mora. *GEOGACETA* 11, 97-100.
- Andonaegui, P. & Ibarrola, E. 1987. Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo). II CONGRESO DE GEOQUIMICA DE ESPAÑA, SORIA, 109-112.
- Andonaegui, P. y Villaseca, C. 1988. Los granitoides del área de Argés-Guadamur (Toledo). *CONGRESO GEOLOGICO DE ESPAÑA* 2, 7-10.
- Aparicio, A. 1971. Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo. *EST GEOL XXVII*, 369-414.
- Aranovich, L. & Podlesskii, K. K. 1983. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium, experiments and applications. *En* S. K. Saxena (ed.) *Kinetics and equilibrium in the mineral reactions*, Springer Verlag, 173-198.
- Arenas, R., Casquet, C., & Peinado, M. 1980. El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español): Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *CUAD LAB XEOL LAXE* 1, 117-146.
- Arenas, R., González Lodeiro, F. & Peinado, M. 1982. La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *CUAD LAB XEOL LAXE* 3, 123-161.
- Arenas, R., Fuster, J. M., González Lodeiro, F., Macaya, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. M. & Villaseca, C. 1991. Evolución metamórfica Hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *R SOC GEOL ESP* 4, 195-201.
- Armbruster, Th. & Irouschek, A. 1983. Cordierites from Lepontine Alps: Na + Be  $\rightarrow$  Al substitution, gas content, cell parameters and optics. *CONTR MINERAL PETROL* 82, 389-396.

Arthaud, F. & Matte, Ph. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sudouest de L'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *TECTONOPHYSICS* 25, 139-171.

Atkins, F. B. 1969. Pyroxene of the Bushveld Intrusion, South Africa, *J PETROL* 10, 222-249.

Arzi, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *TECTONOPHYSICS* 44, 173-189.

Barbero, L. 1989. *Petrología y geoquímica de las rocas básicas e intermedias de la Unidad Migmatítica de Toledo (zona Centro-Ibérica Hercínica)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 113 pp.

Barbero, L. 1991. Coronas de flogopita-pargasita en torno a ilmenita en los metagabros de La Bastida (Complejo Plutono-migmatítico de Toledo). *GEOGACETA* 9, 5-7.

Barbero, L. 1992. Tres tipos de rocas gabroideas en el Complejo de Toledo. *CUAD LAB XEOL LAXE* 17, en prensa.

Barbero, L. & Villaseca, C. 1988. Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo. *GEOGACETA* 5, 67-69.

Barbero, L. & Villaseca, C. 1989. Caracterización geoquímica de las rocas gabroideas del área de Toledo. III CONGRESO DE GEOQUIMICA DE ESPAÑA 1, 97-107.

Barbero, L., Villaseca, C. & Andonaegui, P. 1990. On the origin of the gabbro-tonalite-monzogranite association from Toledo area (Hercynian Iberian belt). *SCHWEIZ MINERAL PETROGR MITT* 7, 209-221.

Barbero, L. y Villaseca, C. 1992. The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulite area. *TRANS R SOC EDINBURGH* 83, 127-138.

Barbey, P., Macaudiere, J. & Uzenti, J.P. 1990. High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from migmatites of Yaoundí (Cameroon). *J PETROL* 31, 401-428.

Barriere, M. 1977. *Le Complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaín). Essai sur le mise en place et l'évolution pétrologique d'une association subalcaline tardiorogénique*. Thèse d'Etat, Brest, 291 pp.

Bea, F., Sánchez González de Herrero, J. G. & Serrano Pinto, M. 1987. Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (editores), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, 87-193.

Bea, F. & Pereira, M. D. 1990. Estudio petrológico del Complejo Anatético de La Peña Negra (Batolito de Avila, España Central). *R SOC GEOL ESP* 3, 87-103.

- Bellido, F. & Barrera, J. L. 1979. Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central Español). *EST GEOL*, 35 279-284.
- Berman, R. G. 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *J PETROL* 29, 445-522.
- Best, M. G. 1975. Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkaline rocks. *GEOLOGY* 3, 473-496.
- Best, M. G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*, W. H. Freeman and Company, 630 pp.
- Best, M. G. & Mercy, E. L. P. 1967. Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous Complex, California. *AM MINERAL* 60, 375-390.
- Bhattacharya, A. & Sen, S. K. 1985. Energetics of hydration of cordierite and water barometry in cordierite granulites. *CONTRIB MINERAL PETROL* 89, 370-378.
- Bhattacharya, A. & Sen, S. K. 1986. Granulite metamorphism, fluid buffering, and dehydration melting in the Madras charnockites and metapelites. *J PETROL* 27, 1119-1141.
- Bingen, B., Demaiffe, D. & Delhal, J. 1988. Aluminous granulites of the Archean craton of Kasui (Zaire): petrology and P-T conditions. *J PETROL* 29, 899-914.
- Bohlen, S. R. 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *J GEOL* 95, 617-632.
- Bohlen, S. R. 1991. On the formation of granulites. *J MET GEOL* 9, 223-229.
- Bohlen, S. R. & Liotta, J.J. 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J PETROL* 27, 1024-1034.
- Bohlen, S. R., Peacor, D. R. & Essene, E. J. 1980. Crystal chemistry of a metamorphic biotite and its significance in water barometry. *AM MINERAL* 65, 55-62.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. & Boettcher, A. L. 1983. Experimental investigation and geological applications of equilibria in the system  $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *AM MINERAL* 68, 1049-1058.
- Boriani, A., Burlini, L., Caironi, V., Giobbi Origoni, E., Sassi, A. & Sesana, E. 1988. Geological and petrological studies on the Hercynian plutonism of Serie dei Laghi. Geological map of its occurrence between Valsesia and Lago Maggiore (N-Italy). *RENDICONTI SOC ITAL MINERAL PETR* 43-2, 367-384.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J. & Lameyre, J. 1984. Petrological, geochemical and

source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *PHYS EARTH PLANET INTERIORS* 35, 1-11.

Bowes, D. R. Y. & Mc'Arthur, A. C. 1976. Nature and genesis of appinite suite. *KRYSTALINIKUM* 12, 31-46.

Brandebourger, E. 1984. *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne)*. Pétrographie et géochimie. These 3eme Cycle, CNRS, 209 pp.

Brändle, J.L. & Cerqueira, I. 1972. Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de rayos X. *ESTUDIOS GEOLOGICOS* 28, 445-451.

Brown, G. C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. *En* Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & Sons, 437-461.

Bruyín, H., Van der Westhuizen, W. A. & Schoch, A. E. 1983. The estimation of FeO, F, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J TRACE MICROPROBE TECHNIQUES* 1, 399-413.

Burnham, C. W., Holloway, J. R. & Davis, N. F. 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. *GEOL SOC AM SPE PAP* 132, 96 pp.

Casillas, R. 1989. *Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama - Sistema Central Español, (Las Navas del Marqués-San Martín de Valdeiglesias)*. *Petrología, geoquímica, génesis y evolución*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (Spain), 316 pp.

Casillas, R., Brändle, J. L., Huertas, M. J., Peinado, M., Pérez-Soba, C. & Villaseca, C. 1991. Contenido y variación de las tierras raras en los granitoides tardihercínicos de la Sierra de Guadarrama (S. C. E.). *BOL SOC ESP MINERAL* 14, 261-271.

Casquet, C., Fuster, J.M., González Casado, J.M., Peinado, M. & Villaseca, C. 1988. Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. *EUROPEAN SCIENCE FOUNDATION (Special Volume), PROCEEDINGS OF THE 5th WORKSHOP*, 65-76.

Cawthorn, R. G. & Brown, P. A. 1976. A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibol fractionation. *J GEOL* 84, 467-476-

Chappell, B. W., White, A. J. R. 1991. *Restite enclaves and the restite model*. *En* Didier, J. & Barbarin, B. (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, 375-381.

Chappell, B. W., White, A. J. R. & Wyborn, D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J PETROL* 28, 1111-1138.

- Chappell, B. W., White, A. J. R. & Williams, I. S. 1991. *Second Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Canberra 1991. Excursion guide: A transverse section through granites of the Lachlan Fold Belt*. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, record 1991/22.
- Chayes, F. 1956. *Petrographic modal analysis*. John Willey and Sons, 113 pp.
- Chenevoy, M. & Ravier, J. 1989. L'histoire de "gneises d'Aubusson" migmatites à cordierite du Massif Central Français, d'après le chimisme de leurs grenats. *BULL SOC GEOL FRANCE N-2*, 295-307.
- Chipera, S. J. & Perkins, D. 1988. Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English River subprovince, Ontario. *CONTR MINERAL PETROL* 98, 40-48.
- Clarke, D. B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *CAN MINERAL* 19, 3-17.
- Clarke, G. L., Powell, R y Guiraud, M. 1989. Low pressure granulite facies metapelitic assemblages and corona textures from McRoberston Land, east Antarctica: The importance of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> in accounting for spinel-bearing assemblage. *J MET GEOL* 7, 323-335.
- Clemens, J. D. & Vilezeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *EARTH PLANET SCI LETT* 86, 287-306.
- Cocherie, A. 1985. Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques. *DOCUMENTS DU BRGM* 90.
- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA* 50, 2517-2522.
- Cohen, L. H., Ito, K. & Kennedy, G. C. 1967. Melting and phase reactions in an anhydrous basalt to 40 Kilobars. *AM J SCI* 265, 475-518.
- Cosca, M. A., Essene, E. J. & Bowman, J. R. 1991. Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H<sub>2</sub>O activities, and thermobarometry. *CONTR MINERAL PETROL* 108, 472-484.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankurst, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, 450 pp.
- Cuesta, A. 1991. *Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis*. Serie Terra Nova 5, Edicions do Castro, Sada, A Coruña, 363 pp.
- Czamanske, G. K. & Wones, D. R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark complex, Oslo area, Norway. Part 2, the mafic silicates. *J PETROL* 14, 349-380.

Czamanske, G. K., Ishihara, S. & Atkin, S. A. 1981. Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *J GEOPHYS RES* 86, 10431-10469.

Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M. 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *CONTR MINERAL PETROL* 109, 130-137.

Davidson, A. & Van Breemen, O. 1988. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology. *CONTR MINERAL PETROL* 100, 291-299.

Debon, F. & Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rock and associations. *TRANS R SOC EDINBURGH* 73, 135-149.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1970). *An introduction to the rock forming minerals*, Longman, 528 PP.

De Béthune, P., Laudron, D. & Bocquet, J. 1975. Diffusion processes in resorbed garnets. *CONTR MINERAL PETROL* 50, 197-204.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *CHEM GEOL* 29, 183-210.

Didier, J. & Dupraz, J. 1985. Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif Central). *THEOPHRASTUS PUBLICATION*, Athens, 35-78.

Díez Balda, M., Vegas, R. & González Lodeiro, F. 1991. *Part IV. Central-Iberian zone. 2.2. Structure. En Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188.

Doblas, M. 1991. Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *TECTONOPHYSICS* 191, 325-334.

Dostal, J., Dupuy, C. & Leyreloup, A. 1980. Geochemistry and petrology of metaigneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - Implication for the lower crust. *EARTH PLANET SCI LETT* 50, 31-40.

Drever, H. I. & Johnston, R. 1967. *Olivine-rich rocks in minor intrusions, in ultramafic and related rocks*. Wylie ed. 51-64.

Dymek, F. R. 1983. Titanium, aluminium and interlayered cation substitution in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *AM MINERALOGIST* 68, 880-899.

- Ebadi, A. & Johannes, W. 1991. Begining of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. CONTRIB MINERAL PETROL 106, 286-295.
- Ellis, D. J. 1986. Garnet-liquid Fe-Mg equilibria and implications for the begining of melting in the crust and subduction zones. AM J SCI 286, 765-91.
- Enrique, P. y Galán, G. 1989. Las rocas ultramáficas del Macizo del Montnegre (Barcelona, NE de España): Características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas. BOL GEOL MIN 100-5, 897-916.
- Fabriès, J. 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. CONTR MINERAL PETROL 69, 329-336.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. CONTRIB MINERAL PETROL 66, 113-117.
- Fonarev, V. I. & Konilov, A. N. 1986. Experimental study of Fe-Mg distribution between biotite and orthopyroxene at P=490 MPa. CONTR MINERAL PETROL 93, 227-235.
- Fourcade, S. 1981. *Geochemie des granitoïdes*. These Universite de Paris 7, 189 pp.
- Franco, M. P. & García de Figuerola, L. C. 1986. Las rocas básicas y ultrabásicas del extremo occidental de la Sierra de Avila (Provincias de Avila y Salamanca). STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA XXII, 193-218.
- Franco, M. P. & Sánchez, M. T. 1987. Características petrológicas del área del Mirón (N. del Valle del Corneja, Prov. de Avila). *En* Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (editores), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, 293-313.
- Froese, E. 1976. Applications of thermodynamics on metamorphic petrology. GEOL SURV CANADA Pap. 75-93.
- Frost, B. R. & Chacko, T. 1989. The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. J GEOL 97, 435-50.
- Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H. 1988. Ternary feldspar modelling and thermometry. AM MINERAL 73, 201-215.
- Fyfe, W. S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. PHIL TRANS R SOC LONDON A 273, 457-461.
- Galán, G. 1987. *Las rocas graníticas del macizo de Vivero en el sector norte (Lugo, NO de España)*. Corpus Geologicum Gallaeciae, segunda serie III, 376 pp.

Galán, G. & Suárez, O. 1989. Cortlanditic enclaves associated with calc-alkaline granites from Tapia-Asturias (Hercynian Belt, northwestern Spain). *LITHOS* 23, 233-246.

Ganguly, J. & Saxena, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constrains for natural and experimental data and application to geothermo-barometry. *AM MINERALOGIST* 69, 88-97.

Ghent, E. D. & Stout, M. Z. 1984.  $TiO_2$  activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *CONTRIB MINERAL PETROL* 86, 248-255.

Ghiorso, M. S. & Sack, R. O. 1991. Fe-Ti oxide thermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *CONTR MINERAL PETROL* 108, 485-510.

Gil Ibarguchi, J.I. (1982). *Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (N.W. de España)*. Corpus Geologicum Gallaeciae, segunda serie I, 254 pp.

Gil Ibarguchi, J.I.G. & Martínez, F.J. 1982. Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes thermal Dome, Iberian Hercynian foldbelt ( W Spain). *CONTRIB MINERAL PETROL* 80, 14-24.

Gómez de Llarena, J. 1966. El gabbro de La Bastida (Toledo). *BOL R SOC HIST NAT* 64-2, 129-134.

Govindaraju, K. & Nevelle, G. 1987. Fully automated dissolution and separation methods for inductively couple plasma atomiz emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare-earth elements. *J ANAL ATOM SPECTROM* 2, 615-621.

Grant, J. A. & Weiblen, P. W. 1971. Retrograde zoning near the second sillimanite isograd. *AM J SCI* 270, 281-296.

Grapes, R.H. 1985. Melting and thermal reconstruction of pelitic xenolith, Wehr volcano, east Eifel, west Germany. *J PETROL* 27, 343-396.

Green, T. H. 1976. Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *GEOLOGY* 4, 85-88.

Green, D. A. & Ringwood, A. E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA* 31, 767-833.

Grieve, R. A. F. & Gittins, J. 1975. Composition and formation of coronas in the Haddlington gabbro, Ontario, Canada. *CAN J EARTH SCI* 12, 289-299.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. & Korotev, R.L. 1984. The "North American Shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA* 48, 2469-2482.

- Guidotti, C. V., Cheney, J. T. & Guggenheim, S. 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *AM MINERAL* 62, 438-448.
- Gupta, A. K., Onuma, K. Yagi, K. & Lidiake, E. G. 1973. Effect of silica concentration on the diopside  $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6\text{-SiO}_2$ . *CONTR MINERAL PETROL* 41, 333-343.
- Hammarstron, J. M. & Zen, E. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *AM MINER* 71, 1297-1313.
- Harley, S. L. 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *GEOL MAG* 126, 215-247.
- Harris, N. B. W. & Inger, S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *CONTR MINERAL PETROL* 110, 46-56.
- Hawthorne, F. C. 1981. *Crystal chemistry of amphiboles*. En Veblen, D. R. (ed.) *Amphiboles and other hydrous piroboles - mineralogy*. *Reviews in Mineralogy* 9A, 1-102.
- Helz, R. S. 1973. Phase relations of basalts in their melting at  $\text{Ph}_2\text{O}=5\text{Kb}$  as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *J PETROL* 14, 249-302.
- Hernández Enrile, J. L. 1981. Evolución microestructural de las rocas cuarzofeldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo. *CUAD GEOL IBER* 7, 547-566.
- Hernández Enrile, J. L. 1987. Extensional tectonics of the Toledo ductile shear zone, Central Iberian Plate (Sapin). *ABSTRACT OF CONFERENCE ON DEFORMATION AND PLATE TECTONICS (GIJON, SPAIN)*, 83-84.
- Hernández Enrile, J. L. 1991. Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif. *TECTONOPHYSICS* 191, 311-324.
- Himmelberg, G. R. & Ford, A. B. 1976. Pyroxenes of the Dufek intrusion, Antarctica. *J PETROL* 17, 219-243.
- Hodges, K.V. & Spear, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *AM MINERALOGIST* 67, 1118-1134.
- Holdaway, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *AM J SCI* 271, 97-132.
- Holdaway M.J. & Lee, S.N. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *CONTRIB MINERAL PETROL* 63, 175-198.

- Hollister, L. S. 1977. The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia. *CAN MINERAL* 15, 217-229.
- Holtz, F. & Johannes, W. 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 Kb and various H<sub>2</sub>O activities. *J PETROL* 32, 909-934.
- Hsu, L. C. 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H, a model for garnet equilibria. *J PETROL* 9, 40-83.
- Ibarrola, E., Villaseca, C., Vialette, Y., Fuster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. & Casquet, C. 1987. *Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)*. En Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (editores), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, 377-383.
- I.G.M.E. 1984. *Mapa Geológico de España E 1:200.000, Hoja 7 (Santiago de Compostela)*.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. & Villari, L. 1982. *Anatolia and north-western Iran*. En Thorpe, R. S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, 327-349.
- Indares, A. & Martignole, J. 1984. Evolution of P-T conditions during a high-grade metamorphic event in the Maniwaki area (Grenville Province). *CAN J EARTH SCI* 21, 853-863.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *CAN J EARTH SCI* 8, 523-548.
- I.T.G.E. (en prensa). *Mapa Geológico de España E 1:50.000, Hoja 657 (Sonseca)*.
- I.T.G.E. (en prensa). *Mapa Geológico de España E 1:50.000, Hoja 658 (Mora)*
- Joesten, R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of corona microstructure in troctolite gabbro from Risør, Norway. *MIN MAG* 50, 441-467.
- Johan, Z. 1979. Pyroxènes des complexes basiques et ultrabasiques; particularités d'évolution magmatique des complexes minéralisés en cuivre. Facteurs contrôlant les minéralisations du nickel. *B.R.G.M.*, Orleans, 170-218.
- Johannes, W. & Schreyer, W. 1981. Experimental introduction of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O into Mg-cordierite. *AM J SCI* 281, 299-317.
- Johnson, C. D. & Carlson, W. D. 1990. The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountains, New York. *J MET GEOL* 8, 697-717.

- Jones, K.A. & Brown, M. 1990. High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *J MET GEOL* 8, 551-578.
- 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.
- Kwak, T. A. P. 1968. Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rock from Sudbury, Ontario. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA* 32, 1222-1229.
- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N. & Harst, R. 1968. A general mixing equation with application to Iceland basalts. *EARTH PLANET SCI LETT* 37, 380-392.
- Lamb, W. & Valley, J. W. 1984. Metamorphism of reduced granulites in low CO<sub>2</sub> vapour free environment. *NATURE* 312, 56-58.
- Lamb, W. & Valley, J. W. 1985. *C-O-H fluid calculations and granulite genesis*. En Tobi, A. C. & Touret, J. L. R. (eds.) *The deep Proterozoic crust of the North Atlantic Provinces*. NATO ASI Series (C): Mathematical and Physical Sciences 158, 119-131.
- Lavrenteva, E.V. & Perchuck, L.L. 1981. Cordierite-garnet thermometer. A collection of theses. *ACADEMY OF SCIENCES U.S.S.R.* 259, 607-700.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *CAN MINERAL* 16, 501-520.
- Le Bas, M. J. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *AM J SCI* 260, 267-268.
- Le Breton, N. & Thompson, A. B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *CONTRIB MINERAL PETROL* 99, 226-237.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & 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.
- López Plaza, M. & Martínez Catalán, J. R. 1987. *Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico*. En Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (editores), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, 195-210.
- López Ruiz, J. & Cebriá, J. M. 1990. *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Rueda, 168 pp.
- Losert, J. 1968. On the genesis of nodular sillimanite rocks. *XIII CONGR GEOL INT PRAGA* 4, 109-122.

Macaya, J., González Lodeira, F., Martínez Catalán, J. R. & Alvarez, F. 1991. Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian Orogen of Central Spain. *TECTONOPHYSICS* 191, 291-309.

Martignole, J. & Sisi, J. C. 1981. Cordierite-garnet-H<sub>2</sub>O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *CONTR MINERAL PETROL* 77, 38-46.

Martín Escorza, C. & López Martínez, J. 1978. Análisis mesoestructural en la Unidad Migmatítica de Toledo. *ESTUDIOS GEOLOGICOS* 34, 34-43.

Martínez, F. J. 1974. Estudio petrológico de la parte occidental de la provincia de Salamanca. *TRABAJOS DE GEOLOGIA* 7, 125 pp.

Masuda, A., Nakamura, N. & Tanaka, T. 1973. Fine structures of mutual normalized rare earth patterns of chondrites. *GEOCHIM COSMOCHIM ACTA* 37, 239-248.

McBirney, A. R. 1984. *Igneous Petrology*, Freeman, Cooper and Company, 511 pp.

McLelland, J. 1981. *The early history of the Adirondacks as an anorogenic magmatic complex*. En Perchuck, L. L. (ed.) *Progress in metamorphic and magmatic petrology*, Cambridge University Press, 287-321.

McRae, N.D. & Nesbitt, H.W. 1980. Partial melting of common metasedimentary rocks: a mass balance approach. *CONTRIB MINERAL PETROL* 75, 21-26.

Mezgher, K., Bohlen, S. R. & Hanson, G. N. 1990. Metamorphic history of the Archean Pikwitonei granulite domain and the Cross Lake subprovince, Superior Province, Manitoba, Canada. *J PETROL* 31, 483-517.

Miller, C. F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *J GEOL* 93, 673-689.

Miller, C. F. & Stoddard, E. F. 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Woman-Pinte Range, California. *J GEOL* 89, 233-246.

Miller, C. F., Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *TRANS R SOC EDINBURGH* 79, 135-156.

Minster, F. J. & Allègre, C. J. 1977. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *CONTRIB MINERAL PETROL* 60, 57-75.

Moller, P. & Muecke, G.K. 1984. Significance of europium anomalies in silicate melts and crystal melt equilibria: a re-evaluation. *CONTRIB MINERAL PETROL* 87, 242-250.

- Mongkoltip, P. & Ashworth, J. R. 1983. Quantitative estimation of an open system symplectite-forming reaction restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *J PETROL* 24, 636-661.
- Montenegro de Andrade, M., Sodre Borges, F. & Noronha, F. 1985. IX Reuniao de Geología do oeste peninsular. Livro guía das excursões. Museu e laboratorio mineralogico e geológico da Faculdade de Ciencias de Universidad do Porto.
- Moreno Ventas, I. & Castro, A. 1991. Composición de las biotitas de las cortlanditas de las Sierra de Gredos, Sistema Central Español. *GEOGACETA* 19, 149-153.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. 1989. Nomenclature of pyroxenes. *CAN MINERAL* 27, 143-156.
- Morrison, G. W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *LITHOS* 13, 97-108.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Carron, J. P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. ACAD. SCI. PARIS* 301, 11: 813-818.
- Navidad, M. 1973. Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo). *EST GEOL XXIX*, 543-548.
- Neumann, E. R. 1976. Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *NORK GEOL TIDSSKR* 56, 1-6.
- Newton, R. C. & Wood, B. J. 1979. Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. *CONTR MINERAL PETROL* 68, 391-405.
- Nicholls, I. A. 1974. Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures. *CONTR MINERAL PETROL* 45, 289-316.
- Orsini, J. B. 1980. *Le batholite Corso-Sarde: an example de batholite Hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne Varisque de l'Europe moyenne.* Thèse Aix-Marseille, 543 pp.
- Otten, M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artjället gabbro and dolerites. *CONTR MINERAL PETROL* 86, 189-199.
- Ozawa, K. 1983. Evaluation of olivine-spinel geothermometer as an indicator of thermal history for peridotites. *CONTR MINERAL PETROL* 82, 52-65.
- Pagel, M. 1979. Particularités géochimiques uranium, thorium dans les complexes subalcalins potassiques: exemple du massif des Ballons (Vosges meridionels). *C R ACAD SCI PARIS* 289, SERIE D, 53-56.

Pagel, M. & Letterier, J. 1980. The sublalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. LITHOS 13, 1-10.

Patiño, A. & Johnston, A. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. CONTRIB MINERAL PETROL 107, 202-218.

Pearce, T. M. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. CONTR MINERAL PETROL 19, 142-157.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. J PETROL 25, 956-983.

Pe-Piper, G. 1980. Geochemistry of Miocene shoshonites, Lesbos, Greece. CONTR MINERAL PETROL 72, 387-396.

Perchuck, L. L. & Lavrent'eva, I. V. 1983. *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite*. En Saxena, S. K. (ed.) Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer, 199-239.

Pereira, M. D. (en prensa). Geotermometría de granate y trayectorias P-T en el Complejo Anatético de la Peña Negra (batolito de Avila). Implicaciones sobre el metamorfismo Hercínico en la zona Centro-Ibérica. R SOC ESP GEOL

Pettijohn, F. J. 1957. *Rocas sedimentarias*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 731 pp.

Phillips, G. N. 1980. Water activity changes across an amphibole-granulite facies transition, Broken Hill, Australia. CONTR MINERAL PETROL 75, 377-386.

Pitcher, W. S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. GEOLOGISCHE RUNDSCHAU 76/1, 51-79.

Poli, G., Ghezzi, C. & Conticelli, S. 1989. Geochemistry of granitic rocks from the hercynian Sardinia-Corsica batholith: implications for magma genesis. LITHOS 23, 247-266.

Powell, R. & Downes, J. 1990. *Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia*. En Ashworth, J. R. & Brown, M. (eds.). High-temperature metamorphism and crustal anatexis. Unwin Hyman, London, 105-123.

Raase, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. CONTR MINERAL PETROL 45, 231-236.

Raase, P., Raith, D., Ackermann, D. & Lal, R. K. 1986. Progressive metamorphism of mafic rocks from

greenschists to granulite facies in Dhrwar Craton of South India. *J GEOL* 94, 261-282.

Raith, M. Srikantappa, C. Ashamanjari, K. G. & Spiering, B. 1990. The granulite terrane of the Nilgiri Hills (southern India): *Characterization of high-grade metamorphism*. En Vielzeuf, D. & Vidal, Ph. (eds.). *Granulites and crustal evolution*, NATO ASI SERIES (C): MATHEMATICAL AND PHYSICAL SCIENCES VOL 311, 339-365.

Richard, L. R. & Clark, D. B. 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphibols. *AM MINERAL* 75, 421-423.

Ringwood, A. E. 1974. The petrological evolution of island arc systems. *J GEOL SOC LONDON* 130, 183-204.

Robinson, P. 1991. The eye of petrographer, the mind of the petrologist. *AM MINERAL* 76, 1781-1810.

Rossi, P. 1986. Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Document du BRGM 107, 291 pp.

Rossi, P. & Chevremont, P. 1987. Classification des associations magmatiques granitoïdes. *GEOCHRONIQUE* 21, 19-23.

Rottura, A., Bargossi, G.M., Caironi, V., D'Amico, C. & Maccarrone, E. 1989. Petrology and geochemistry of late-Hercynian granites from the Western Central System of the Iberian Massif. *EUR J MINER* 1, 667-683.

Rottura, A., Bargossi, G.M., Caironi, V., Del Moro, A., Maccarrone, E., Macera, P., Paglionico, A. Petrini, R. Piccarreta, G. & Poli, G. 1990. Petrogenesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, southern Italy. *LITHOS* 24, 97-119.

Sabatier, H. 1991. Des vaugnerites aux granites magnésiens: una mise au point. Réseau Europeen de Laboratoires "granites" (REG). A la memoire de Jean Lameyre; Granites oceaniques et continentaux. Abstract.

Sandiford, M. & Powell, R. 1986. Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: evidence for 1000°C metamorphic temperatures in Archean continental crust. *AM MINERAL* 71, 946-954.

San José, M. A., Pieren, A. P., García-Hidalgo, J. F., Vilas, L., Herranz, P., Pelaez, J. R. & Perejón, A. 1991. *Part IV. Central-Iberian zone. 2.1.2. Ante-Ordovician stratigraphy*. En Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159.

Santa Teresa, I., Carbó, A., Capote, R. & Casquet, C. 1983. Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos geométricos. *STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA XVIII*, 237-250.

Sawyer, E.W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *J PETROL* 28, 445-473.

Schreurs, J. 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of west Uusimaka, southwestern Finland. *LITHOS* 18, 69-80.

Schumacher, J. C., Hollecher, K. T., Robinson, P. & Tracy, R. J. 1990. *Progressive reaction and melting in the Acadian metamorphic high of Central Massachusetts and southwestern New Hampshire, USA*. En Ashworth, J. R. & Brown, M. (eds.). *High-temperature metamorphism and crustal anatexis*. Unwin Hyman, London, 198-231.

Schumacher, R. Schenk, V., Raase, P. & Vinatage, P. W. 1990. *Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland series of Sri Lanka*. En Ashworth, J. R. & Brown, M. (eds.). *High-temperature metamorphism and crustal anatexis*. Unwin Hyman, London, 235-268.

Secchi, F. A., Brotzu, P. & Callegari, E. 1991. The Arburere igneous complex (SW Sardinia), Italy). An example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melts. *CHEM GEOL* 92, 213-249.

Sederholm, J. J. 1916. On synantetic minerals and related phenomena. *BULLETIN DE LA COMMISSION GEOLOGIQUE DE FINLANDE* 48, 1-148.

Selverstone, J. & Hollister, L. S. 1980. Cordierite-bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of metamorphism. *CAN MINERAL* 18, 119-129.

Selverstone, J. & Stern, C. R. 1983. Petrochemistry and recrystallization history of granulite xenoliths from the Pali-Aike volcanic field, Chile. *AM MINERAL* 68, 1102-1112.

Sengupta, P., Dasgupta, S.K., Bhattacharya, P.K. & Mukherjee, M. 1990. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle derived rocks. *J MET GEOL* 8, 191-198.

Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L. G. & Portugal Ferreira, M. 1987. *Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico*. En Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (editores), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, 69-86.

Shimura, T., Komatsu, M. & Iiyama, J. T. 1992. Genesis of lower crustal garnet-orthopyroxene tonalites (S-type) of the Hidaka Metamorphic Belt, northern Japan. *TRANS R SOC EDINBURGH* 83, 259-268.

Simkim, T. & Smith, J. V. 1970. Minor element distribution in olivine. *J GEOL* 8, 304-325.

Speer, J.A. 1981. Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian

piedmont, U.S.A. CAN MINER 19, 35-46.

Spear, F. S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. J MET GEOL 9, 379-388.

Spear, F. S. & Chamberlain, C. P. 1986. *Metamorphic and tectonic evolution of the Fall Mountain nappe complex and adjacent Merrimack synclinorium*. En *Regional metamorphism and metamorphic phase relations in northwestern and central New England* (ed. Robinson, P.), 121-143. Field trip guidebook for the 14<sup>th</sup> General meeting of the International Mineralogical Association, University of Massachusetts, Amherst, MA.

Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T. 1991. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schist: implication for the thermobarometry and P-T path determination. J MET GEOL 8, 683-696.

Spencer, K. J. & Lindsley, D. H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. AM MINERAL 66, 1189-1201.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. EARTH SCI REVIEW 12, 1-13.

Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the modal Q-A-P-F classification of the igneous rocks. N JARB MINERAL AB 136, 169-206.

Sturt, B. A. 1970. Exsolution during metamorphism with particular references to feldspar solid solution. MIN MAG 37, 815-832.

Suárez, O., Corretgé, L. G. & Cuesta, A. 1991. Spinel-bearing calc-alkaline granitoids of the Cantabrian and western Asturias Leonese zones, Hercynian Iberian Belt. Réseau Européen de Laboratoires "granites" (REG). A la mémoire de Jean Lameyre; Granites océaniques et continentaux. Abstract.

Thompson, A. B. 1990. *Heat, fluids, and melting in the granulite facies*. En Vielzeuf, D. & Vidal, Ph. (eds.). *Granulites and crustal evolution*, NATO ASI SERIES (C): MATHEMATICAL AND PHYSICAL SCIENCES VOL 311, 37-57.

Thompson, R. N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J. 1984. An assessment on the relative roles of crust and mantle magma genesis: an elemental approach. PHIL TRANS R SOC LONDON A 310, 549-590.

Tracy, R. J. 1982. *Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals*. En Ferry, J. (ed.). *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. REVIEWS IN MINERALOGY 10, 355-397.

Van der Molen, I. & Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. CONTRIB MINERAL PETROL 70, 299-318.

Van Lamoen, H. 1979. Coronas in olivine gabbros and iron ores from Susimaki and Riuttamaa, Finland.

CONTR MINERAL PETROL 68, 259-265.

Vernon, R. H. 1979. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. LITHOS 12, 143-152.

Vialette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. & Villaseca, C. 1987. Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). N JARB MINER MH Jg H 10, 465-479.

Vielzeuf, D. 1983. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. CONTRIB MINERAL PETROL 82, 301-311.

Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. CONTRIB MINERAL PETROL 98, 257-276.

Vielzeuf, D., Clemens, J.D., Pin, C & Moinet, E. 1990. *Granites, granulites and crustal evolution*. In granulites and crustal evolution, Vielzeuf, D. and Vidal, Ph. Editors. NATO ASI SCIENCES, SERIES C, vol 311, 59-85.

Villaseca, C. 1983. *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral 216/84, Universidad Complutense de Madrid (Spain), 331 pp.

Villaseca, C. & Barbero, L. 1991. Los granates de rocas metapelíticas de la región central española: implicaciones en el origen de granates en granitoides. GEOGACETA 11, 116-119.

Vry, J.K., Brown, E.B. & Valley, J.W. 1990. Cordierite volatile content and the role of CO<sub>2</sub> in high-grade metamorphism. AM MINERALOGIST 75, 71-88.

Wager, L. R. & Brown, G. M. 1968. *Layered igneous rocks*. Oliver and Void, Edinburgh.

Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, G. 1960. Types of igneous cumulates. J PETROL 1, 73-85.

Waters, D. J. 1988. Partial melting and the formation of granulite facies assemblages in Namaqualand, South Africa. J MET GEOL 6, 387-404.

Watson, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. FIRST HUTTON SYMPOSIUM ABSTRACTS, 19-21.

Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. CONTRIB MINERAL PETROL 62, 129-139.

Whalen, J.B. and Chappell, B.W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type

- granites of the Lachlan fold belt, southern Australia. *AM MINERALOGIST* 73, 281-296.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1983. *Granitoid types and its distribution in the Lachlan Fold Belt, southeast Australia*. En Roddick, J. A. (ed.) *Circumpacific plutonic terranes*. *GEOL SOC AM MEM* 159, 21-34.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *TRANS R SOC EDINBURGH* 79, 169-181.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1990. Per migma ad magma downunder. *GEOL JOUR* 25, 221-225.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. & Cleary, J. R. 1974. Geological setting and emplacement of some Australian Paleozoic batholiths and implications for intrusive mechanisms. *PAC GEOL* 8, 159-171.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. & Wyborn, D. 1991. *Enclaves of S-type granites in the Lachlan fold Belt, southeastern Australia*. En Didier, J. & Barbarin, B. (eds.) *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, 493-507.
- Whitney, P. R. 1972. Spinel inclusions in plagioclase of metagabbros from the Adirondack Highland. *AM MINER* 57, 1429-1436.
- Whitney, P. R. & McLelland, J. M. 1983. Origin of biotite-hornblende-garnet coronas between oxides and plagioclase in olivine metagabbros, Adirondack Region, New York. *CONTR MINERAL PETROL* 82, 34-42.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *EARTH PLANET SCI LETT* 28, 459-469.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wickham, S.M. 1987a. Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure regional metamorphism in the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France. *J PETROL* 28, 127-169.
- Wickham, S.M. 1987b. The segregation and emplacement of granitic magmas. *J GEOL SOC LONDON* 144, 281-297.
- Wildberg, H.G.H., Bischoff, L. & Baumann, A. 1989. U-Pb ages of zircons from meta-igneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *CONTRIB MINERAL PETROL* 103, 253-262.
- Winkler, M. G. F. 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Blume, Madrid, 346 pp.
- Wones, D. R. & Eugster, M. P. 1965. Stability of biotite: experimental theory and application. *AM MINERAL* 50, 1228-1272.

Wood, B. J. & Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *CONTR MINERAL PETROL* 42, 109-124.

Woodsworth, G. A. 1977. Homogenisation of zoned garnet from pelitic schists. *CAN MINER* 15, 230-242.

Yardley, B. W. D. 1977. An empirical study of diffusion in garnet. *AM MINER* 62, 793.

## **APENDICES**

**APENDICE I**  
**METODOS DE CALCULO**

## I.-METODOS DE CALCULO

### FORMULAS ESTRUCTURALES DE FASES MINERALES

Para este efecto se ha utilizado principalmente el programa MINFILE de Afifi y Essene (1988) excepto para la normalización de los anfiboles, para la que se ha utilizado el programa AMPHIBOL de Richard y Clarke (1990). Los cálculos de términos finales y otros parámetros han sido también realizados con estos programas. Los métodos de normalización utilizados han sido los estándar para las distintas fases minerales (ver Deer et al., 1970). En todos los casos, excepto para las biotitas el  $Fe^{+3}$  se ha estimado mediante balance de cargas.

Hemos realizado varios métodos de cálculo de  $Fe^{+3}$  en las biotitas. Una primera forma de calcularlo es mediante balance de cargas asumiendo normalizaciones a 7 cationes excluidos Ca, Na y K (7eCNK) o a 11 oxígenos equivalentes. Ambos métodos aplicados a las biotitas aquí estudiadas proporcionan, en general, contenidos en  $Fe^{+3}$  muy bajos, en muchas ocasiones  $Fe_2O_3 < 0.001\%$ . Otra forma de calcular el  $Fe^{+3}$  es una normalización iterativa desarrollada por Dymek (1983) para rocas metamórficas de alto grado, que deduce el  $Fe^{+3}$  al eliminar el exceso de carga producido por las sustituciones de Ti y Al, asumiendo que la entrada de estos cationes en la estructura de la biotita lleva consigo la formación de vacancias. Nosotros hemos realizado esta normalización iterativa con ayuda de un programa de cálculo BASIC (González del Tánago, com. per.) obteniendo, por lo general, valores de  $Fe^{+3}$  muy elevados, que contrastan con las estimaciones del balance de cargas. Este hecho puede ser debido a que las biotitas aquí estudiadas presentan, en general, contenidos bastante elevados en Ti y además los datos apuntan a que la entrada de este catión no implica la formación de vacancias, lo cual lleva consigo una sobreestimación del  $Fe^{+3}$ .

Por último, Bruyín et al., (1983) desarrollan un método de cálculo del  $Fe^{+3}$  empírico, basado en una regresión multielemental a partir de un banco de datos, mediante el cual, además del  $Fe^{+3}$  se pueden obtener estimaciones del  $H_2O$ , Cl y F. Este cálculo aplicado a las biotitas aquí estudiadas proporcionan contenidos bajos en  $Fe^{+3}$ , aunque superiores a los que se obtenían mediante balance de cargas en normalizaciones a 11 oxígenos o a 7eCNK.

Teniendo en cuenta que, las condiciones del área presentan características de ambiente reductor, con  $fO_2$  bajas, consideramos que las estimaciones de  $Fe^{+3}$  que se obtienen mediante el método de Dymek (op. cit.) son irreales, pudiendo quizá los contenidos calculados mediante la

regresión de Bruyín et al. (op. cit.) ser los que más se ajusten a las condiciones del área y a las restricciones cristaloquímicas del balance de cargas de estos minerales. Por lo tanto, los cálculos de las fórmulas estructurales se han realizado considerando en  $\text{Fe}^{+3}$  calculado por este último método. Igualmente se han utilizado también las estimaciones de  $\text{H}_2\text{O}$  siguiendo este mismo método.

Para los anfíboles cálcicos se han utilizado normalizaciones a 13eCNK y cálculo de  $\text{Fe}^{+3}$  mediante balance de cargas que según Cosca et al., (1990) es el mejor método para este tipo de anfíboles. Para los anfíboles ferromagnesianos hemos realizado una normalización a 15eK con  $\text{Fe}^{+3}$  calculado mediante balance de cargas tal y como recomienda Newman (1973). En ambos casos el contenido en  $\text{Fe}^{+3}$  es el máximo compatible con la estequiometría del mineral.

#### Cálculos termobarométricos

La mayoría de este tipo de cálculos se ha realizado con la ayuda de programas de ordenador, parte de ellos diseñados en BASIC por nosotros mismos durante el desarrollo de este trabajo, otra parte tomados de González de Tánago (com. per.) (cálculos con granate-cordierita, GRAIL), y algunos otros tomados de otros autores (programa MOTHERM3 de Fuhrman y Lindsley (1986), programa GPP de McBirney (1984)).

#### Cálculos geoquímicos

El tratamiento de los datos geoquímicos ha sido realizado con la ayuda del programa DBASEIII+, habiendo diseñado nosotros mismos las rutinas específicas de cálculo de los diversos parámetros geoquímicos. Los cálculos de mezcla por mínimos cuadrados fueron realizados mediante la rutina GPP de McBirney (1984). Las normas CIPW han sido calculadas en un programa BASIC cedido por Fernández Santfín (com. per.).

## **APENDICE II**

### **ANALISIS QUIMICOS DE FASES MINERALES DE LOS MATERIALES METAPELITICOS**

**TABLA I (A).-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LOS MESOSOMAS DE LAS GRANULITAS MIGMATITICAS**

N° ANAL	16	28	30	31	33	41	42	43	44	45
LAMINA			90314					92196		
SiO <sub>2</sub>	37.31	37.60	38.00	38.07	37.59	37.45	37.11	37.36	37.42	37.53
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.35	21.07	21.31	21.45	21.40	20.56	20.08	20.00	19.95	20.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.06	0.03	0.04	0.12	0.03	0.03	0.00	0.09
FeO	36.16	34.92	36.04	35.95	35.27	38.47	38.93	37.86	38.13	36.57
MnO	0.76	0.48	0.63	0.42	0.28	1.49	1.52	1.27	1.23	1.09
MgO	4.19	5.47	4.97	5.22	5.51	1.93	2.44	3.09	3.14	3.30
CaO	0.86	1.01	0.95	1.03	5.51	0.73	0.85	0.86	0.89	0.87
Total	100.62	100.55	101.97	102.17	105.60	100.80	100.96	100.47	100.76	99.92

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	5.95	5.96	5.97	5.96	5.75	6.05	6.01	6.04	6.04	6.06
Al IV	0.05	0.04	0.03	0.04	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.97	3.90	3.91	3.91	3.61	3.92	3.83	3.81	3.79	3.89
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe +2	4.83	4.63	4.73	4.70	4.51	5.20	5.27	5.12	5.15	4.94
Mn +2	0.10	0.06	0.08	0.06	0.04	0.20	0.21	0.17	0.17	0.15
Mg	1.00	1.29	1.16	1.22	1.26	0.47	0.59	0.75	0.76	0.79
Ca	0.15	0.17	0.16	0.17	0.90	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15
PIROPO	16.41	20.98	18.95	19.79	18.74	7.78	9.47	12.04	12.14	13.17
ALMAND	79.48	75.19	77.07	76.49	67.27	86.71	84.81	82.73	82.69	81.86
ESPESA	1.70	1.04	1.37	0.91	0.54	3.40	3.35	2.81	2.71	2.47
GROSUL	2.41	2.78	2.43	2.70	13.35	1.59	2.27	2.31	2.45	2.17

TABLA I (A) .-CONTINUACION

N° ANAL	46	47	48	49	51	52	54	55	56	57
LAMINA	92196									
SiO <sub>2</sub>	37.68	37.56	37.87	37.95	37.93	37.85	37.66	37.45	37.16	37.54
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.35	19.98	20.42	20.31	20.25	20.21	20.35	20.41	19.88	20.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.07	0.06	0.03	0.01	0.04	0.09	0.00	0.07	0.06
FeO	37.19	37.36	37.81	37.67	36.69	36.42	36.37	36.52	35.58	36.52
MnO	1.12	1.02	1.07	1.07	1.17	1.08	1.08	1.05	1.09	1.28
MgO	3.40	3.43	3.58	3.68	3.64	3.52	3.58	3.47	3.22	2.86
CaO	0.96	0.83	0.94	0.81	0.90	0.86	0.87	0.90	0.90	0.90
Total	100.74	100.26	101.76	101.51	100.60	100.03	100.02	99.83	97.91	99.48

## FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.05	6.07	6.03	6.05	6.08	6.09	6.06	6.05	6.11	6.09
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.85	3.80	3.83	3.81	3.83	3.83	3.86	3.88	3.85	3.88
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe +2	4.99	5.04	5.03	5.02	4.92	4.90	4.90	4.93	4.89	4.95
Mn +2	0.15	0.14	0.14	0.14	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.18
Mg	0.81	0.83	0.85	0.87	0.87	0.84	0.86	0.84	0.79	0.69
Ca	0.16	0.14	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16
PIROPO	13.28	13.42	13.71	14.16	14.25	13.98	14.21	13.77	13.18	11.57
ALMAND	81.55	81.97	81.36	81.27	80.59	81.12	80.89	81.29	81.65	82.88
ESPESA	2.49	2.27	2.34	2.33	2.61	2.44	2.42	2.37	2.53	2.94
GROSUL	2.52	2.10	2.38	2.16	2.49	2.16	2.10	2.48	2.40	2.30

TABLA I (A) .-CONTINUACION

N° ANAL	58	59	60	70	71	73	74	75	76	77
LAMINA	92196									
SiO <sub>2</sub>	37.51	37.34	36.74	37.24	37.65	37.43	37.62	37.35	37.75	37.49
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04	0.04	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.24	19.78	19.47	19.96	20.05	20.26	20.25	20.36	20.16	20.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.08	0.00	0.00	0.05	0.08
FeO	37.45	37.25	38.62	37.80	37.46	35.76	33.82	35.74	35.17	35.86
MnO	1.44	1.36	1.39	1.25	1.20	1.21	1.03	1.11	1.07	1.26
MgO	2.80	2.37	2.00	2.30	3.08	3.62	3.62	3.74	3.49	3.20
CaO	0.86	0.85	0.95	0.79	0.97	0.89	0.94	0.89	0.93	0.84
Total	100.31	99.03	99.22	99.39	100.47	99.25	97.28	99.19	98.65	99.00

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.06	6.12	6.06	6.09	6.07	6.07	6.16	6.06	6.13	6.10
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.86	3.82	3.79	3.85	3.81	3.87	3.91	3.89	3.86	3.88
Ti VI	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe +2	5.06	5.10	5.33	5.17	5.05	4.85	4.63	4.84	4.78	4.88
Mn +2	0.20	0.19	0.19	0.17	0.16	0.17	0.14	0.15	0.15	0.17
Mg	0.67	0.58	0.49	0.56	0.74	0.88	0.88	0.90	0.85	0.77
Ca	0.15	0.15	0.17	0.14	0.17	0.15	0.16	0.15	0.16	0.15
PIROPO	11.09	9.61	7.95	9.27	12.08	14.49	15.18	14.91	14.26	12.98
ALMAND	83.22	84.77	86.20	85.58	82.51	80.21	79.54	80.01	80.55	81.65
ESPESA	3.24	3.14	3.14	2.86	2.68	2.75	2.44	2.52	2.47	2.92
GROSUL	2.41	2.25	2.56	2.13	2.55	2.28	2.83	2.56	2.46	2.21

TABLE I (A) .-CONTINUACION

N° ANAL	78	86	87	88	89	91	92	94	95	96
LAMINA	92196					90961				
SiO2	37.36	37.28	37.53	37.86	37.81	38.10	37.56	37.62	37.73	37.76
TiO2	0.01	0.08	0.00	0.00	0.17	0.02	0.08	0.03	0.03	0.09
Al2O3	20.14	20.25	20.30	20.24	20.19	20.54	20.39	20.66	20.50	20.44
Cr2O3	0.06	0.04	0.00	0.08	0.09	0.07	0.05	0.05	0.03	0.05
FeO	36.35	35.55	33.60	34.14	34.12	34.12	34.28	34.40	33.52	34.14
MnO	1.47	0.95	0.81	0.78	0.67	0.79	0.58	0.65	0.70	0.60
MgO	2.25	3.97	5.04	5.36	5.09	5.39	5.24	5.37	5.24	4.88
CaO	1.04	1.05	0.94	1.02	0.96	0.98	0.95	1.02	1.01	1.01
Total	98.69	99.18	98.22	99.47	99.10	100.01	99.13	99.79	98.76	98.95

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.12	6.04	6.08	6.06	6.07	6.06	6.04	6.01	6.06	6.07
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.89	3.87	3.87	3.82	3.82	3.85	3.86	3.89	3.88	3.87
Ti VI	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe +2	4.98	4.82	4.55	4.57	4.58	4.54	4.61	4.59	4.51	4.59
Mn +2	0.20	0.13	0.11	0.11	0.09	0.11	0.08	0.09	0.10	0.08
Mg	0.55	0.96	1.22	1.28	1.22	1.28	1.26	1.28	1.25	1.17
Ca	0.18	0.18	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17
PIROPO	9.28	15.76	20.14	20.86	20.12	20.97	20.57	20.85	20.81	19.44
ALMAND	84.18	79.10	75.33	74.56	75.66	74.53	75.46	74.87	74.72	76.33
ESPESA	3.45	2.14	1.83	1.73	1.50	1.75	1.29	1.43	1.58	1.35
GROSUL	2.85	2.61	2.71	2.58	1.88	2.47	2.25	2.61	2.70	2.43

**TABLA I (A) .-CONTINUACION**

N° ANAL	97	98	116	117	118	119	84	66	63	85
LAMINA	90961						87085			
SiO2	37.95	37.68	37.47	37.10	37.42	37.48	37.76	36.75	37.38	37.86
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03
Al2O3	20.36	20.41	20.12	20.19	20.37	20.23	21.14	20.94	21.19	21.06
Cr2O3	0.13	0.17	0.00	0.00	0.07	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09
FeO	33.94	35.04	35.75	33.25	34.54	33.55	38.17	36.38	36.77	37.04
MnO	0.82	1.01	1.04	0.88	0.68	0.69	1.44	0.83	0.55	1.07
MgO	4.79	3.46	3.68	4.68	4.65	5.25	3.03	3.73	4.19	3.66
CaO	1.03	0.96	1.00	0.99	1.02	0.94	0.90	1.36	4.19	1.16
Total	99.01	98.76	99.06	97.09	98.79	98.27	102.57	100.10	104.35	101.98

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	6.10	6.11	6.08	6.08	6.05	6.06	5.98	5.93	5.82	5.99
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.18	0.01
Al VI	3.86	3.90	3.85	3.90	3.88	3.86	3.92	3.91	3.70	3.92
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe +2	4.56	4.75	4.85	4.56	4.67	4.54	5.05	4.91	4.78	4.90
Mn +2	0.11	0.14	0.14	0.12	0.09	0.10	0.19	0.11	0.07	0.14
Mg	1.15	0.84	0.89	1.14	1.12	1.27	0.71	0.90	0.97	0.86
Ca	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.16	0.15	0.23	0.70	0.20
PIROPO	19.13	14.19	14.71	19.07	18.49	20.88	11.68	14.57	14.89	14.16
ALMAND	76.07	80.61	80.06	76.01	77.06	74.85	82.65	79.77	73.30	80.27
ESPESA	1.85	2.36	2.35	2.03	1.54	1.57	3.16	1.85	1.11	2.35
GROSUL	2.51	2.24	2.88	2.87	2.56	2.30	2.50	3.46	10.44	3.23

TABLA I (A) .-CONTINUACION

N° LAMINA	86	88	89	90	91	92	94	95	96	97	98
LAMINA	87075										
SiO2	37.95	38.49	38.08	38.40	38.26	38.42	38.27	38.44	37.79	38.32	37.48
TiO2	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0
Al2O3	21.47	21.36	21.21	21.59	21.67	21.54	21.28	21.45	21.82	21.37	20.95
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.11	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01	0.10	0
FeO	35.96	36.02	35.75	34.67	35.44	35.78	35.36	35.89	35.76	36.55	37.97
MnO	1.19	1.04	1.02	1.08	1.02	0.92	1.36	0.95	1.15	1.49	1.61
MgO	4.04	4.29	4.48	4.49	4.50	4.51	4.56	4.46	4.05	3.84	2.97
CaO	1.12	1.12	1.23	1.29	1.22	1.21	1.36	1.33	1.29	1.30	1.08
Total	101.77	102.36	101.84	101.64	102.10	102.41	102.24	102.56	101.91	102.98	102.14
Si IV	5.98	6.02	5.99	6.02	5.99	6.00	6.00	6.00	5.95	5.99	5.96
Al IV	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00
Al VI	3.97	3.94	3.93	3.99	3.99	3.96	3.92	3.95	3.99	3.93	3.89
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe +2	4.74	4.71	4.71	4.55	4.64	4.67	4.63	4.69	4.71	4.78	5.05
Mn +2	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.18	0.13	0.15	0.20	0.22
Mg	0.95	1.00	1.05	1.05	1.05	1.05	1.06	1.04	0.95	0.90	0.70
Ca	0.19	0.19	0.21	0.22	0.20	0.20	0.23	0.22	0.22	0.22	0.18
PIROPO	15.72	16.56	17.23	17.61	17.41	17.35	17.43	17.10	15.76	14.70	11.44
ALMAND	78.52	78.06	77.15	76.33	76.96	77.29	75.86	77.15	78.08	78.48	82.05
ESPEsa	2.62	2.28	2.22	2.41	2.24	2.01	2.96	2.08	2.54	3.25	3.52
GROSUL	3.14	3.11	3.40	3.65	3.39	3.35	3.75	3.66	3.62	3.57	2.99

**TABLA I (B).-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LEUCOSOMAS DE GRANULITAS MIGMATITICAS**

	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
87075										
SiO <sub>2</sub>	37.73	37.99	37.49	37.67	37.96	38.04	38.13	38.41	38.33	38.15
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0	0.02	0.07	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.53	21.28	21.75	21.60	21.46	21.58	21.44	21.51	22.00	21.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.05	0.08	0.16	0.03	0	0	0	0.06	0.09
FeO	35.13	35.04	34.87	34.84	35.29	34.59	34.47	34.53	35.17	35.04
MnO	0.98	0.91	1.01	0.92	0.78	0.94	0.90	1.15	0.82	0.88
MgO	4.76	4.83	4.70	4.84	4.82	4.80	4.85	5.01	5.31	5.06
CaO	1.10	1.22	1.24	1.30	1.33	1.34	1.31	1.23	1.01	1.01
Total	101.39	101.36	101.19	101.36	101.71	101.30	101.10	101.85	102.76	101.61

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	5.95	5.99	5.92	5.94	5.96	5.98	6.01	6.00	5.94	5.99
Al IV	0.05	0.01	0.08	0.06	0.04	0.02	0	0	0.06	0.01
Al VI	3.95	3.94	3.97	3.95	3.94	3.99	3.98	3.96	3.96	3.94
Ti VI	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0	0	0	0.01	0.01
Fe +2	4.63	4.62	4.61	4.59	4.64	4.55	4.54	4.51	4.56	4.60
Mn +2	0.13	0.12	0.13	0.12	0.10	0.13	0.12	0.15	0.11	0.12
Mg	1.12	1.13	1.11	1.14	1.13	1.12	1.14	1.17	1.23	1.18
Ca	0.19	0.21	0.21	0.22	0.22	0.23	0.22	0.21	0.17	0.17
PIROPO	18.45	18.66	18.29	18.72	18.53	18.66	18.93	19.32	20.23	19.50
ALMAND	76.34	75.96	76.02	75.63	76.08	75.52	75.42	74.74	75.22	75.78
ESPESA	2.16	1.99	2.22	2.02	1.71	2.08	1.99	2.52	1.79	1.93
GROSUL	3.05	3.40	3.47	3.63	3.68	3.74	3.67	3.42	2.76	2.79

TABLA I (B) .-CONTINUACION

	111	112	113	114	116	122	118
				87075			
SiO <sub>2</sub>	37.88	38.07	38.06	38.00	38.23	37.24	37.76
TiO <sub>2</sub>	0	0.04	0.01	0.02	0.04	0	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.33	21.54	21.40	21.64	21.33	21.03	21.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.04	0.04	0	0.04	0.06	0.03
FeO	35.70	36.16	35.72	35.81	34.90	36.53	35.66
MnO	1.14	0.98	0.95	0.95	1.01	1.10	1.06
MgO	4.46	4.55	4.51	4.55	4.59	3.49	4.74
CaO	1.17	1.05	1.21	1.16	1.26	1.33	1.07
Total	101.85	102.42	101.90	102.14	101.41	100.78	101.72

## FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	5.97	5.96	5.98	5.96	6.02	5.96	5.95
Al IV	0.03	0.04	0.02	0.04	0	0.04	0.05
Al VI	3.93	3.93	3.95	3.96	3.96	3.93	3.92
Ti VI	0	0	0	0	0.01	0	0
Cr	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0
Fe +2	4.70	4.73	4.69	4.70	4.59	4.89	4.70
Mn +2	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14
Mg	1.05	1.06	1.06	1.06	1.08	0.83	1.11
Ca	0.20	0.18	0.20	0.20	0.21	0.23	0.18
PIROPO	17.16	17.40	17.38	17.49	17.90	13.64	18.15
ALMAND	77.11	77.58	77.20	77.22	76.33	80.18	76.61
ESPESA	2.50	2.12	2.08	2.07	2.23	2.44	2.30
GROSUL	3.23	2.90	3.35	3.21	3.53	3.74	2.94

**TABLA I (C).-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE PARAGNEISES NO MIGMATIZADOS**

N° ANAL	190	1	2	3	4	5	6	7	8	9
LAMINA	92199									
SiO <sub>2</sub>	38.51	38.41	38.04	38.48	38.78	38.24	38.11	38.44	38.23	38.40
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.10	0.11	0.11	0.10	0.09	0.13	0.18	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.51	20.73	20.36	20.67	20.57	20.71	20.65	20.59	20.61	20.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.03	0.09	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.07
FeO	33.64	33.50	32.14	32.49	32.86	31.96	32.52	33.20	32.81	31.69
MnO	1.23	1.21	0.97	0.81	0.95	0.95	1.10	1.03	0.96	0.89
MgO	5.13	5.66	6.27	6.39	6.53	6.39	6.46	6.27	6.42	6.45
CaO	1.58	1.71	1.76	1.82	2.04	1.70	1.80	1.82	1.97	1.85
Total	100.68	101.30	99.68	100.85	101.84	100.06	100.74	101.52	101.24	100.13
FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS										
Si IV	6.08	6.03	6.04	6.03	6.03	6.03	6.00	6.01	5.99	6.05
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al VI	3.82	3.84	3.81	3.82	3.77	3.85	3.82	3.79	3.80	3.84
Ti VI	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe +2	4.44	4.40	4.27	4.26	4.27	4.22	4.28	4.34	4.30	4.17
Mn +2	0.16	0.16	0.13	0.11	0.13	0.13	0.15	0.14	0.13	0.12
Mg	1.21	1.32	1.48	1.49	1.51	1.50	1.51	1.46	1.50	1.51
Ca	0.27	0.29	0.30	0.31	0.34	0.29	0.30	0.30	0.33	0.31
PIROPO	19.86	21.45	24.00	24.21	24.22	24.49	24.26	23.41	23.97	24.74
ALMAND	73.05	71.28	69.05	69.10	68.35	68.75	68.52	69.52	68.71	68.21
ESPESA	2.71	2.60	2.12	1.74	2.01	2.08	2.35	2.19	2.04	1.95
GROSUL	4.13	4.39	4.42	4.33	5.07	4.32	4.58	4.37	4.59	4.59

TABLA I (C) .-CONTINUACION

N° ANAL	10	11	12	14	15	16	17	22	23	24
LAMINA	92199									
SiO2	38.73	38.55	38.31	38.43	38.45	38.42	37.99	38.46	38.41	38.07
TiO2	0.10	0.09	0.08	0.17	0.14	0.07	0.05	0.11	0.12	0.05
Al2O3	20.53	20.66	20.46	20.76	20.68	20.72	20.22	20.60	20.62	20.52
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.07	0.08	0.07	0.05
FeO	32.41	31.97	32.58	32.85	33.12	32.44	33.76	33.18	32.37	32.08
MnO	0.91	1.01	1.01	0.89	0.89	0.89	1.03	1.01	0.94	0.86
MgO	6.36	6.37	6.13	0.89	6.32	6.50	5.26	6.51	6.60	6.52
CaO	1.98	1.82	1.77	1.83	1.99	1.78	1.73	1.80	1.71	1.79
Total	101.02	100.48	100.34	95.82	101.65	100.82	100.11	101.75	100.84	99.95

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.06	6.05	6.05	6.35	6.00	6.02	6.05	6.00	6.02	6.02
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.79	3.82	3.81	4.04	3.80	3.83	3.79	3.79	3.81	3.83
Ti VI	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe +2	4.24	4.20	4.30	4.54	4.32	4.25	4.50	4.33	4.24	4.24
Mn +2	0.12	0.13	0.14	0.12	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13	0.11
Mg	1.48	1.49	1.44	0.22	1.47	1.52	1.25	1.51	1.54	1.54
Ca	0.33	0.31	0.30	0.32	0.33	0.30	0.30	0.30	0.29	0.30
PIROPO	24.01	24.34	23.34	4.21	23.54	24.55	20.20	24.12	24.88	24.79
ALMAND	68.67	68.49	69.63	87.18	69.25	68.71	72.76	68.97	68.45	68.45
ESPESA	1.95	2.19	2.20	2.39	1.88	1.91	2.25	2.12	2.02	1.85
GROSUL	5.06	4.65	4.59	5.71	4.64	4.63	4.40	4.17	4.04	4.56

TABLE I (C) .-CONTINUACION

N° ANAL	25	26	27	30	31	32
LAMINA	92199					
SiO <sub>2</sub>	38.24	37.57	38.43	38.16	38.70	37.88
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.04	0.04	0.05	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.72	20.29	20.80	20.79	20.71	20.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
FeO	32.92	35.22	33.31	32.81	32.89	33.57
MnO	0.89	1.44	0.88	1.12	1.00	0.95
MgO	6.46	4.26	6.04	5.84	6.11	5.88
CaO	1.76	1.65	1.80	1.68	1.74	1.82
Total	101.03	100.46	101.31	100.45	101.21	100.70

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.00	6.02	6.02	6.02	6.05	5.99
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al VI	3.83	3.83	3.84	3.87	3.82	3.81
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.32	4.72	4.36	4.33	4.30	4.44
Mn +2	0.12	0.20	0.12	0.15	0.13	0.13
Mg	1.51	1.02	1.41	1.37	1.42	1.39
Ca	0.30	0.28	0.30	0.28	0.29	0.31
PIROPO	24.20	16.38	22.77	22.37	23.15	22.15
ALMAND	69.16	75.92	70.46	70.54	69.94	70.89
ESPESA	1.90	3.15	1.88	2.45	2.16	2.03
GROSUL	4.62	4.47	4.72	4.52	4.58	4.52



TABLA II.-ANALISIS QUIMICOS DE BIOTITAS DE LOS MATERIALES METAPELITICOS

N° ANAL	17	18	29	32	34	35-61	35-65	35-66	90-93	90-101	
LAMINA	GRANULITA 90314						GRANULITA 92196				
SiO2	35.27	35.12	35.34	35.94	35.51	34.73	35.22	34.87	34.93	35.36	
TiO2	4.14	4.19	6.31	5.31	5.27	3.44	4.33	4.93	6.21	4.59	
Al2O3	16.07	16.05	16.97	15.71	15.39	17.68	17.70	16.77	15.81	15.33	
Cr2O3	0.26	0.13	0.00	0.31	0.27	0.03	0.14	0.13	0.17	0.19	
FeO	20.43	18.74	14.92	17.34	20.38	21.89	22.22	20.36	17.32	18.87	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.11	0.00	0.02	0.03	
MgO	9.63	10.05	11.88	11.43	9.34	6.66	6.52	6.88	10.55	10.28	
CaO	0.10	0.27	0.38	0.14	0.16	0.11	0.00	0.07	0.05	0.00	
Na2O	0.17	0.14	0.40	0.28	0.12	0.13	0.13	0.17	0.31	0.06	
K2O	8.81	9.07	9.21	9.39	9.43	8.94	9.23	9.19	9.18	9.77	
Total	94.87	93.77	95.42	95.84	95.86	93.63	95.61	93.83	94.55	94.49	

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.41	5.42	5.29	5.41	5.42	5.48	5.44	5.48	5.35	5.48
Al IV	2.59	2.58	2.71	2.59	2.58	2.52	2.56	2.52	2.65	2.52
Al VI	0.31	0.34	0.28	0.19	0.19	0.76	0.66	0.58	0.20	0.27
Ti VI	0.48	0.49	0.71	0.60	0.60	0.41	0.50	0.58	0.71	0.53
Cr	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe +3	0.22	0.17	0.00	0.09	0.13	0.17	0.11	0.09	0.05	0.11
Fe +2	2.40	2.25	1.87	2.09	2.47	2.54	2.66	2.49	2.14	2.23
Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	2.20	2.31	2.65	2.56	2.13	1.57	1.50	1.61	2.41	2.37
Ca	0.02	0.04	0.06	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.05	0.04	0.12	0.08	0.04	0.04	0.04	0.05	0.09	0.02
K	1.72	1.79	1.76	1.80	1.84	1.80	1.82	1.84	1.79	1.93

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANAL	90-103	90-107	90-112	65	62	67	68	69	72	73
LAMINA	GRANULITA 90961			GRANULITA 87085						
SiO2	34.41	35.89	35.28	33.69	34.29	35.94	34.68	35.25	35.01	35.82
TiO2	5.28	5.59	5.27	4.37	3.55	5.66	5.04	5.51	4.66	4.87
Al2O3	15.05	15.52	15.62	16.95	17.45	16.97	17.63	17.39	15.44	15.78
Cr2O3	0.23	0.14	0.19	0.24	0.16	0.10	0.08	0.00	0.14	0.10
FeO	18.82	18.07	18.91	23.98	21.74	17.31	18.96	17.92	21.09	20.88
MnO	0.02	0.03	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01
MgO	10.19	10.31	9.56	7.14	8.31	10.48	10.20	10.30	8.85	8.95
CaO	0.00	0.03	0.00	0.16	0.27	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02
Na2O	0.10	0.18	0.07	0.16	0.20	0.34	0.17	0.20	0.20	0.17
K2O	9.67	9.69	9.58	9.10	9.37	8.94	8.51	9.01	8.37	8.84
Total	94.78	95.46	94.59	95.78	95.33	96.21	95.35	95.63	93.84	95.58

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.38	5.46	5.45	5.23	5.29	5.37	5.27	5.31	5.47	5.46
Al IV	2.62	2.54	2.55	2.77	2.71	2.63	2.73	2.69	2.53	2.54
Al VI	0.16	0.24	0.29	0.33	0.46	0.36	0.42	0.40	0.31	0.30
Ti VI	0.62	0.64	0.61	0.51	0.41	0.64	0.58	0.62	0.55	0.56
Cr	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Fe +3	0.10	0.05	0.07	0.22	0.20	0.05	0.00	0.03	0.00	0.18
Fe +2	2.28	2.21	2.32	2.89	2.60	2.16	2.41	2.23	2.75	2.48
Mn +2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.38	2.34	2.20	1.65	1.91	2.34	2.31	2.31	2.06	2.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.05	0.02	0.05	0.06	0.10	0.05	0.06	0.06	0.05
K	1.93	1.88	1.89	1.80	1.84	1.70	1.65	1.73	1.67	1.72

**TABLA II.-CONTINUACION**

N° ANAL	74	76	79	87	93	102	103	105	107	108
LAMINA	GRANULITA 87085									
SiO <sub>2</sub>	35.64	34.82	34.88	35.51	35.85	35.12	35.18	34.67	35.36	34.79
TiO <sub>2</sub>	4.65	6.27	4.98	5.82	5.36	5.91	5.18	5.70	6.25	5.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	18.10	16.78	17.53	18.03	16.59	17.31	17.07	17.39	16.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.06	0.10	0.06	0.14	0.12	0.05	0.02	0.01	0.03
FeO	21.19	18.18	22.48	19.92	16.67	22.44	23.54	22.99	20.70	24.17
MnO	0.08	0.00	0.09	0.07	0.00	0.07	0.03	0.00	0.03	0.04
MgO	9.04	9.06	7.81	8.14	10.13	7.45	6.46	6.48	7.71	6.52
CaO	0.00	0.05	0.00	0.08	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.29	0.19	0.17	0.23	0.12	0.07	0.06	0.19	0.10
K <sub>2</sub> O	9.54	8.93	9.23	8.94	9.11	9.53	9.40	9.67	9.34	9.64
Total	96.06	95.76	96.56	96.27	95.58	97.53	97.23	96.66	96.99	97.77
FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS										
Si IV	5.45	5.25	5.33	5.36	5.37	5.33	5.35	5.32	5.33	5.30
Al IV	2.55	2.75	2.67	2.64	2.63	2.67	2.65	2.68	2.67	2.70
Al VI	0.23	0.47	0.34	0.48	0.55	0.30	0.46	0.40	0.42	0.32
Ti VI	0.53	0.71	0.57	0.66	0.60	0.67	0.59	0.66	0.71	0.65
Cr	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.17	0.00	0.15	0.03	0.00	0.07	0.10	0.06	0.00	0.10
Fe +2	2.53	2.29	2.72	2.49	2.09	2.78	2.90	2.89	2.61	2.98
Mn +2	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	2.06	2.04	1.78	1.83	2.26	1.69	1.47	1.48	1.73	1.48
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.09	0.06	0.05	0.07	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03
K	1.86	1.72	1.80	1.72	1.74	1.84	1.83	1.89	1.80	1.87

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANAL	117	119	121	18	19	33	34	35	19	360-24
LAMINA	GRANULITA 87085			PARAGNEIS 92199						92194
SiO <sub>2</sub>	36.29	35.22	35.40	35.12	35.90	35.79	34.92	35.36	36.10	35.80
TiO <sub>2</sub>	5.92	5.99	4.79	2.92	2.78	5.27	2.98	3.45	3.32	4.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.73	16.81	15.62	16.28	16.12	16.14	16.87	16.65	17.05	16.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.11	0.14	0.04	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.81	18.58	21.00	16.29	16.27	16.24	19.36	17.94	17.25	18.15
MnO	0.03	0.01	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
MgO	10.32	9.60	8.65	12.43	12.87	11.79	10.02	11.65	11.86	9.97
CaO	0.03	0.00	0.02	0.25	0.15	0.00	0.15	0.18	0.04	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.21	0.19	0.08	0.15	0.20	0.09	0.12	0.14	0.17
K <sub>2</sub> O	9.08	9.60	9.37	7.76	7.19	9.33	9.18	8.48	9.40	9.68
Total	97.57	96.11	95.28	91.26	91.56	94.81	93.56	93.90	95.17	94.80

## FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.31	5.33	5.45	5.45	5.51	5.41	5.43	5.40	5.44	5.46
Al IV	2.69	2.67	2.55	2.55	2.49	2.59	2.57	2.60	2.56	2.54
Al VI	0.55	0.32	0.28	0.42	0.43	0.28	0.53	0.39	0.46	0.51
Ti VI	0.65	0.68	0.55	0.34	0.32	0.60	0.35	0.40	0.38	0.46
Cr	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.01	0.17	0.27	0.31	0.05	0.00	0.21	0.13	0.09
Fe +2	2.06	2.34	2.53	1.85	1.78	2.00	2.52	2.08	2.04	2.22
Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.25	2.16	1.98	2.87	2.95	2.66	2.32	2.65	2.66	2.26
Ca	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00
Na	0.10	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.05
K	1.70	1.85	1.84	1.53	1.41	1.80	1.82	1.65	1.81	1.88

**TABLA III.-ANALISIS QUIMICOS DE CORDIERITAS DE ROCAS METAPELITICAS**

N° ANAL	0314-21	0314-24	0314-36	85	105	110	114	36	40	65	67
LAMINA	GRANULITA 90314			GRANULITA 90961				GRANULITA 92199			
SiO <sub>2</sub>	48.47	48.08	48.97	46.75	48.16	47.93	48.09	47.63	47.87	48.37	48.20
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.08	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.32	32.04	32.47	29.73	31.30	31.31	31.41	30.96	31.01	31.40	31.06
FeO	9.41	8.92	9.39	9.38	9.76	9.84	8.95	11.35	12.07	11.50	11.55
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.09	0.13	0.20	0.06	0.20
MgO	7.80	8.00	8.04	7.05	7.53	7.47	7.67	5.65	6.18	6.36	6.20
CaO	0.14	0.15	0.00	0.37	0.03	0.02	0.00	0.04	0.04	0.02	0
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.06	0.10	0.20	0.06	0.07	0.06	0.13	0.11	0.11	0.09
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.01	0.02	1.06	0.00	0.03	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.00	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.27	97.25	99.10	93.87	96.89	96.67	96.29	96.99	97.52	97.93	97.38

**FORMULA ESTRUCTURAL A 18 OXIGENOS**

Si+4	5.02	5.02	5.02	5.09	5.06	5.05	5.07	5.08	5.06	5.07	5.09
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al+3	3.94	3.94	3.93	3.82	3.88	3.89	3.90	3.89	3.86	3.88	3.86
Fe+2	0.82	0.78	0.81	0.85	0.86	0.87	0.79	1.01	1.07	1.01	1.02
Mn+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Mg+2	1.20	1.24	1.23	1.15	1.18	1.18	1.20	0.90	0.97	0.99	0.98
Ca+2	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+1	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
K+1	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00
Cr+3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



**TABLA IV.-ANALISIS QUIMICOS DE ESPINELAS DE ROCAS METAPELITICAS**

	22	23	25	37	60	38	39	63
	GRANULITA 90314				87085	GRANULITA 92199		
SiO <sub>2</sub>	0.02	0.08	0.07	0.05	0.73	0.04	4.50	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.06	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.02	56.90	56.46	56.49	56.26	53.72	51.95	53.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.25	0.16	0.39	0.37	1.32	1.66	1.78
FeO	33.88	33.87	33.80	33.04	38.52	37.35	29.18	33.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.12
MgO	3.80	4.08	3.94	3.86	2.83	2.37	0.09	1.91
CaO	0.04	0.16	0.14	0.18	0.37	0.00	0.22	0.00
NiO	0.14	0.17	0.18	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.46	1.91	5.30
TOTAL	95.33	95.58	94.85	94.08	99.28	99.00	89.57	96.40

**FORMULA ESTRUCTURAL A 16 OXIGENOS**

Si	0.01	0.02	0.02	0.01	0.17	0.00	0.14	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	15.86	15.77	15.78	15.89	15.28	1.86	1.97	1.90
Cr	0.06	0.05	0.03	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04
Fe +3	0.07	0.15	0.15	0.01	0.32	0.10	0.00	0.06
Fe +2	6.63	6.52	6.55	6.58	7.10	0.82	0.79	0.79
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.34	1.43	1.39	1.37	0.97	0.10	0.00	0.09
Ca	0.01	0.04	0.04	0.05	0.09	0.00	0.01	0.00
Ni	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.12



**TABLA V. -ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASA Y FELDESPATO POSTASICO DE ROCAS METAPELITICAS**

N° ANAL	19	27	79	83	99	100	102	111	T-361	-361-17
LAMINA	GRANULITA 90314		92199		90961			PARAGNEIS		
SiO2	60.98	60.65	60.76	60.22	59.97	60.11	60.02	59.06	55.31	54.91
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.00	0.07	0.04	0.00
Al2O3	24.39	24.08	23.74	23.89	24.26	23.89	24.05	24.27	28.28	28.29
FeO	0.24	0.08	0.00	0.09	0.01	0.09	0.03	0.00	0.00	0.06
MgO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	6.18	6.24	6.31	6.45	6.87	6.77	6.78	7.53	11.53	11.87
Na2O	8.23	8.14	8.41	8.39	8.06	8.04	7.76	7.56	5.29	5.16
K2O	0.04	0.15	0.23	0.34	0.23	0.42	0.39	0.32	0.14	0.18
TOTAL	100.09	99.33	99.47	99.44	99.44	99.35	99.02	98.83	100.61	100.47

**FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS**

Si+4	10.84	10.87	10.89	10.82	10.77	10.81	10.81	10.69	9.93	9.89
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al+3	5.11	5.08	5.01	5.06	5.13	5.06	5.11	5.18	5.98	6.00
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg+2	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	1.18	1.20	1.21	1.24	1.32	1.30	1.31	1.46	2.22	2.29
Na+1	2.84	2.83	2.92	2.92	2.81	2.80	2.71	2.65	1.84	1.80
K+1	0.01	0.03	0.05	0.08	0.05	0.10	0.09	0.07	0.03	0.04
ANORTITA	29.25	29.53	28.96	29.27	31.61	31.03	31.85	34.88	54.17	55.41
ALBITA	70.51	69.63	69.81	68.87	67.12	66.70	65.98	63.34	45.02	43.57
ORTOSA	0.24	0.84	1.23	1.85	1.27	2.28	2.17	1.78	0.81	1.02

1

376

**TABLA V. -CONTINUACION**

N° ANAL	360-23	314-26	72	115	21	28
LAMINA	PARAGNEIS		FELDESPATOS POSTASICOS			
SiO2	58.19	65.99	64.73	63.96	64.65	64.85
TiO2	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.00
Al2O3	26.56	19.04	18.58	18.14	18.32	18.36
FeO	0.00	0.11	0.19	0.00	0.05	0.14
MgO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	9.23	0.20	0.09	0.10	0.13	0.00
Na2O	6.64	1.75	2.56	1.95	1.54	0.10
K2O	0.14	12.12	13.03	13.65	14.35	17.06
TOTAL	100.77	99.22	99.22	97.90	99.05	100.50

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	10.36	12.04	11.94	11.98	11.99	11.98
Ti+4	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al+3	5.57	4.09	4.04	4.01	4.01	4.00
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	1.76	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00
Na+1	2.29	0.62	0.91	0.71	0.56	0.04
K+1	0.03	2.82	3.07	3.26	3.40	4.02
ANORTITA	43.10	1.10	0.45	0.50	0.65	0.00
ALBITA	56.12	17.82	22.86	17.76	13.97	0.90
ORTOSA	0.78	81.07	76.68	81.74	85.38	99.10

**TABLA VI.-ANALISIS QUIMICOS DE ILMENITAS DE LAS ROCAS METAPELITICAS**

N° ANAL	20	35	64	37	64	81	90	106	113
LAMINA	GRANULITA 90314		87085	GRANULITA 92199			GRANULITA 90961		
SiO2	0.07	0.06	0.04	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
TiO2	51.65	51.54	52.14	55.70	55.15	54.41	55.28	54.77	54.23
Al2O3	0.04	0.02	0.05	0.00	0.05	0.10	0.01	0.07	0.02
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.00	0.02	0.02	0.00
FeO	46.99	47.12	47.86	45.42	46.02	45.74	45.51	45.14	45.93
MnO	0.40	0.50	0.27	0.26	0.36	0.47	0.11	0.37	0.20
MgO	0.15	0.11	0.25	0.19	0.16	0.10	0.47	0.22	0.61
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01
TOTAL	99.30	99.35	100.75	101.67	101.92	100.84	101.43	100.67	101.03

**FORMULA ESTRUCTURAL A 3 OXIGENOS**

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.04	1.04	1.03	1.04	1.03	1.02	1.03	1.03	1.02
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Fe +2	1.02	1.02	1.02	1.03	1.01	1.01	1.01	1.02	0.99
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

**APENDICE III**

**ANALISIS QUIMICOS DE FASES MINERALES DE LAS ROCAS  
BASICAS**

TABLA I.-ANALISIS QUIMICOS DE OLIVINOS DE LOS GABROS TIPO LA BASTIDA

LAMINA	87075	87075	87075	87075	89083	89083	89083	89083	9084-29	7080-45
SiO <sub>2</sub>	37.95	38.25	38.43	38.35	37.55	37.54	37.28	37.53	39.29	37.42
FeO	23.24	23.71	24.14	23.23	28.87	28.87	29.17	29.52	21.67	28.34
MnO	0.02	0.22	0.00	0.01	0.26	0.23	0.04	0.22	0.00	0.11
MgO	37.93	37.97	38.38	38.32	34.22	33.84	33.46	33.73	40.09	34.22
CaO	0.08	0.02	0.00	0.10	0.05	0.10	0.01	0.06	0.01	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.14	0.02	0.00
NiO	0.12	0.12	0.20	0.25	0.00	0.04	0.17	0.12	0.00	0.00
TOTAL	99.37	100.30	101.19	100.32	100.96	100.68	100.28	101.32	101.08	100.12

FORMULA ESTRUCTURAL A 4 OXIGENOS

Si <sup>+4</sup>	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe <sup>+2</sup>	0.51	0.52	0.52	0.51	0.64	0.64	0.65	0.66	0.46	0.63
Mn <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg <sup>+2</sup>	1.49	1.48	1.48	1.49	1.36	1.34	1.34	1.34	1.53	1.36
Ca <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sup>+3</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni <sup>+2</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FO	74.42	74.06	73.92	74.62	67.88	67.63	67.16	67.07	76.74	68.28
FA	25.58	25.94	26.08	25.38	32.12	32.37	32.84	32.93	23.26	31.72



TABLA II.-ANALISIS QUIMICOS DE ORTOPIROXENOS

N° ANALISIS 87075-3 87075-4 7075-16 7075-17 7075-25 7075-28 7075-30 7075-7' 87075-2 87075-3

LA BASTIDA

SiO <sub>2</sub>	53.90	53.42	54.51	53.95	54.71	54.09	54.23	54.77	54.28	54.81
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	0.09	0.12	0.05	0.22	0.05	0.04	0.18	0.11
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.10	2.79	3.03	2.83	2.01	2.55	2.62	2.91	2.21	2.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.18	0.06	0.04	0.17	0.33
FeO	14.28	14.41	14.14	14.26	14.56	14.66	14.40	14.21	14.99	14.67
MnO	0.01	0.01	0.00	0.11	0.16	0.00	0.00	0.04	0.27	0.23
NiO	0.00	0.02	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
MgO	28.18	27.81	28.49	28.17	28.60	27.82	28.44	27.87	26.42	26.24
CaO	0.31	0.33	0.23	0.27	0.24	0.46	0.36	0.31	0.30	0.46
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.06	0.02	0.03	0.07	0.04
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.87	98.81	100.55	99.80	100.47	100.05	100.18	100.23	98.90	99.50

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.93	1.93	1.93	1.93	1.95	1.94	1.94	1.95	1.97	1.97
Al IV	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.05	0.03	0.03
Al VI	0.06	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.05	0.07	0.06	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe +2	0.43	0.44	0.42	0.43	0.43	0.44	0.43	0.42	0.45	0.44
Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.50	1.50	1.51	1.50	1.52	1.49	1.51	1.48	1.43	1.41
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

C C C C C I C S I I  
 (C) Corona; (I) Igneo; (S) simplectita

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANALISIS 87075-4 87075-7 87075-8 7075-10 7075-12 7075-13 7075-18 7075-19 7075-20 7075-21

LA BASTIDA

SiO <sub>2</sub>	53.97	54.31	52.41	53.05	54.51	54.21	54.68	51.17	53.96	54.54
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.13	0.09	0.02	0.13	0.17	0.09	0.16	0.15	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.34	2.72	4.82	3.78	1.79	1.72	2.45	4.85	2.39	2.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.17	0.60	0.45	0.29	0.14	0.03	0.80	0.05	0.04
FeO	14.71	14.50	15.42	15.09	15.19	14.93	14.72	15.56	14.87	14.34
MnO	0.33	0.23	0.26	0.15	0.25	0.28	0.27	0.28	0.20	0.23
NiO	0.08	0.04	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
MgO	25.99	26.60	25.79	25.97	26.03	26.25	26.10	24.92	26.15	26.21
CaO	0.28	0.31	0.30	0.31	0.33	0.32	0.29	0.37	0.39	0.32
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.35	99.07	99.78	98.92	98.59	98.03	98.63	98.12	98.17	98.29

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.93	1.96	1.89	1.93	1.98	1.98	1.98	1.88	1.97	1.98
Al IV	0.07	0.04	0.11	0.07	0.02	0.02	0.02	0.12	0.03	0.02
Al VI	0.11	0.08	0.10	0.09	0.06	0.06	0.09	0.10	0.07	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe +2	0.44	0.44	0.47	0.46	0.46	0.46	0.45	0.48	0.45	0.44
Mn +2	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.38	1.43	1.39	1.41	1.41	1.43	1.41	1.37	1.42	1.42
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

I I I I I I C I I I

TABLE II.-CONTINUACION

N° ANALISIS 7075-25 89083-3 89083-7 9083-14 9083-25 083-128 083-129 083-131 083-133 7080-43

LA BASTIDA

SiO2	54.79	52.59	54.79	53.01	52.81	53.13	54.01	53.34	53.19	54.27
TiO2	0.09	0.03	0.05	0.02	0.18	0.35	0.27	0.14	0.38	0.18
Al2O3	2.17	1.30	1.39	2.71	1.26	1.37	1.09	1.13	1.65	2.17
Cr2O3	0.01	0.01	0.10	0.00	0.08	0.00	0.10	0.15	0.25	0.15
FeO	14.64	20.34	16.79	21.01	21.55	21.95	22.06	20.68	21.44	15.78
MnO	0.30	0.48	0.28	0.42	0.26	0.39	0.57	0.48	0.41	0.00
NiO	0.03	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00
MgO	25.76	21.95	26.46	22.54	22.22	21.25	21.51	21.30	20.68	25.90
CaO	0.37	2.09	0.56	0.75	1.47	0.81	0.67	1.08	1.80	2.23
Na2O	0.06	0.04	0.00	0.01	0.03	0.02	0.07	0.03	0.16	0.03
K2O	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.22	0.20	0.01	0.08	0.00
Total	98.20	98.99	100.47	100.46	99.85	99.48	100.58	98.35	100.10	100.72

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.99	1.97	1.97	1.95	1.97	1.99	2.00	2.00	1.98	1.95
Al IV	0.01	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05
Al VI	0.09	0.03	0.03	0.07	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe +2	0.45	0.64	0.51	0.65	0.67	0.69	0.68	0.65	0.67	0.47
Mn +2	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.40	1.23	1.42	1.24	1.23	1.18	1.18	1.19	1.15	1.39
Ca	0.01	0.08	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04	0.07	0.09
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00

C I C I I I I I I I

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANALISIS	7080-44	7080-49	89080-8	89080-9	9080-12	7084-57	9084-33	9084-31	7084-59	7197-35
	LA BASTIDA								TOLEDO	
SiO2	53.81	54.66	52.31	49.24	52.31	52.06	54.89	54.53	52.12	50.92
TiO2	0.15	0.04	0.11	0.16	0.00	0.00	0.21	0.24	0.00	0.02
Al2O3	2.44	1.39	0.44	6.74	0.56	0.55	1.85	1.77	0.59	0.41
Cr2O3	0.22	0.00	0.04	0.00	0.02	0.12	0.24	0.21	0.17	0.00
FeO	15.26	16.80	28.48	26.07	27.26	28.80	7.47	9.66	28.18	31.37
MnO	0.00	0.00	0.27	0.00	0.15	0.28	0.00	0.00	0.01	0.14
NiO	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	26.28	26.43	18.35	17.79	18.31	18.35	22.94	23.91	18.26	15.53
CaO	1.66	0.57	1.15	0.94	0.94	1.04	12.29	9.78	1.34	0.84
Na2O	0.02	0.00	0.00	0.20	0.05	0.00	0.22	0.16	0.05	0.00
K2O	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Total	99.85	100.12	101.16	101.17	99.58	101.20	100.10	100.31	100.72	99.22

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.94	1.97	1.98	1.84	2.00	1.98	1.97	1.96	1.98	2.00
Al IV	0.06	0.03	0.02	0.16	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00
Al VI	0.05	0.03	0.00	0.14	0.03	0.00	0.04	0.03	0.01	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe +2	0.46	0.51	0.90	0.82	0.87	0.91	0.22	0.29	0.90	1.03
Mn +2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.41	1.42	1.04	0.99	1.04	1.04	1.23	1.28	1.04	0.91
Ca	0.06	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.47	0.38	0.05	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

I I i i i i I I I I

(I) Igneo; (i) Igneo de sector no olivínico

**TABLA III.-ANALISIS QUIMICOS DE CLINOPIROXENOS**

N° ANALISIS      89083   9083-13   9083-15   9083-18   9083-20   9083-21   9083-22   9083-26   9083-27   9084-32

LA BASTIDA

SiO2	53.70	53.86	52.40	53.83	53.03	53.13	50.52	52.63	52.71	53.27
TiO2	0.05	0.20	0.28	0.21	0.42	0.35	0.99	0.19	0.36	0.32
Al2O3	1.17	1.24	1.62	1.25	3.18	2.07	3.66	1.76	1.67	2.73
Cr2O3	0.02	0.11	0.00	0.00	0.03	0.02	0.15	0.35	0.16	0.40
FeO	8.26	12.20	8.00	8.42	7.22	7.43	8.01	8.08	8.28	3.63
MnO	0.13	0.25	0.11	0.14	0.17	0.15	0.05	0.04	0.07	0.00
NiO	0.12	0.07	0.06	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	14.35	16.92	14.56	14.40	14.91	14.55	14.38	14.07	14.06	15.91
CaO	22.23	16.37	21.73	22.41	21.59	21.81	20.35	21.95	21.77	24.49
Na2O	0.43	0.28	0.35	0.37	0.46	0.43	0.83	0.48	0.37	0.56
K2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00
Total	100.46	101.50	99.12	101.07	101.15	99.95	99.13	99.55	99.45	101.31

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.99	1.97	1.96	1.98	1.93	1.96	1.89	1.96	1.97	1.93
Al IV	0.01	0.03	0.04	0.02	0.07	0.04	0.11	0.04	0.03	0.07
Al VI	0.04	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe +2	0.26	0.37	0.25	0.26	0.22	0.23	0.25	0.25	0.26	0.11
Mn +2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.79	0.92	0.81	0.79	0.81	0.80	0.80	0.78	0.78	0.86
Ca	0.88	0.64	0.87	0.88	0.84	0.86	0.82	0.88	0.87	0.95
Na	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00



TABLA III.-CONTINUACION

N° ANALISIS	7084-52	7084-53	7084-54	7197-39	7197-41	9197-43	7197-45	9109-36	7197-36	7197-37
	LA BASTIDA			TOLEDO						
SiO <sub>2</sub>	53.08	52.34	52.30	51.88	52.12	52.58	53.05	53.78	51.71	52.12
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.02	0.05	0.13	0.12	0.03	0.00	0.08	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80	0.93	0.98	0.82	0.49	0.83	0.11	0.14	0.50	0.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.06	0.00	0.06	0.10	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00
FeO	12.56	11.37	11.48	15.22	13.02	13.81	11.68	9.30	11.80	11.96
MnO	0.00	0.00	0.00	0.50	0.41	0.46	0.50	0.65	0.51	0.64
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	13.19	12.65	12.63	11.95	11.68	11.94	11.65	11.79	11.64	12.22
CaO	21.87	22.01	22.23	18.92	22.05	21.28	23.78	25.19	22.71	22.57
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.16	0.12	0.18	0.12	0.14	0.03	0.03	0.19	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	101.75	99.51	99.75	99.56	100.12	101.17	100.84	100.89	99.19	99.95

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.97	1.98	1.98	1.99	1.98	1.98	2.00	2.01	1.98	1.98
Al IV	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
Al VI	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.39	0.36	0.36	0.49	0.41	0.43	0.37	0.29	0.38	0.38
Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.73	0.71	0.71	0.68	0.66	0.67	0.65	0.66	0.66	0.69
Ca	0.87	0.89	0.90	0.78	0.90	0.86	0.96	1.01	0.93	0.92
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLE III.-CONTINUACION

N° ANALISIS	7197-39	7197-43	89104-4	89104-5	9104-27	9104-28	9104-22	9104-23	9104-26	9104-25
	TOLEDO		VILLANUEVA							
SiO <sub>2</sub>	52.29	52.10	51.47	51.20	51.67	51.20	50.11	52.06	51.52	51.22
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.02	0.58	0.63	0.49	0.39	1.12	0.56	0.67	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.28	2.88	3.11	2.48	2.00	4.39	2.22	2.98	3.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.01	11.82	8.82	8.67	7.73	6.61	10.56	9.24	9.70	10.33
MnO	0.50	0.43	0.20	0.00	0.00	0.17	0.26	0.20	0.26	0.34
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.23	11.78	12.81	12.66	13.69	13.68	11.91	12.39	12.58	12.25
CaO	22.42	23.64	22.24	22.14	22.15	23.39	21.10	23.94	22.60	22.71
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.05	0.44	0.45	0.21	0.26	0.44	0.26	0.44	0.40
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.16	0.12	0.04	0.06	0.28	0.05	0.18	0.12
Total	100.04	100.18	99.59	98.98	98.46	97.75	100.17	100.92	100.93	101.37

FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS

Si IV	1.98	1.98	1.93	1.93	1.95	1.95	1.88	1.94	1.92	1.91
Al IV	0.02	0.01	0.07	0.07	0.05	0.05	0.12	0.06	0.08	0.09
Al VI	0.00	0.00	0.06	0.07	0.06	0.03	0.08	0.04	0.05	0.04
Ti	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.38	0.38	0.28	0.27	0.24	0.21	0.33	0.29	0.30	0.32
Mn +2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.69	0.67	0.72	0.71	0.77	0.77	0.67	0.69	0.70	0.68
Ca	0.91	0.96	0.89	0.89	0.89	0.95	0.85	0.95	0.90	0.91
Na	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01

**TABLA III.-CONTINUACION**

N° ANALISIS    9104-28   9104-29   89102-1   89102-2   89102-6   9102-13   9102-14

**VILLANUEVA**

SiO <sub>2</sub>	54.26	49.76	52.28	52.82	51.60	52.82	53.18
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.89	0.00	0.07	0.12	0.02	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.51	3.94	0.46	0.50	0.45	0.28	0.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
FeO	9.09	10.06	12.25	12.63	11.28	11.71	11.03
MnO	0.00	0.00	0.41	0.82	0.37	0.35	0.40
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.89	12.22	12.15	12.34	11.91	12.14	12.01
CaO	23.91	21.86	21.83	21.88	23.34	22.62	22.35
Na <sub>2</sub> O	0.73	0.49	0.07	0.17	0.07	0.12	0.11
K <sub>2</sub> O	0.02	0.28	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02
Total	104.5	99.74	99.49	101.23	99.18	100.13	99.50

**FORMULA ESTRUCTURAL A 6 OXIGENOS**

Si IV	1.95	1.88	1.99	1.98	1.97	2.00	2.01
Al IV	0.05	0.12	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Al VI	0.06	0.06	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.27	0.32	0.39	0.40	0.36	0.37	0.35
Mn +2	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.69	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68
Ca	0.92	0.89	0.89	0.88	0.96	0.92	0.91
Na	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLA IV.-ANALISIS QUIMICOS DE ANFIBOLES

N° ANALISIS	7075-10	7075-19	7075-24	7075-31	89083-8	083-30	9084-36	7080-46	908436	083138
LA BASTIDA										
SiO <sub>2</sub>	41.46	42.32	42.23	42.13	42.35	42.13	43.25	42.48	43.25	42.30
TiO <sub>2</sub>	2.32	1.83	2.42	1.80	4.00	3.63	4.47	1.69	4.47	3.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	14.78	14.19	14.69	12.92	13.05	12.46	13.78	12.46	13.37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.07	0.02	0.04	0.16	0.12	0.33	1.03	0.33	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	6.75	4.30	6.51	0.00	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.89	1.63	3.88	1.83	8.75	7.59	6.74	7.59	6.74	9.73
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
MgO	14.98	15.60	15.11	15.37	13.90	14.24	15.33	14.80	15.33	13.11
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.35	11.05	11.20	11.08	11.93	11.71	12.36	12.49	12.36	11.95
Na <sub>2</sub> O	2.75	2.91	2.86	2.70	2.61	2.35	2.84	2.57	2.84	2.59
K <sub>2</sub> O	0.46	0.42	0.43	0.41	0.82	0.78	0.78	0.80	0.78	1.03
Total	96.75	96.69	96.21	95.91	97.42	97.05	98.56	97.14	98.56	97.86

## FORMULA ESTRUCTURAL A 13eCNK CATIONES

Si IV	5.96	6.05	6.11	6.07	6.20	6.15	6.24	6.19	6.24	6.21
Al IV	2.04	1.95	1.89	1.93	1.80	1.85	1.76	1.81	1.76	1.79
Al VI	0.58	0.55	0.53	0.57	0.43	0.40	0.36	0.56	0.36	0.52
Fe +3	0.59	0.73	0.47	0.71	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.25	0.20	0.26	0.19	0.44	0.40	0.49	0.19	0.49	0.40
Cr	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.12	0.04	0.00
Mg	3.21	3.33	3.26	3.30	3.04	3.10	3.30	3.22	3.30	2.87
Fe +2	0.35	0.20	0.47	0.22	1.07	0.93	0.81	0.92	0.81	1.19
Ca	1.75	1.69	1.74	1.71	1.87	1.83	1.91	1.95	1.91	1.88
Na	0.25	0.31	0.26	0.29	0.13	0.17	0.09	0.05	0.09	0.12
Na A	0.51	0.50	0.54	0.47	0.61	0.50	0.71	0.67	0.71	0.62
K	0.09	0.08	0.08	0.08	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.19

7075-10	Mg-hastingsita	083-30	Pargasita
7075-19	Mg-hastingsita	9084-36	Pargasita
7075-24	Pargasita	7080-46	Pargasita
7075-31	Mg-hastingsita	908436	Pargasita
89083-8	Pargasita	083138	Pargasita

TABLE IV. -CONTINUACION

N° ANALISIS	083140	083142	707511	707514	707516	7197-36	7197-44	7197-46	710937	710938
	LA BASTIDA					TOLEDO				
SiO <sub>2</sub>	46.73	42.23	42.70	42.28	42.66	45.57	45.24	49.35	44.51	44.93
TiO <sub>2</sub>	2.76	3.48	1.91	3.14	3.14	1.80	1.92	0.99	2.35	2.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.35	13.32	14.93	13.60	13.74	8.51	8.91	5.72	9.69	9.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.13	0.38	0.16	0.23	0.08	0.10	0.03	0.00	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	3.51	9.23	0.63	5.01	7.37	5.74	4.44	3.40
FeO	7.79	9.47	4.80	0.00	7.73	12.71	11.24	11.22	13.77	13.62
MnO	0.07	0.09	0.10	0.04	0.11	0.14	0.28	0.14	0.53	0.33
MgO	13.68	13.10	14.49	14.12	14.28	11.02	10.89	12.83	10.40	10.82
CaO	15.49	12.01	11.26	11.43	11.70	11.36	10.88	11.59	11.62	11.73
Na <sub>2</sub> O	1.78	2.63	2.79	2.65	2.70	1.16	1.29	0.78	1.28	1.01
K <sub>2</sub> O	0.53	1.12	0.53	0.76	0.65	0.81	0.87	0.43	1.16	1.07
Total	98.57	97.57	97.05	96.49	97.52	97.67	98.25	98.25	99.30	97.87

FORMULA ESTRUCTURAL A 13eCNK CATIONES

Si IV	6.98	6.23	6.14	5.65	6.18	6.73	6.63	7.14	6.54	6.66
Al IV	1.02	1.77	1.86	2.14	1.82	1.27	1.37	0.86	1.46	1.34
Fe +3 T	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	0.62	0.54	0.67	0.00	0.53	0.22	0.17	0.12	0.21	0.26
Fe +3	0.00	0.00	0.38	0.72	0.07	0.56	0.81	0.62	0.49	0.38
Ti	0.31	0.39	0.21	0.32	0.34	0.20	0.21	0.11	0.26	0.24
Cr	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	3.04	2.88	3.11	2.81	3.09	2.43	2.38	2.77	2.28	2.39
Fe +2	0.97	1.17	0.58	0.00	0.94	1.57	1.38	1.36	1.69	1.69
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.07	0.04
Ca	2.00	1.90	1.74	0.38	1.82	1.80	1.71	1.80	1.83	1.86
Na	0.00	0.10	0.26	0.69	0.18	0.20	0.29	0.20	0.17	0.14
Ca A	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na A	0.52	0.65	0.51	0.00	0.58	0.13	0.08	0.02	0.19	0.16
K	0.10	0.21	0.10	0.13	0.12	0.15	0.16	0.08	0.22	0.20

083140	Edenita	7197-36	Mg-hornblenda
083142	Pargasita	7197-44	Mg-hornblenda
707511	Pargasita	7197-46	Mg-hornblenda
707514	Pargasita	710937	Mg-hornblenda
707516	Pargasita	710938	Mg-hornblenda

TABLA IV.-CONTINUACION

N° ANALISIS	710941	710948	710949	710950	710952	9284-11	9284-12	9284-24	9284-25	9284-26
	TOLEDO					VILLANUEVA				
SiO <sub>2</sub>	44.99	50.78	51.78	44.68	51.74	48.85	52.66	50.99	47.16	51.66
TiO <sub>2</sub>	2.19	0.50	0.46	2.31	0.14	1.04	0.32	0.61	1.24	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.24	5.01	4.37	9.38	4.95	6.85	2.45	3.62	7.62	2.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.09	0.13	0.00	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.75	2.97	2.23	4.72	0.00	7.05	23.82	23.24	9.57	25.38
FeO	13.49	12.06	12.28	13.48	11.74	8.12	0.00	0.00	6.81	0.00
MnO	0.34	0.38	0.29	0.41	0.42	0.00	0.53	0.62	0.26	0.34
MgO	10.50	13.60	13.68	10.49	12.33	13.46	16.20	15.77	13.02	16.35
CaO	11.37	12.34	12.16	11.41	16.07	11.11	3.93	5.64	10.94	3.60
Na <sub>2</sub> O	1.25	0.55	0.43	1.27	0.36	0.75	0.19	0.29	0.80	0.23
K <sub>2</sub> O	1.06	0.38	0.26	1.16	0.07	0.28	0.06	0.13	0.37	0.11
Total	98.70	98.36	97.87	98.84	97.98	96.80	97.78	98.58	96.83	97.91

## FORMULA ESTRUCTURAL A 13eCNK CATIONES

Si IV	6.62	7.33	7.48	6.58	7.79	7.07	7.67	7.37	6.84	7.53
Al IV	1.38	0.67	0.52	1.42	0.21	0.93	0.32	0.62	1.16	0.41
Fe +3 IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05
Al VI	0.22	0.18	0.23	0.21	0.67	0.23	0.10	0.00	0.15	0.00
Fe +3	0.53	0.32	0.24	0.52	0.00	0.77	0.19	0.00	1.04	0.42
Ti	0.24	0.05	0.05	0.26	0.02	0.11	0.03	0.06	0.13	0.04
Cr	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.30	2.93	2.95	2.30	2.77	2.90	3.52	3.39	2.82	3.55
Fe +2	1.66	1.46	1.48	1.66	1.48	0.98	1.15	0.98	0.83	0.98
Mn	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.00	0.06	0.07	0.03	0.04
Ca	1.79	1.91	1.88	1.80	2.00	1.72	0.61	0.87	1.70	0.56
Na	0.21	0.09	0.12	0.20	0.00	0.21	0.05	0.08	0.23	0.06
Ca A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na A	0.15	0.06	0.00	0.16	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.20	0.07	0.05	0.22	0.01	0.05	0.01	0.02	0.07	0.02

710941	Mg-hornblenda	9284-11	Mg-hornblenda
710948	Hornblenda actinolítica	9284-12	Cummingtonita
710949	Hornblenda actinolítica	9284-24	Cummingtonita
710950	Mg-hornblenda	9284-25	Mg-hornblenda
710952	Actinalita	9284-26	Cummingtonita

TABLA IV. - CONTINUACION

N° ANALISIS	89104-1	89104-6	9104-26	89102-3	89102-5	89102-8	9102-10	9102-11	9102-16	87091-1	7091-15	
	VILLANUEVA								ARGES			
SiO <sub>2</sub>	39.39	42.49	38.44	45.90	47.66	48.28	48.34	48.72	51.28	51.51	47.81	
TiO <sub>2</sub>	2.85	2.41	2.28	0.82	1.40	1.32	1.23	1.50	0.56	0.32	0.47	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.14	12.45	14.70	8.96	7.16	7.08	7.05	6.70	4.37	3.28	6.41	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.00	2.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.92	11.24	
FeO	17.87	13.22	15.84	16.71	16.41	16.12	15.92	16.14	15.62	18.32	9.35	
MnO	0.16	0.22	0.00	0.32	0.22	0.27	0.20	0.28	0.29	0.18	0.55	
MgO	7.53	10.66	7.75	11.31	11.75	11.96	12.21	12.34	13.11	10.73	11.23	
CaO	11.82	12.09	11.47	10.78	11.63	11.95	11.32	11.69	11.70	12.46	10.67	
Na <sub>2</sub> O	1.53	1.64	1.53	1.25	0.90	0.95	0.83	0.84	0.52	0.19	0.79	
K <sub>2</sub> O	1.67	1.10	1.76	0.77	0.65	0.62	0.65	0.56	0.36	0.25	0.40	
Total	97.33	98.26	95.64	96.28	97.78	98.66	97.76	98.79	97.87	98.96	97.79	

FORMULA ESTRUCTURAL A 13eCNK CATIONES

Si IV	6.04	6.41	5.96	6.80	6.99	7.03	7.04	7.04	7.43	7.56	6.97
Al IV	1.96	1.59	2.04	1.20	1.00	0.97	0.96	0.95	0.57	0.44	1.03
Al VI	0.59	0.63	0.65	0.37	0.23	0.25	0.25	0.19	0.17	0.13	0.07
Fe +3	0.05	0.00	0.24	0.72	0.43	0.30	0.55	0.47	0.42	0.21	1.23
Ti	0.33	0.27	0.27	0.09	0.15	0.14	0.13	0.16	0.06	0.04	0.05
Mg	1.72	2.40	1.79	2.50	2.57	2.59	2.65	2.66	2.83	2.35	2.44
Fe +2	2.29	1.67	2.05	1.28	1.59	1.66	1.38	1.48	1.47	2.25	1.14
Mn	0.02	0.03	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.07
Ca	1.94	1.95	1.90	1.71	1.83	1.86	1.76	1.81	1.81	1.96	1.67
Na	0.06	0.05	0.10	0.29	0.17	0.13	0.23	0.19	0.15	0.04	0.22
Na A	0.40	0.43	0.36	0.71	0.08	0.13	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00
K	0.33	0.21	0.35	0.15	0.12	0.11	0.12	0.10	0.07	0.05	0.07

89104-1	Ferro-pargasita	89102-8	Mg-hornblenda
89104-6	Ferro-pargasita	9102-10	Mg-hornblenda
9104-26	Ferro-pargasita	9102-11	Mg-hornblenda
89102-3	Mg-hornblenda	9102-16	Hornblenda actinolítica
89102-5	Mg-hornblenda	87091-1	Actinolita
		7091-15	Mg-hornblenda

TABLA V.-ANALISIS QUIMICOS DE FLOGOPITAS Y BIOTITAS DE LAS ROCAS BASICAS

N° ANALISIS	87075-9	7075-12	7075-22	7075-23	89083-4	89083-9	9083-10	9083-17	9083-24	9083-29
LA BASTIDA										
SiO <sub>2</sub>	37.57	38.25	38.25	38.28	36.93	37.79	37.21	36.30	36.65	37.63
TiO <sub>2</sub>	3.51	3.70	3.34	3.89	7.64	5.44	6.72	5.76	5.89	4.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.96	16.59	16.46	16.27	13.68	15.23	15.74	14.10	14.83	16.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.09	0.07	0.16	0.07	0.18	0.19	0.39	0.05	0.14
FeO	6.99	7.04	6.97	7.61	15.17	9.30	10.06	12.61	11.97	8.54
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	19.97	20.07	20.30	20.17	12.75	17.42	16.71	14.52	14.94	18.06
CaO	0.00	0.11	0.04	0.06	0.11	0.00	0.10	0.09	0.06	0.16
Na <sub>2</sub> O	1.27	1.26	1.20	1.29	0.05	0.60	0.54	0.19	0.25	0.65
K <sub>2</sub> O	7.32	7.77	7.52	7.67	9.48	8.69	8.73	9.41	9.06	8.78
Total	92.66	94.88	94.14	95.40	95.87	94.67	96.00	93.37	93.70	94.78

## FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.50	5.48	5.51	5.47	5.51	5.51	5.38	5.50	5.49	5.47
Al IV	2.50	2.52	2.49	2.53	2.40	2.49	2.62	2.50	2.51	2.53
Ti IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	0.26	0.28	0.30	0.21	0.00	0.13	0.07	0.02	0.11	0.21
Ti VI	0.39	0.40	0.36	0.42	0.77	0.60	0.73	0.66	0.66	0.52
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	0.02
Fe +2	0.86	0.84	0.84	0.91	1.89	1.14	1.22	1.60	1.50	1.04
Mg	4.36	4.29	4.36	4.30	2.83	3.79	3.60	3.28	3.34	3.91
Ca	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02
Na	0.36	0.35	0.34	0.36	0.01	0.17	0.15	0.06	0.07	0.18
K	1.37	1.42	1.38	1.40	1.80	1.62	1.61	1.82	1.73	1.63

TABLA V.-CONTINUACION

N° ANALISIS	9084-27	9080-11	7084-55	80104	7197-38	7197-40	10939	10940	10942	10951
	LA BASTIDA					TOLEDO				
SiO2	38.08	37.13	37.30	37.40	36.04	36.67	36.53	36.55	36.89	36.98
TiO2	6.67	5.28	6.16	6.69	5.77	5.48	5.95	5.83	5.69	5.89
Al2O3	14.82	14.13	13.51	14.95	13.83	13.82	13.67	13.85	13.75	13.81
Cr2O3	0.25	0.10	0.28	0.11	0.04	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00
FeO	8.65	16.57	17.80	13.08	19.50	19.12	19.59	19.12	20.01	19.79
MnO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09	0.06	0.18	0.12
MgO	17.09	13.08	12.16	14.36	10.70	10.94	10.95	11.01	11.12	10.82
CaO	0.06	0.28	0.33	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.15	0.02
Na2O	0.71	0.14	0.00	0.36	0.17	0.08	0.09	0.06	0.07	0.06
K2O	8.99	9.31	9.06	9.76	9.28	9.16	9.59	9.71	8.59	9.62
Total	95.33	96.02	96.60	96.70	95.49	95.45	96.60	96.31	96.22	97.19

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.52	5.56	5.57	5.47	5.52	5.59	5.53	5.54	5.56	5.56
Al IV	2.48	2.44	2.38	2.53	2.48	2.41	2.44	2.46	2.44	2.44
Ti IV	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Al VI	0.05	0.05	0.00	0.05	0.02	0.07	0.00	0.02	0.01	0.01
Ti VI	0.73	0.59	0.65	0.74	0.66	0.63	0.65	0.66	0.65	0.67
Cr	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe +2	1.05	2.07	2.22	1.60	2.50	2.44	2.48	2.43	2.52	2.49
#Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	3.69	2.92	2.71	3.13	2.44	2.49	2.47	2.49	2.50	2.43
Ca	0.01	0.05	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Na	0.20	0.04	0.00	0.10	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
K	1.66	1.78	1.73	1.82	1.81	1.78	1.85	1.88	1.65	1.85

TABLA V. - CONTINUACION

N° ANALISIS	7197-42	284-7	89284-8	89102-7	89102-9	9102-12	9102-17
	TOLEDO	VILLANUEVA					
SiO <sub>2</sub>	36.83	37.13	35.58	36.26	36.37	35.77	36.70
TiO <sub>2</sub>	5.28	4.36	3.67	4.84	4.38	4.31	3.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	14.36	14.89	14.98	13.97	15.16	14.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.23	0.00	0.08	0.00	0.08	0.05
FeO	19.62	16.34	17.51	21.41	19.45	20.29	20.24
MnO	0.05	0.00	0.00	0.27	0.09	0.16	0.19
MgO	11.43	12.53	13.32	10.92	10.07	11.36	10.49
CaO	0.00	0.00	0.04	0.09	0.34	0.32	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.17	0.10	0.01	0.06	0.04	0.12
K <sub>2</sub> O	9.52	9.15	7.40	8.05	7.93	7.96	8.88
Total	97.51	94.28	92.47	96.91	96.64	95.45	95.42

## FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.51	5.64	5.50	5.46	5.68	5.45	5.60
Al IV	2.49	2.36	2.50	2.54	2.32	2.55	2.40
Al VI	0.08	0.21	0.21	0.12	0.25	0.17	0.25
Ti VI	0.59	0.50	0.43	0.55	0.51	0.49	0.45
Cr	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe +2	2.45	2.08	2.26	2.70	2.54	2.58	2.58
#Mn +2	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02
Mg	2.55	2.84	3.07	2.45	2.34	2.58	2.39
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.05	0.04
Na	0.04	0.05	0.03	0.00	0.02	0.01	0.04
K	1.82	1.77	1.46	1.55	1.58	1.55	1.73

**TABLA VI.-ANALISIS QUIMICOS DE LAS PLAGIOCLASAS DE LAS ROCAS BASICAS**

N° ANALISIS 87075-6 87075-7 7075-13 7075-14 7075-27 89083-1 89083-6 9083-12 9083-16 9083-19

LA BASTIDA

SiO <sub>2</sub>	48.24	51.53	49.87	47.54	55.63	56.51	62.91	54.46	56.91	61.45
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.17	29.60	30.77	32.56	27.98	28.06	24.13	29.35	27.38	23.79
FeO	0.22	0.13	0.02	0.30	0.12	0.01	0.00	0.19	0.00	0.25
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	1.08
CaO	15.93	13.18	14.55	16.51	10.21	10.41	5.57	11.76	9.65	5.21
Na <sub>2</sub> O	2.65	4.05	3.28	2.06	5.61	5.65	8.47	4.71	6.05	7.62
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.05	0.06	0.09	0.20	0.28	0.01	0.25	0.26
TOTAL	99.21	98.49	98.55	99.13	99.64	100.85	101.35	100.49	100.25	99.69

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	8.91	9.50	9.23	8.81	10.04	10.08	11.01	9.78	10.20	10.93
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	7.01	6.43	6.71	7.11	5.95	5.90	4.98	6.21	5.78	4.99
Fe+2	0.03	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
Ca+2	3.15	2.60	2.88	3.28	1.97	1.99	1.04	2.26	1.85	0.99
Na+1	0.95	1.45	1.18	0.74	1.96	1.95	2.87	1.64	2.10	2.63
K+1	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06	0.00	0.06	0.06
ANORTITA	76.86	64.30	70.80	81.28	49.89	49.86	26.24	57.95	46.21	26.98
ALBITA	23.14	35.70	28.90	18.35	49.58	49.02	72.20	42.02	52.37	71.42
ORTOSA	0.00	0.00	0.30	0.37	0.53	1.12	1.55	0.04	1.42	1.60

TABLA VI. -CONTINUACION

N° ANALISIS 9084-26 9084-35 7080-48 87075-5 87075-6 7075-22 7075-23 083-121 9083-22 083-123

LA BASTIDA

SiO2	55.66	56.08	54.91	46.04	52.51	53.09	52.24	61.44	60.81	61.35
TiO2	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.04	0.08	0.01
Al2O3	28.29	27.90	28.27	34.56	29.86	29.71	30.50	24.53	25.02	24.10
FeO	0.27	0.11	0.00	0.27	0.12	0.06	0.09	0.07	0.00	0.04
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	11.45	10.80	11.57	18.31	12.79	12.26	13.26	6.11	6.52	5.58
Na2O	5.27	5.74	5.19	1.33	4.25	4.73	4.15	7.97	7.84	8.03
K2O	0.08	0.08	0.09	0.02	0.04	0.05	0.04	0.48	0.61	0.65
TOTAL	101.06	100.78	100.04	100.53	99.62	99.93	100.31	100.65	100.90	99.76

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	9.95	10.03	9.91	8.45	9.56	9.62	9.46	10.87	10.75	10.94
Ti+4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Al+3	5.96	5.88	6.01	7.48	6.41	6.35	6.51	5.11	5.21	5.06
Fe+2	0.04	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg+2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca+2	2.19	2.07	2.24	3.60	2.49	2.38	2.57	1.16	1.24	1.07
Na+1	1.83	1.99	1.82	0.47	1.50	1.66	1.46	2.73	2.69	2.78
K+1	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.11	0.14	0.15
ANORTITA	54.32	50.75	54.91	88.26	62.28	58.68	63.68	28.95	30.41	26.72
ALBITA	45.24	48.81	44.57	11.63	37.46	41.00	36.11	68.37	66.21	69.57
ORTOSA	0.43	0.43	0.52	0.11	0.26	0.31	0.21	2.69	3.38	3.71

TABLE VI.-CONTINUACION

N° ANALISIS	083-124	083-125	083-143	083-144	083-145	9080-14	7084-56	7197-37	7197-42	7109-43
	LA BASTIDA						TOLEDO			
SiO2	60.30	59.72	53.36	56.87	53.57	55.59	55.81	56.74	56.90	56.69
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.07	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al2O3	24.83	25.90	29.09	27.74	29.70	26.62	27.19	27.37	27.44	27.63
FeO	0.12	0.11	0.51	0.10	0.06	0.00	0.14	0.09	0.13	0.20
MgO	0.03	0.00	1.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	6.66	7.51	11.14	9.88	12.43	11.30	10.67	9.66	9.48	10.13
Na2O	7.56	7.55	4.74	6.45	4.50	5.13	5.48	5.71	5.67	5.90
K2O	0.37	0.35	0.04	0.16	0.14	0.00	0.19	0.27	0.26	0.29
TOTAL	99.87	101.15	99.96	101.28	100.41	98.66	99.48	99.85	99.89	100.87
FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS										
Si+4	10.76	10.56	9.66	10.11	9.66	10.15	10.11	10.20	10.22	10.12
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	5.22	5.40	6.21	5.81	6.31	5.73	5.81	5.80	5.81	5.82
Fe+2	0.02	0.02	0.08	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03
Mg+2	0.01	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca+2	1.27	1.42	2.16	1.88	2.40	2.21	2.07	1.86	1.82	1.94
Na+1	2.61	2.59	1.66	2.22	1.57	1.82	1.92	1.99	1.97	2.04
K+1	0.09	0.08	0.01	0.04	0.03	0.00	0.04	0.06	0.06	0.07
ANORTITA	32.04	34.78	56.35	45.46	59.94	54.88	51.28	47.57	47.28	47.88
ALBITA	65.82	63.30	43.43	53.69	39.28	45.12	47.63	50.87	51.16	50.49
ORTOSA	2.14	1.92	0.21	0.85	0.78	0.00	1.09	1.56	1.57	1.64

TABLA VI.-CONTINUACION

N° ANALISIS	7109-44	7109-47	7109-56	7109-47	7109-53	7109-54	7109-55	9197-41	89284-9	9284-10
	TOLEDO							VILLANUEVA		
SiO2	57.12	57.23	56.76	57.60	56.78	53.78	52.94	55.88	56.46	55.62
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Al2O3	27.51	27.57	27.72	27.24	27.52	29.05	29.56	27.55	27.30	27.99
FeO	0.16	0.19	0.20	0.26	0.22	0.26	0.18	0.11	0.00	0.16
MgO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.01	0.01
CaO	9.71	9.65	10.14	8.84	9.90	12.24	12.89	9.66	10.60	11.15
Na2O	6.01	6.01	5.76	6.64	5.84	4.34	4.21	5.64	5.79	5.50
K2O	0.24	0.29	0.24	0.30	0.26	0.25	0.26	0.27	0.12	0.18
TOTAL	100.75	100.96	100.83	100.89	100.55	99.94	100.04	99.32	100.29	100.61
FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS										
Si+4	10.19	10.19	10.13	10.26	10.16	9.74	9.61	10.11	10.13	9.98
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	5.78	5.78	5.83	5.72	5.80	6.20	6.32	5.87	5.77	5.92
Fe+2	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.00	0.02
Mg+2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Ca+2	1.86	1.84	1.94	1.69	1.90	2.38	2.51	1.87	2.04	2.14
Na+1	2.08	2.08	1.99	2.29	2.02	1.53	1.48	1.98	2.02	1.91
K+1	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.04
ANORTITA	46.53	46.21	48.65	41.65	47.67	60.00	61.89	47.85	49.95	52.30
ALBITA	52.12	52.14	49.99	56.66	50.85	38.51	36.61	50.56	49.40	46.70
ORTOSA	1.35	1.65	1.37	1.69	1.48	1.48	1.49	1.59	0.66	1.00

**TABLA VI. -CONTINUACION**

N° ANALISIS    89104-2   89104-6   89104-2   89104-7   89104-8   89102-4   9102-15

VILLANUEVA

SiO <sub>2</sub>	52.50	63.82	47.82	50.31	49.55	54.65	58.43
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.05	0.01	0.00	0.06	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.38	18.30	32.17	30.77	31.69	27.73	26.44
FeO	0.13	0.00	0.07	0.12	0.23	0.00	0.09
MgO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
CaO	12.82	0.33	16.37	14.23	14.77	9.77	8.37
Na <sub>2</sub> O	4.09	0.52	2.21	3.29	2.87	5.48	6.47
K <sub>2</sub> O	0.11	15.52	0.06	0.11	0.20	0.25	0.29
TOTAL	99.05	98.56	98.72	98.84	99.38	97.93	100.10

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	9.61	11.95	8.88	9.27	9.10	10.03	10.44
Ti+4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al+3	6.34	4.04	7.04	6.68	6.86	6.00	5.57
Fe+2	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	2.51	0.07	3.26	2.81	2.91	1.92	1.60
Na+1	1.45	0.19	0.80	1.18	1.02	1.95	2.24
K+1	0.03	3.71	0.01	0.03	0.05	0.06	0.07
ANORTITA	63.02	1.68	80.09	70.05	73.07	48.89	40.98
ALBITA	36.33	4.81	19.57	29.30	25.73	49.62	57.33
ORTOSA	0.65	93.51	0.34	0.65	1.20	1.49	1.69



**TABLA VII.-ANALISIS QUIMICOS DE LAS ESPINELAS DE LOS GABROS DE LA BASTIDA**

N° ANALISIS	87075-5	7075-11	7075-15	7075-20	7075-8'	89083-5	9083-34	9083-33	9084-25	9084-30
SiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.03	0.04	0.08	0.00	0.10	0.12	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.14	0.00	0.00	0.08	0.11	0.21	0.03	0.09	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.63	63.02	63.74	62.81	63.95	58.33	52.20	54.80	63.52	47.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.37	0.06	0.91	0.19	2.91	7.27	5.42	0.46	16.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	1.49	0.99	1.60	0.41	1.68	1.67	1.92	1.66	1.42
FeO	16.81	17.66	16.93	18.06	18.29	21.98	24.02	23.25	16.55	21.62
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	15.94	15.40	15.87	15.33	15.08	11.96	9.71	10.54	16.44	11.37
CaO	0.02	0.12	0.07	0.07	0.18	0.03	0.12	0.11	0.03	0.05
NiO	0.17	0.29	0.16	0.03	0.26	0.06	0.12	0.22	0.00	0.00
TOTAL	97.75	98.51	97.85	98.85	98.51	97.11	95.42	96.42	98.76	98.08

**FORMULA ESTRUCTURAL A 16 OXIGENOS**

Si	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00
Ti	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.01	0.04
Al	15.81	15.65	15.82	15.58	15.85	15.18	14.26	14.64	15.63	12.71
Cr	0.01	0.06	0.01	0.15	0.03	0.51	1.33	0.97	0.08	2.96
Fe +3	0.17	0.24	0.16	0.25	0.06	0.28	0.29	0.33	0.26	0.24
Fe +2	2.96	3.11	2.98	3.18	3.22	4.06	4.65	4.41	2.89	4.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.01	4.84	4.98	4.81	4.73	3.93	3.35	3.56	5.12	3.89
Ca	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01
Ni	0.03	0.05	0.03	0.00	0.04	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00

TABLA VII.-CONTINUACION

N° ANALISIS 7080-47 87075-9

SiO2	0.00	0.06
TiO2	0.02	0.08
Al2O3	60.55	60.28
Cr2O3	1.17	3.63
Fe2O3	2.33	1.75
FeO	19.85	19.34
MnO	0.00	0.17
MgO	13.13	14.31
CaO	0.02	0.04
NiO	0.00	0.20
ZnO	1.16	0.00
TOTAL	98.23	99.87

Si	0.00	0.01
Ti	0.00	0.01
Al	15.41	15.06
Cr	0.20	0.61
Fe +3	0.38	0.28
Fe +2	3.59	3.43
Mn	0.00	0.03
Mg	4.23	4.52
Ca	0.00	0.01
Ni	0.00	0.03
Zn	0.19	0.00

**TABLA VIII.-ANALISIS QUIMICOS DE ILMENITAS DE LAS ROCAS BASICAS**

N° ANALISIS    87075-8   7075-21   9083-11   9083-23   9083-28   9084-28   89080-7    89080   7084-58

LA BASTIDA

SiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	0.00	0.00	0.13	0.05	0.00	0.09	0.00
TiO <sub>2</sub>	54.90	56.61	54.54	53.31	51.37	54.48	51.88	52.35	51.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.05	0.05	0.00	0.29	0.16	0.01	0.05	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.03	0.11	0.05	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00
FeO	42.66	42.59	44.93	45.89	44.08	44.89	47.57	47.90	46.97
MnO	0.60	0.25	0.73	0.78	0.42	0.92	0.09	0.09	0.73
MgO	3.25	3.80	0.73	0.90	2.46	0.28	0.13	0.24	0.22
CaO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.01
TOTAL	101.76	103.37	101.09	100.92	98.86	100.84	99.69	100.78	98.99

FORMULA ESTRUCTURAL A 3 OXIGENOS

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.00	1.01	1.02	1.00	0.96	1.02	1.04	1.03	1.03
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.87	0.87	0.98	0.95	0.87	1.00	1.03	1.02	1.00
Mn	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
Mg	0.12	0.13	0.03	0.03	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLA VIII. -CONTINUACION

N° ANALISIS	1	2
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.04
TiO <sub>2</sub>	54.62	54.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00
FeO	45.55	47.10
MnO	1.12	0.80
MgO	0.08	0.09
CaO	0.00	0.00
TOTAL	101.38	102.23

Si	0.00	0.00
Ti	1.02	1.01
Al	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00
Fe +2	1.00	0.99
Mn	0.02	0.02
Mg	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00

**APENDICE IV**

**ANALISIS QUIMICOS DE FASES MINERALES DE LOS  
GRANTOIDES CALCOALCALINOS**

**TABLA I.-ANALISIS QUIMICOS DE LAS BIOTITAS DE LOS GRANITOIDES CALCOALCALINOS**

N° ANALISIS	7197-42	284-7	89284-8	89102-7	89102-9	9102-12	9102-17	7102-49	7102-50	7102-54
ARGES										
SiO <sub>2</sub>	36.83	37.13	35.58	36.26	36.37	35.77	36.70	36.02	35.26	35.92
TiO <sub>2</sub>	5.28	4.36	3.67	4.84	4.38	4.31	3.93	4.09	4.84	4.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	14.36	14.89	14.98	13.97	15.16	14.76	17.43	17.08	18.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.23	0.00	0.08	0.00	0.08	0.05	0.08	0.08	0.04
FeO	19.62	16.34	17.51	21.41	19.45	20.29	20.24	18.93	20.00	18.36
MnO	0.05	0.00	0.00	0.27	0.09	0.16	0.19	0.00	0.00	0.00
MgO	11.43	12.53	13.32	10.92	10.07	11.36	10.49	9.68	9.34	9.25
CaO	0.00	0.00	0.04	0.09	0.34	0.32	0.25	0.08	0.03	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.17	0.10	0.01	0.06	0.04	0.12	0.27	0.19	0.15
K <sub>2</sub> O	9.52	9.15	7.40	8.05	7.93	7.96	8.88	9.28	9.37	9.26
Total	97.51	94.28	92.47	96.91	96.64	95.45	95.42	95.86	96.19	95.42

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.51	5.64	5.50	5.46	5.68	5.45	5.60	5.44	5.35	5.43
Al IV	2.49	2.36	2.50	2.54	2.32	2.55	2.40	2.56	2.65	2.57
Al VI	0.08	0.21	0.21	0.12	0.25	0.17	0.25	0.55	0.41	0.67
Ti VI	0.59	0.50	0.43	0.55	0.51	0.49	0.45	0.46	0.55	0.48
Cr	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe +2	2.45	2.08	2.26	2.70	2.54	2.58	2.58	2.39	2.54	2.32
Mn +2	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	2.55	2.84	3.07	2.45	2.34	2.58	2.39	2.18	2.11	2.08
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.05	0.04	0.01	0.00	0.01
Na	0.04	0.05	0.03	0.00	0.02	0.01	0.04	0.08	0.06	0.05
K	1.82	1.77	1.46	1.55	1.58	1.55	1.73	1.79	1.82	1.78

TABLE I.-CONTINUACION

N° ANALISIS 7102-58 87102-4 87100-3 87100-6 87100-7 87100-9 7091-11 7091-13 9370-40 9370-46

408

ARGES

SiO <sub>2</sub>	35.45	35.06	34.69	35.95	35.05	35.02	35.88	36.44	35.95	35.33
TiO <sub>2</sub>	5.18	3.52	3.51	5.01	1.64	4.50	4.89	5.23	4.01	5.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.65	17.10	14.96	15.44	15.92	15.13	13.79	13.58	16.41	16.96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.05	0.03	0.06	0.01	0.06	0.04	0.00	0.11
FeO	18.27	19.64	20.34	21.76	20.54	21.05	20.84	21.25	18.10	16.96
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00
MgO	10.54	9.79	9.30	9.18	10.45	9.18	10.31	10.27	10.25	10.60
CaO	0.28	0.13	0.19	0.14	0.11	0.17	0.16	0.02	0.19	0.21
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.12	0.13	0.10	0.16	0.11	0.17	0.10	0.23	0.41
K <sub>2</sub> O	8.03	9.25	8.40	9.24	8.92	9.11	9.45	9.08	9.12	8.89
Total	94.70	94.66	91.50	96.84	92.85	94.27	95.53	96.21	94.26	94.59

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.38	5.40	5.54	5.46	5.53	5.47	5.53	5.57	5.51	5.37
Al IV	2.62	2.60	2.46	2.54	2.47	2.53	2.47	2.43	2.49	2.63
Al VI	0.36	0.50	0.36	0.23	0.49	0.25	0.04	0.01	0.47	0.41
Ti VI	0.59	0.41	0.42	0.57	0.19	0.53	0.57	0.60	0.46	0.59
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe +2	2.32	2.53	2.72	2.77	2.71	2.75	2.69	2.72	2.32	2.16
Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Mg	2.39	2.25	2.21	2.08	2.46	2.14	2.37	2.34	2.34	2.40
Ca	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03
Na	0.08	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03	0.07	0.12
K	1.56	1.82	1.71	1.79	1.79	1.81	1.86	1.77	1.78	1.72

TABLA I. -CONTINUACION

N° ANALISIS	370-41	370-42	370-43	370-44	370-47	370-55	370-56	370-59	370-60	9370-31
ARGES										
SiO <sub>2</sub>	34.05	34.74	34.60	35.06	35.45	36.95	35.86	35.30	33.98	35.83
TiO <sub>2</sub>	5.52	5.70	5.38	5.65	5.18	4.38	3.87	5.42	5.37	5.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.96	17.34	16.80	16.60	17.98	17.90	17.33	16.57	17.12	17.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.90	15.11	17.05	15.76	15.49	17.80	16.10	15.95	17.70	19.31
MnO	0.02	0.04	0.00	0.07	0.02	0.09	0.11	0.03	0.02	0.00
MgO	10.23	11.56	9.73	10.84	12.02	10.92	13.29	10.94	9.49	9.87
CaO	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.45	0.50	0.44	0.27	0.34	0.45	0.42	0.45	0.24
K <sub>2</sub> O	8.79	9.35	8.60	8.75	8.89	9.28	8.88	8.53	8.80	10.42
Total	92.93	94.29	92.68	93.19	95.32	97.71	95.89	93.17	93.02	98.23

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.28	5.27	5.37	5.38	5.29	5.43	5.34	5.41	5.29	5.33
Al IV	2.72	2.73	2.63	2.62	2.71	2.57	2.66	2.59	2.71	2.67
Al VI	0.38	0.37	0.44	0.38	0.46	0.53	0.39	0.40	0.43	0.37
Ti VI	0.64	0.65	0.63	0.65	0.58	0.48	0.43	0.62	0.63	0.59
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	2.19	1.92	2.21	2.02	1.93	2.19	2.01	2.04	2.30	2.40
Mn +2	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	2.37	2.61	2.25	2.48	2.68	2.39	2.95	2.50	2.20	2.19
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.12	0.13	0.15	0.13	0.08	0.10	0.13	0.12	0.14	0.07
K	1.74	1.81	1.70	1.71	1.69	1.74	1.69	1.67	1.75	1.98

TABLE I.-CONTINUACION

N° ANALISIS	9370-32	0951-24	0951-28	0951-34	0951-35	91088-2	1088-14	1088-19
	ARGES					SOTERO		
SiO <sub>2</sub>	35.93	34.40	34.37	35.56	35.04	34.91	34.74	34.47
TiO <sub>2</sub>	5.50	2.14	3.53	3.81	3.88	3.60	3.49	3.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	19.60	19.63	19.46	18.60	17.70	17.89	17.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.18	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO	18.77	20.26	20.06	20.96	21.97	21.23	22.58	21.99
MnO	0.00	0.17	0.24	0.08	0.10	0.12	0.01	0.14
MgO	9.28	7.72	6.77	6.24	6.69	7.37	7.34	7.51
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.15	0.15	0.12	0.12	0.08	0.11	0.05
K <sub>2</sub> O	9.95	9.19	9.29	9.64	9.38	9.60	9.29	9.36
Total	97.11	93.81	94.05	95.88	95.82	94.60	95.46	94.31

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.37	5.35	5.33	5.42	5.38	5.43	5.37	5.40
Al IV	2.63	2.65	2.67	2.58	2.62	2.57	2.63	2.60
Al VI	0.46	0.94	0.92	0.91	0.74	0.67	0.64	0.59
Ti VI	0.62	0.25	0.41	0.44	0.45	0.42	0.41	0.41
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	2.35	2.63	2.60	2.67	2.82	2.76	2.92	2.88
Mn +2	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02
Mg	2.07	1.79	1.56	1.42	1.53	1.71	1.69	1.75
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01
K	1.90	1.82	1.84	1.87	1.84	1.90	1.83	1.87

**TABLA II.-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASA DE LOS GRANITOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA**

N° ANALISIS    7102-55   7102-59   87102-2   87100-8   87102-1   7091-12   7091-14   0951-29   0951-30   0951-40

ARGES

SiO <sub>2</sub>	60.60	60.01	58.39	59.32	60.65	55.85	57.53	61.23	61.88	60.60
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.99	25.92	25.68	25.63	25.24	27.55	26.90	23.96	23.45	23.72
FeO	0.12	0.08	0.13	0.00	0.12	0.10	0.25	0.04	0.01	0.03
MgO	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
CaO	6.82	7.78	4.57	7.66	6.66	10.39	9.48	5.28	4.51	4.88
Na <sub>2</sub> O	7.31	6.99	6.76	6.90	7.41	5.44	6.02	8.01	8.48	8.12
K <sub>2</sub> O	0.24	0.08	0.63	0.19	0.38	0.04	0.17	0.35	0.34	0.29
Total	100.08	100.85	96.37	99.70	100.46	99.37	100.35	98.93	98.71	97.73

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	10.77	10.61	10.71	10.61	10.75	10.10	10.29	10.97	11.09	10.98
Ti+4	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al+3	5.23	5.40	5.55	5.40	5.27	5.87	5.67	5.06	4.95	5.07
Fe+2	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00
Mg+2	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca+2	1.30	1.47	0.90	1.47	1.26	2.01	1.82	1.01	0.87	0.95
Na+1	2.52	2.39	2.40	2.39	2.55	1.91	2.09	2.78	2.95	2.85
K+1	0.05	0.02	0.15	0.04	0.09	0.01	0.04	0.08	0.08	0.07
ANORTITA	33.56	37.91	26.05	37.58	32.46	51.25	46.06	26.15	22.26	24.50
ALBITA	65.06	61.61	69.65	61.32	65.32	48.55	52.96	71.79	75.74	73.77
ORTOSA	1.38	0.48	4.30	1.10	2.22	0.21	0.98	2.06	2.00	1.73

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANALISIS	0951-32	9370-47	9370-48	9370-51	91088-1	91088-3	91088-4	1088-18	1088-23	1088-24
	ARGES				SOTERO					
SiO <sub>2</sub>	58.24	62.47	62.15	61.59	59.80	59.05	58.08	60.13	58.89	58.78
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.83	23.12	23.28	23.98	25.60	25.36	25.63	24.89	25.50	25.25
FeO	0.00	0.06	0.08	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.20	0.18
MgO	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	4.91	5.30	5.61	6.01	7.62	7.89	8.17	6.81	7.76	7.61
Na <sub>2</sub> O	8.28	8.64	8.25	7.93	7.01	6.83	6.58	7.23	6.80	6.67
K <sub>2</sub> O	0.26	0.06	0.17	0.26	0.26	0.38	0.31	0.39	0.32	0.37
Total	95.56	99.65	99.55	99.84	100.30	99.56	98.76	99.46	99.49	98.87

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si <sup>+4</sup>	10.83	11.11	11.07	10.95	10.63	10.60	10.51	10.76	10.58	10.61
Ti <sup>+4</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>+3</sup>	5.22	4.84	4.89	5.03	5.36	5.36	5.47	5.25	5.40	5.37
Fe <sup>+2</sup>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
Mg <sup>+2</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca <sup>+2</sup>	0.98	1.01	1.07	1.15	1.45	1.52	1.58	1.31	1.49	1.47
Na <sup>+1</sup>	2.98	2.98	2.85	2.73	2.42	2.38	2.31	2.51	2.37	2.34
K <sup>+1</sup>	0.06	0.01	0.04	0.06	0.06	0.09	0.07	0.09	0.07	0.09
ANORTITA	24.30	25.22	27.04	29.08	36.96	38.11	39.97	33.45	37.95	37.81
ALBITA	74.16	74.43	71.98	69.43	61.53	59.68	58.21	64.28	60.18	59.98
ORTOSA	1.53	0.35	0.98	1.49	1.51	2.21	1.82	2.27	1.87	2.20

**TABLA III.-ANALISIS QUIMICOS DE FELDESPATOS POTASICOS DE LOS GRANITOIDES DE AFINIDAD CALCOALCALINA**

N° ANALISIS    9370-42   91088-5   1088-15   1088-20

	ARGES	SOTERO		
SiO <sub>2</sub>	64.09	63.07	63.73	63.79
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.59	21.01	18.38	18.21
FeO	0.11	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	0.38	0.10	0.03	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.84	1.65	0.34	1.29
K <sub>2</sub> O	13.84	13.95	16.06	14.68
Total	98.86	99.80	98.53	98.04

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	11.91	11.60	11.96	11.98
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.07	4.56	4.06	4.03
Fe+2	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg+2	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca+2	0.08	0.02	0.01	0.01
Na+1	0.66	0.59	0.12	0.47
K+1	3.28	3.27	3.84	3.52
ANORTITA	1.91	0.53	0.15	0.32
ALBITA	16.50	15.17	3.07	11.75
ORTOSA	81.60	84.31	96.79	87.93

TABLA IV.-ANALISIS QUIMICOS DE ESPINELAS E ILMENITAS DE LOS GRANITOIDES DE ARGES

	9370-49	9370-50	7091-3	9370-39
	ESPINELA		ILMENITA	
SiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.05	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	51.94	52.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.77	56.79	0.01	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.01	0.00	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	30.37	31.11	48.46	47.80
MnO	0.00	0.00	0.08	0.03
MgO	3.74	3.48	0.15	0.08
CaO	0.00	0.00	0.00	0.20
TOTAL	91.00	91.39	101.11	100.77
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	1.02	0.98
Al	16.39	16.37	0.00	0.00
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe +2	6.22	6.36	1.01	0.97
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.37	1.27	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00

NOTA: Espinelas normalizadas a 16 oxígenos. Ilmenitas a 3 oxígenos

**TABLA V.-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LOS GRANITOIDES DE ARGES**

N° ANALISIS	7102-47	7102-48	7102-51	7102-52	7102-53	7102-56	7102-57	87100-2	87100-4	87100-5
SiO <sub>2</sub>	37.71	38.15	37.54	37.27	38.00	38.36	38.08	38.13	37.80	37.55
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.11	21.30	21.15	21.12	21.16	21.41	20.94	21.62	21.14	21.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.00	0.09	0.00	0.06	0.04	0.05	0.05	0.00	0.07
FeO	33.90	33.80	34.89	33.25	34.29	34.68	33.37	31.43	32.16	32.53
MnO	2.43	2.27	2.40	2.19	3.01	1.97	2.08	3.72	3.39	3.72
MgO	5.09	4.68	4.58	5.06	4.11	4.75	5.45	3.78	3.94	3.81
CaO	1.34	1.30	1.28	1.29	1.19	1.19	1.20	2.34	2.40	2.23
Total	101.70	101.50	101.92	100.18	101.82	102.47	101.16	101.07	100.89	101.38

**FORMULA ESTRUCTURAL A 12 OXIGENOS**

Si IV	5.94	6.00	5.93	5.94	6.00	5.99	6.00	6.02	6.00	5.95
Al IV	0.06	0.00	0.07	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05
Al VI	3.86	3.95	3.86	3.91	3.93	3.93	3.89	4.02	3.95	3.95
Ti VI	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe +2	4.47	4.45	4.61	4.44	4.52	4.53	4.40	4.15	4.27	4.31
Mn +2	0.32	0.30	0.32	0.30	0.40	0.26	0.28	0.50	0.46	0.50
Mg	1.20	1.10	1.08	1.20	0.97	1.11	1.28	0.89	0.93	0.90
Ca	0.23	0.22	0.22	0.22	0.20	0.20	0.20	0.40	0.41	0.38
PIROPO	19.25	18.11	17.32	19.55	15.87	18.16	20.80	15.01	15.37	14.78
ALMAND	71.89	73.29	74.04	72.06	74.24	74.32	71.41	69.94	70.38	70.79
ESPESA	5.23	4.98	5.17	4.81	6.59	4.27	4.50	8.38	7.51	8.21
GROSUL	3.64	3.63	3.47	3.58	3.30	3.26	3.30	6.67	6.73	6.21

TABLA V. -CONTINUACION

N° ANALISIS	9370-41	9370-44	9370-45	9370-35	36	38	39	40	45	46
SiO <sub>2</sub>	37.37	37.62	37.77	38.35	38.23	38.56	38.16	37.68	38.01	38.55
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.10	0.10	0.06	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.11	21.00	21.09	22.11	22.04	21.72	21.18	21.47	21.68	21.67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	35.74	35.29	34.44	33.62	33.17	32.74	32.31	33.18	32.20	33.87
MnO	1.95	1.57	1.57	1.96	2.14	2.12	2.00	2.23	2.22	2.10
MgO	4.13	4.86	5.16	5.22	5.17	4.93	4.86	4.39	4.78	5.08
CaO	1.02	0.81	1.01	0.86	1.00	1.47	1.59	1.53	1.57	1.54
Total	101.37	101.25	101.04	102.12	101.79	101.62	100.20	100.58	100.52	102.98

FORMULA ESTRUCTURAL A 12 OXIGENOS

Si IV	5.94	5.96	5.97	5.97	5.97	6.02	6.04	5.98	6.00	5.97
Al IV	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
Al VI	3.90	3.89	3.91	4.02	4.02	4.00	3.95	3.99	4.03	3.92
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.75	4.68	4.56	4.37	4.33	4.27	4.28	4.40	4.25	4.39
Mn +2	0.26	0.21	0.21	0.26	0.28	0.28	0.27	0.30	0.30	0.28
Mg	0.98	1.15	1.22	1.21	1.20	1.15	1.15	1.04	1.12	1.17
Ca	0.17	0.14	0.17	0.14	0.17	0.25	0.27	0.26	0.27	0.26
PIROPO	15.89	18.61	19.75	20.22	20.11	19.29	19.24	17.30	18.94	19.26
ALMAND	77.04	75.76	74.04	73.07	72.37	71.86	71.74	73.37	71.59	72.02
ESPESA	4.25	3.42	3.42	4.31	4.73	4.71	4.50	4.99	5.00	4.52
GROSUL	2.82	2.21	2.78	2.39	2.80	4.13	4.52	4.33	4.47	4.20

**TABLA V. -CONTINUACION**

N° ANALISIS	49	50	52	53	54
SiO2	37.94	38.39	22.13	38.35	37.71
TiO2	0.11	0.05	0.00	0.01	0.09
Al2O3	21.53	22.12	34.12	21.87	21.91
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.33	33.03	34.12	34.95	34.35
MnO	2.15	2.16	2.26	2.07	2.29
MgO	5.26	5.15	5.07	4.83	4.66
CaO	1.58	1.48	0.91	0.82	0.78
Total	101.90	102.38	98.61	102.90	101.79
Si IV	5.94	5.96	3.70	5.96	5.93
Al IV	0.06	0.04	2.30	0.04	0.07
Al VI	3.91	4.00	4.42	3.97	3.98
Ti VI	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.36	4.29	4.77	4.54	4.51
Mn +2	0.29	0.28	0.32	0.27	0.30
Mg	1.23	1.19	1.26	1.12	1.09
Ca	0.26	0.25	0.16	0.14	0.13
PIROPO	19.99	19.83	19.39	18.43	18.07
ALMAND	71.05	71.35	73.20	74.83	74.71
ESPESA	4.64	4.73	4.91	4.49	5.04
GROSUL	4.32	4.10	2.50	2.25	2.17

TABLA VI.-ANALISIS QUIMICOS DE CORDIERITAS DE LOS GRANITOIDES DE ARGES

N° ANALISIS	0951-19	0951-21	0951-25
SiO <sub>2</sub>	46.87	47.57	46.56
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.54	32.56	32.65
FeO	12.17	11.98	11.87
MnO	0.34	0.39	0.47
MgO	5.62	5.41	5.47
CaO	0.09	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.49	0.51	0.48
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.20	98.43	97.56

FORMULA ESTRUCTURAL A 18 OXIGENOS

Si+4	4.94	4.99	4.93
Ti+4	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.04	4.02	4.08
Fe+3	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.07	1.05	1.05
Mn+2	0.03	0.03	0.04
Mg+2	0.88	0.85	0.86
Ca+2	0.01	0.00	0.00
Na+1	0.10	0.10	0.10
K+1	0.00	0.00	0.00
Cr+3	0.00	0.00	0.00
Ni+2	0.00	0.00	0.00

## **APENDICE V**

### **ANALISIS QUIMICOS DE FASES MINERALES DE LOS GRANTOIDES PERALUMINICOS**

TABLA I (A).-ANALISIS QUIMICOS DE LA BIOTITAS DEL GRANITO TIPO MONCLOA

N° ANALISIS	134	135	136	168	172	171	173	184	90952-1	90952-2
SiO <sub>2</sub>	34.13	33.66	27.61	34.94	33.84	34.17	34.70	35.32	34.52	34.82
TiO <sub>2</sub>	3.50	2.56	1.08	5.38	4.11	2.58	3.87	4.43	4.20	4.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.08	17.44	32.60	17.16	17.14	19.44	17.32	17.74	17.93	17.94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.05	0.06	0.02	0.06	0.06	0.03	0.00	0.00
FeO	23.22	24.33	17.56	21.37	23.44	22.22	21.73	21.50	20.94	21.17
MnO	0.09	0.06	0.00	0.06	0.13	0.18	0.14	0.03	0.00	0.00
MgO	6.86	7.66	5.77	7.76	6.68	6.42	7.17	7.41	8.00	8.04
CaO	0.05	0.15	0.40	0.03	0.22	0.18	0.09	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.19	0.16	0.34	0.13	0.23	0.22	0.09	0.15	0.40
K <sub>2</sub> O	9.19	7.45	5.48	8.79	7.36	8.19	8.78	9.39	9.74	9.85
Total	94.27	93.61	94.79	96.00	93.08	93.79	94.29	96.03	95.50	96.64

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.36	5.28	4.28	5.33	5.40	5.38	5.40	5.39	5.30	5.29
Al IV	2.64	2.72	3.72	2.67	2.60	2.62	2.60	2.61	2.70	2.71
Al VI	0.51	0.50	2.24	0.41	0.63	0.99	0.57	0.58	0.55	0.51
Ti VI	0.41	0.30	0.13	0.62	0.49	0.31	0.45	0.51	0.49	0.51
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.23	0.42	0.00	0.13	0.26	0.20	0.20	0.09	0.09	0.11
Fe +2	2.81	2.77	2.28	2.59	2.56	2.48	2.62	2.65	2.60	2.58
Mn +2	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	1.60	1.79	1.33	1.76	1.59	1.51	1.66	1.69	1.83	1.82
Ca	0.01	0.02	0.07	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.06	0.05	0.10	0.04	0.07	0.07	0.03	0.04	0.12
K	1.84	1.49	1.08	1.71	1.50	1.65	1.74	1.83	1.91	1.91

TABLA I (B).-ANALISIS QUIMICOS DE LAS BIOTITAS DEL GRANITO TIPO VILLANUEVA

N° ANALISIS	73	74	75	80	81	82	102	103	104	105
SiO <sub>2</sub>	34.56	34.26	34.26	33.99	32.34	34.83	33.83	33.91	34.21	34.44
TiO <sub>2</sub>	4.19	3.61	4.03	3.41	2.40	1.11	3.73	2.15	4.22	4.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.52	18.41	18.01	18.51	18.92	19.34	18.25	18.52	18.54	18.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	23.73	23.93	23.83	23.59	26.35	24.73	24.74	26.35	23.85	23.64
MnO	0.48	0.42	0.47	0.38	0.41	0.54	0.55	0.62	0.28	0.29
MgO	4.65	5.68	4.64	4.82	5.46	5.28	4.60	4.48	4.56	4.64
CaO	0.00	0.06	0.09	0.03	0.21	0.04	0.12	0.10	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.05	0.03	0.19	0.14	0.11	0.12	0.09	0.17	0.09
K <sub>2</sub> O	9.36	8.46	9.15	9.44	6.93	9.35	8.84	9.01	9.81	9.53
Total	95.61	94.99	94.58	94.61	93.75	95.66	94.82	95.50	95.66	95.77

## FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.36	5.33	5.38	5.35	5.13	5.41	5.31	5.33	5.33	5.36
Al IV	2.64	2.67	2.62	2.65	2.87	2.59	2.69	2.67	2.67	2.64
Al VI	0.75	0.70	0.71	0.78	0.67	0.96	0.69	0.76	0.73	0.75
Ti VI	0.49	0.42	0.48	0.40	0.29	0.13	0.44	0.25	0.49	0.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe +3	0.10	0.20	0.14	0.16	0.42	0.27	0.19	0.29	0.09	0.09
Fe +2	2.98	2.92	2.99	2.94	3.12	2.94	3.06	3.17	3.01	2.99
Mn +2	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.04	0.04
Mg	1.08	1.32	1.09	1.13	1.29	1.22	1.08	1.05	1.06	1.08
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.01	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03
K	1.85	1.68	1.83	1.90	1.40	1.85	1.77	1.81	1.95	1.89

**TABLA I (C).-ANALISIS QUIMICOS DE LAS BIOTITAS DE LOS GRANITOS TIPO LAYOS**

N° ANALISIS	5	14	27	29	33	38	43	52	54	59
LAMINA	90538		87206		90130			90968		
SiO <sub>2</sub>	35.20	34.93	35.26	34.48	34.71	35.21	34.97	34.92	34.85	34.56
TiO <sub>2</sub>	3.37	3.11	4.92	5.12	3.39	2.66	3.62	3.08	4.82	4.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.21	18.18	16.83	16.84	18.49	19.06	18.50	18.47	18.36	18.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.00	0.00	0.12	0.09	0.02	0.00	0.16	0.07	0.16
FeO	19.22	19.82	19.56	19.58	19.44	20.55	20.60	19.08	20.61	20.35
MnO	0.17	0.08	0.05	0.00	0.43	0.51	0.50	0.13	0.12	0.03
MgO	7.81	8.15	8.26	7.84	6.93	7.48	7.24	8.23	6.72	7.22
CaO	0.05	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.07
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.08	0.08	0.17	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13
K <sub>2</sub> O	9.19	8.99	9.40	9.08	9.20	9.19	9.00	9.08	8.93	8.55
Total	93.66	93.40	94.65	93.25	93.03	95.04	95.01	93.68	94.80	94.32

**FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS**

Si IV	5.45	5.42	5.44	5.38	5.43	5.41	5.39	5.41	5.37	5.36
Al IV	2.55	2.58	2.56	2.62	2.57	2.59	2.61	2.59	2.63	2.64
Al VI	0.77	0.75	0.49	0.48	0.84	0.85	0.75	0.79	0.70	0.73
Ti VI	0.39	0.36	0.57	0.60	0.40	0.31	0.42	0.36	0.56	0.47
Cr	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Fe +3	0.11	0.15	0.07	0.09	0.09	0.13	0.10	0.12	0.05	0.13
Fe +2	2.38	2.42	2.45	2.46	2.46	2.51	2.55	2.35	2.60	2.51
Mn +2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.07	0.06	0.02	0.02	0.00
Mg	1.80	1.88	1.90	1.82	1.62	1.71	1.66	1.90	1.54	1.67
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
K	1.82	1.78	1.85	1.81	1.84	1.80	1.77	1.80	1.75	1.69

TABLA I (C) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	93193-5	3193-21	3193-22	3193-28	3193-31	0538-18	0538-19	0538-20
LAMINA	93193					90538		
SiO2	35.02	35.31	34.98	34.99	35.69	35.01	35.66	35.55
TiO2	5.18	4.37	4.11	4.97	5.11	3.94	3.83	3.60
Al2O3	17.48	18.08	18.03	17.38	17.95	19.32	19.56	19.44
Cr2O3	0.00	0.04	0.01	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00
FeO	22.06	22.91	21.27	22.40	21.98	19.61	19.47	18.86
MnO	0.10	0.14	0.09	0.15	0.05	0.16	0.11	0.13
MgO	6.96	6.93	6.93	6.76	7.12	7.45	7.68	8.50
CaO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.14	0.13	0.15	0.16	0.10	0.12	0.20	0.18
K2O	9.31	9.41	9.02	9.35	9.28	9.75	9.47	9.59
Total	96.27	97.34	95.73	95.64	97.35	95.43	96.22	96.12

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.35	5.35	5.36	5.38	5.37	5.34	5.37	5.35
Al IV	2.65	2.65	2.64	2.62	2.63	2.66	2.63	2.65
Al VI	0.50	0.57	0.62	0.53	0.56	0.82	0.85	0.81
Ti VI	0.59	0.50	0.47	0.57	0.58	0.45	0.43	0.41
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.08	0.11	0.15	0.09	0.06	0.01	0.03	0.03
Fe +2	2.74	2.79	2.73	2.72	2.71	2.50	2.45	2.38
Mn +2	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Mg	1.59	1.56	1.58	1.55	1.60	1.69	1.73	1.91
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05
K	1.81	1.82	1.76	1.83	1.78	1.90	1.82	1.84

**TABLA I (D) .-ANALISIS QUIMICOS DE LAS BIOTITAS DE LOS LEUCOGRANITOS TIPO CERVATOS**

N° ANALISIS	1296-14	1296-19	1296-21	1296-25	87202-6	87202-7	87202-8	7202-31	7202-32	7202-33
SiO <sub>2</sub>	32.91	33.31	34.73	34.42	35.26	35.42	34.24	35.32	35.18	35.10
TiO <sub>2</sub>	1.95	2.57	4.29	4.64	3.73	3.90	2.81	4.59	2.99	4.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.59	19.11	18.23	18.00	18.37	17.95	18.21	17.72	18.57	17.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00	0.04	0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.90	2.97	1.12	1.23	1.36	1.51	2.88	0.95	1.71	1.17
FeO	24.36	25.17	22.74	22.62	23.97	24.35	25.51	23.39	23.21	23.58
MnO	0.23	0.12	0.00	0.00	0.10	0.11	0.08	0.16	0.13	0.15
MgO	6.41	6.24	6.45	6.08	5.48	5.42	5.80	5.92	6.30	6.23
CaO	0.07	0.08	0.00	0.03	0.01	0.05	0.14	0.00	0.04	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.10	0.13	0.25	0.15	0.04	0.22	0.15	0.12	0.13
K <sub>2</sub> O	4.40	7.34	9.11	8.93	9.32	8.92	8.19	9.53	8.99	9.42
Total	90.94	94.04	95.70	94.99	96.48	96.18	95.26	96.80	95.60	96.72

**FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS**

Si IV	5.19	5.21	5.34	5.33	5.40	5.44	5.32	5.40	5.40	5.37
Al IV	2.81	2.79	2.66	2.67	2.60	2.56	2.68	2.60	2.60	2.63
Al VI	1.01	0.73	0.64	0.62	0.72	0.69	0.65	0.59	0.77	0.54
Ti VI	0.23	0.30	0.50	0.54	0.43	0.45	0.33	0.53	0.35	0.51
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe +3	0.46	0.35	0.13	0.14	0.16	0.17	0.34	0.11	0.20	0.13
Fe +2	2.75	2.94	2.79	2.79	2.91	2.95	2.98	2.88	2.79	2.88
Mn +2	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	1.50	1.45	1.48	1.40	1.25	1.24	1.34	1.35	1.44	1.42
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
Na	0.01	0.03	0.04	0.07	0.04	0.01	0.07	0.04	0.04	0.04
K	0.88	1.46	1.79	1.76	1.82	1.75	1.62	1.86	1.76	1.84

TABLE I (D) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	7202-34	7202-35	7202-36	7202-37	7202-39	7202-43	7202-44
SiO <sub>2</sub>	35.14	35.39	35.16	34.57	35.16	35.00	35.07
TiO <sub>2</sub>	4.66	4.31	4.45	3.86	3.10	4.35	4.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.44	17.42	17.61	17.71	17.80	17.37	17.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.08	0.05	0.06	0.17	0.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.24	1.17	1.86	2.49	1.47	1.24
FeO	24.18	23.82	24.31	24.12	25.06	21.76	23.11
MnO	0.08	0.20	0.21	0.14	0.18	0.06	0.11
MgO	5.85	5.87	5.80	5.76	6.39	6.83	6.74
CaO	0.05	0.01	0.03	0.10	0.06	0.19	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.06	0.06	0.10	0.17	0.08	0.09
K <sub>2</sub> O	8.87	9.29	9.36	8.65	8.56	8.43	9.18
Total	96.39	96.39	97.13	95.09	96.58	94.38	96.33

FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS

Si IV	5.39	5.43	5.38	5.37	5.38	5.42	5.37
Al IV	2.61	2.57	2.62	2.63	2.62	2.58	2.63
Al VI	0.54	0.58	0.55	0.61	0.59	0.59	0.53
Ti VI	0.54	0.50	0.51	0.45	0.36	0.51	0.51
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe +3	0.16	0.14	0.13	0.22	0.29	0.17	0.14
Fe +2	2.93	2.91	2.97	2.92	2.92	2.65	2.81
Mn +2	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	1.34	1.34	1.32	1.33	1.46	1.58	1.54
Ca	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01
Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03
K	1.73	1.82	1.83	1.71	1.67	1.67	1.79

**TABLA I (E).-ANALISIS QUIMICOS DE LAS BIOTITAS DE LOS GRANITOIDES  
TIPO FUENTE TOPINO Y FUENTE HIGUERA**

N° ANALISIS	90956	0956-11	91061-1	1061-4'	111	121
	FUENTE TOPINO				FUENTE HIGUERA	
SiO <sub>2</sub>	35.13	35.03	31.56	31.16	34.83	34.55
TiO <sub>2</sub>	3.23	3.85	1.19	2.12	4.72	3.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.08	18.00	19.50	20.33	17.78	18.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.06
FeO	19.80	20.38	23.39	25.36	21.54	22.86
MnO	0.07	0.00	0.20	0.00	0.12	0.03
MgO	8.24	7.52	8.90	7.89	6.30	6.30
CaO	0.00	0.02	0.18	0.18	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.08	0.01	0.00	0.12	0.18
K <sub>2</sub> O	9.74	9.44	2.81	3.83	9.15	9.07
Total	94.38	94.32	87.74	90.88	94.79	95.53

**FORMULA ESTRUCTURAL A 22 OXIGENOS**

Si IV	5.42	5.41	5.09	4.94	5.40	5.34
Al IV	2.58	2.59	2.91	3.06	2.60	2.66
Al VI	0.71	0.69	0.79	0.74	0.64	0.65
Ti VI	0.38	0.45	0.14	0.25	0.55	0.46
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe +3	0.11	0.10	0.67	0.55	0.09	0.16
Fe +2	2.45	2.53	2.48	2.81	2.70	2.79
Mn +2	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
Mg	1.89	1.73	2.14	1.86	1.45	1.45
Ca	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.05
K	1.92	1.86	0.58	0.77	1.81	1.79



**TABLA II.-ANALISIS QUIMICOS DE CORDIERITAS DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS**

N° ANALISIS	179	061-2	6	15	16	30	37	41	51	90452-9
	MONCLOA	F-TOP.								
							LAYOS			
SiO <sub>2</sub>	48.36	48.03	47.72	48.20	48.69	48.71	47.56	48.01	48.08	47.26
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.01	31.70	31.20	31.43	31.49	31.67	31.02	31.48	31.41	31.86
FeO	10.60	10.25	10.16	10.18	9.13	8.65	10.85	9.75	10.32	10.11
MnO	0.11	0.00	0.25	0.19	0.27	0.31	0.77	0.87	0.23	0.19
MgO	6.65	6.32	6.82	6.77	6.74	7.53	6.47	6.55	6.68	6.64
CaO	0.00	6.32	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.00	0.19	0.22	0.18	0.17	0.18	0.19	0.20	0.13
K <sub>2</sub> O	0.00	0.45	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00
NiO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	97.07	103.19	96.34	97.02	96.55	97.07	96.92	96.89	96.98	96.25

**FORMULA ESTRUCTURALA A 18 OXIGENOS**

Si+4	5.10	5.07	5.06	5.07	5.12	5.09	5.05	5.07	5.07	5.02
Ti+4	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	3.85	3.94	3.90	3.90	3.90	3.90	3.88	3.92	3.90	3.99
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.93	0.90	0.90	0.90	0.80	0.76	0.96	0.86	0.91	0.90
Mn+2	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.07	0.08	0.02	0.02
Mg+2	1.05	0.99	1.08	1.06	1.06	1.17	1.02	1.03	1.05	1.05
Ca+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+1	0.05	0.09	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
K+1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr+3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLE II.-CONTINUACION

N° ANALISIS 0452-10 0452-11 93193-3 93193-4 93193-7 93193-8 93193-9 3193-14 3193-13 3193-12

LAYOS

SiO2	47.55	47.86	49.65	48.71	47.96	49.41	49.49	48.45	48.47	48.23
TiO2	0.02	0.00	0.04	0.02	0.08	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00
Al2O3	32.12	32.02	32.84	33.14	32.46	32.45	32.39	32.28	32.47	32.25
FeO	10.11	10.55	11.98	11.73	12.02	11.51	11.45	11.97	11.88	11.44
MnO	0.24	0.25	0.18	0.31	0.21	0.30	0.23	0.19	0.28	0.22
MgO	6.60	6.73	6.03	6.02	5.86	6.04	6.15	5.89	6.04	5.89
CaO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.07	0.03	0.11
Na2O	0.25	0.14	0.16	0.17	0.19	0.15	0.23	0.43	0.31	0.42
K2O	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.04	0.06	0.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.09	0.08	0.00	0.06	0.00	0.07	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
TOTAL	96.93	97.57	101.00	100.20	98.82	99.97	99.96	99.43	99.58	98.61

FORMULA ESTRUCTURAL A 18 OXIGENOS

Si+4	5.01	5.02	5.05	5.00	5.00	5.07	5.08	5.02	5.02	5.03
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	3.99	3.96	3.94	4.01	3.99	3.93	3.92	3.95	3.96	3.96
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.89	0.93	1.02	1.01	1.05	0.99	0.98	1.04	1.03	1.00
Mn+2	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg+2	1.04	1.05	0.91	0.92	0.91	0.92	0.94	0.91	0.93	0.92
Ca+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na+1	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.09	0.06	0.08
K+1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr+3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLA II.-CONTINUACION

N° ANALISIS	3193-32	1296-20	87202-4	87202-5	115	116	124
	LAYOS	CERVATOS			FUENTE HIGUERA		
SiO <sub>2</sub>	49.16	48.48	48.47	48.56	47.75	47.59	48.03
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.64	32.00	32.32	32.56	31.43	31.15	30.80
FeO	10.96	10.13	11.10	10.94	11.35	11.26	11.25
MnO	0.32	0.00	0.22	0.25	0.15	0.14	0.35
MgO	6.41	6.84	5.91	6.14	6.28	6.30	6.08
CaO	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.21	0.20	0.17	0.28	0.26	0.28
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.65	97.71	98.23	98.66	97.33	96.71	96.82

FORMULA ESTRUCTURAL A 18 OXIGENOS

Si+4	5.05	5.06	5.06	5.04	5.04	5.06	5.10
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	3.95	3.94	3.97	3.98	3.91	3.90	3.85
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.94	0.88	0.97	0.95	1.00	1.00	1.00
Mn+2	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03
Mg+2	0.98	1.07	0.92	0.95	0.99	1.00	0.96
Ca+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+1	0.02	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06
K+1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



**TABLA III (A).-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASAS DE GRANITOS TIPO MONCLOA**

N° ANALISIS	174	175	176	186	187	188	90452-5	-6
SiO <sub>2</sub>	60.88	60.66	60.89	60.46	61.88	60.71	60.31	60.84
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.08	23.78	23.79	24.44	23.89	23.86	24.12	23.96
FeO	0.10	0.07	0.04	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	6.30	6.34	6.02	6.59	5.97	6.43	5.71	5.58
Na <sub>2</sub> O	8.42	8.34	7.98	8.46	8.48	8.27	7.90	7.85
K <sub>2</sub> O	0.23	0.38	0.49	0.17	0.44	0.31	0.48	0.39
TOTAL	100.06	99.59	99.21	100.20	100.70	99.58	98.56	98.64

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	10.85	10.87	10.92	10.77	10.94	10.87	10.88	10.94
Ti+4	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	5.06	5.02	5.03	5.13	4.98	5.04	5.13	5.08
Fe+2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca+2	1.20	1.22	1.16	1.26	1.13	1.23	1.10	1.08
Na+1	2.91	2.90	2.78	2.92	2.91	2.87	2.76	2.74
K+1	0.05	0.09	0.11	0.04	0.10	0.07	0.11	0.09
ANORTITA	28.89	28.96	28.61	29.81	27.32	29.55	27.75	27.56
ALBITA	69.85	68.96	68.62	69.27	70.28	68.77	69.47	70.15
ORTOSA	1.26	2.08	2.77	0.92	2.40	1.68	2.78	2.29

**TABLA III (B).-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASAS  
DE GRANITOS DE VILLANUEVA**

N° ANALISIS	60	79	106	107	108	109
SiO <sub>2</sub>	63.47	61.96	64.29	62.31	62.81	63.51
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.18	23.45	22.32	23.39	22.82	22.79
FeO	0.06	0.06	0.13	0.01	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	4.50	5.30	4.22	5.49	5.28	4.78
Na <sub>2</sub> O	9.69	8.84	9.65	8.84	8.92	9.39
K <sub>2</sub> O	0.12	0.33	0.31	0.27	0.34	0.21
TOTAL	100.04	99.96	100.92	100.36	100.19	100.68

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	11.25	11.02	11.29	11.04	11.14	11.19
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al+3	4.63	4.92	4.62	4.88	4.77	4.73
Fe+2	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	0.85	1.01	0.79	1.04	1.00	0.90
Na+1	3.33	3.05	3.29	3.03	3.07	3.21
K+1	0.03	0.08	0.07	0.06	0.08	0.05
ANORTITA	20.27	24.44	19.15	25.18	24.18	21.69
ALBITA	79.07	73.73	79.19	73.35	73.94	77.17
ORTOSA	0.66	1.83	1.66	1.47	1.88	1.14

(c)  
**TABLA III.-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASAS DEL  
 GRANITO DE FUENTE TOPINO**

N° ANALISIS	90956-9	0956-10	0956-12	0956-13	91061-2	91061-3
	GRANITO				SEGREGADO	
SiO2	61.43	62.13	60.74	62.73	64.78	64.21
TiO2	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00
Al2O3	22.63	22.24	23.71	22.39	22.99	22.48
FeO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
CaO	4.28	4.11	4.60	3.81	4.18	4.20
Na2O	8.47	8.65	8.71	9.13	9.11	8.94
K2O	0.38	0.43	0.21	0.18	0.38	0.54
TOTAL	97.19	97.61	97.97	98.26	101.47	100.40

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	11.18	11.25	10.99	11.27	11.28	11.31
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.85	4.75	5.05	4.74	4.72	4.67
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca+2	0.83	0.80	0.89	0.73	0.78	0.79
Na+1	2.99	3.04	3.05	3.18	3.08	3.05
K+1	0.09	0.10	0.05	0.04	0.09	0.12
ANORTITA	21.32	20.28	22.31	18.55	19.78	19.98
ALBITA	76.44	77.20	76.47	80.42	78.06	76.97
ORTOSA	2.24	2.52	1.22	1.04	2.17	3.05



TABLA III (D).-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASAS DE GRANITOS TIPO LAYOS

N° ANALISIS	11	12	13	17	20	21	22	25	26	28	
LAMINA				90538					87206		
SiO2	68.09	61.95	61.47	65.20	62.51	62.51	62.51	61.67	62.39	62.70	
TiO2	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	
Al2O3	21.50	23.33	23.94	22.05	22.96	22.93	23.18	22.56	22.66	22.76	
FeO	0.38	0.00	0.00	0.05	0.00	0.10	0.10	0.02	0.00	0.13	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	
CaO	1.19	5.18	4.89	2.74	4.46	4.62	4.94	3.58	4.55	4.64	
Na2O	11.59	8.97	8.84	10.19	9.05	9.33	8.86	6.82	9.19	9.33	
K2O	0.07	0.37	0.34	0.18	0.55	0.45	0.26	3.91	0.46	0.55	
TOTAL	102.86	99.87	99.47	100.44	99.52	99.94	99.85	98.58	99.30	100.18	

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	11.64	11.03	10.97	11.44	11.14	11.12	11.11	11.20	11.15	11.13
Ti+4	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al+3	4.33	4.90	5.04	4.56	4.82	4.81	4.85	4.83	4.77	4.76
Fe+2	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca+2	0.22	0.99	0.93	0.52	0.85	0.88	0.94	0.70	0.87	0.88
Na+1	3.84	3.10	3.06	3.47	3.13	3.22	3.05	2.40	3.19	3.21
K+1	0.01	0.08	0.08	0.04	0.12	0.10	0.06	0.91	0.10	0.13
Anortita	5.35	23.70	22.97	12.80	20.77	20.96	23.23	17.38	20.93	20.91
albita	94.29	74.27	75.16	86.18	76.20	76.60	75.31	59.99	76.55	76.13
ortosa	0.35	2.03	1.87	1.02	3.03	2.44	1.47	22.63	2.52	2.97

**TABLA III (D) .-CONTINUACION**

N° ANALISIS	31	32	34	48	49	50	3193-10	3193-11	3193-23	3193-24
LAMINA	87206	89103			90968			93193		
SiO <sub>2</sub>	62.65	63.11	61.65	62.55	62.25	62.38	64.22	64.43	64.45	64.78
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.67	22.82	23.22	23.16	23.49	23.11	22.73	22.92	22.72	23.33
FeO	0.02	0.07	0.07	0.04	0.10	0.07	0.00	0.10	0.13	0.33
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.35	4.61	5.12	4.83	5.18	4.89	3.85	3.78	3.71	3.67
Na <sub>2</sub> O	9.24	9.36	9.02	9.34	8.91	9.02	9.49	9.43	9.46	9.65
K <sub>2</sub> O	0.54	0.33	0.36	0.21	0.44	0.46	0.34	0.59	0.43	0.43
TOTAL	99.49	100.31	99.46	100.13	100.36	99.94	100.64	101.25	100.89	102.20

**FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS**

Si+4	11.18	11.17	11.03	11.09	11.03	11.09	11.28	11.27	11.30	11.23
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.77	4.76	4.89	4.84	4.91	4.84	4.71	4.72	4.69	4.77
Fe+2	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	0.83	0.87	0.98	0.92	0.98	0.93	0.72	0.71	0.70	0.68
Na+1	3.20	3.21	3.13	3.21	3.06	3.11	3.23	3.19	3.22	3.24
K+1	0.12	0.08	0.08	0.05	0.10	0.10	0.08	0.13	0.10	0.09
ANORTITA	20.04	21.01	23.42	21.96	23.73	22.47	17.95	17.56	17.37	16.94
ALBITA	77.02	77.18	74.63	76.88	73.88	75.01	80.14	79.16	80.25	80.72
ORTOSA	2.94	1.81	1.96	1.16	2.39	2.53	1.91	3.28	2.38	2.34

**TABLA III (D).-CONTINUACION**

N° ANALISIS	0538-13	0538-14	0538-15	0538-16	0538-17
LAMINA	90538				
SiO2	64.51	62.89	61.24	61.14	63.27
TiO2	0.00	0.26	0.03	0.01	0.32
Al2O3	21.45	22.47	23.67	24.10	22.67
FeO	0.12	0.04	0.00	0.08	0.09
MgO	0.05	0.01	0.04	0.00	0.02
CaO	2.51	3.84	4.90	5.07	3.48
Na2O	9.94	8.85	8.31	8.09	9.15
K2O	0.14	0.52	0.47	0.53	0.23
TOTAL	98.72	98.88	98.66	99.02	99.23

**FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS**

Si+4	11.50	11.24	11.01	10.96	11.25
Ti+4	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04
Al+3	4.51	4.74	5.01	5.09	4.75
Fe+2	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg+2	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca+2	0.48	0.74	0.94	0.97	0.66
Na+1	3.44	3.07	2.90	2.81	3.15
K+1	0.03	0.12	0.11	0.12	0.05
ANORTITA	12.15	18.76	23.91	24.93	17.13
ALBITA	87.05	78.22	73.36	71.97	81.52
ORTOSA	0.81	3.02	2.73	3.10	1.35



**TABLA III (E).-ANALISIS QUIMICOS DE PLAGIOCLASAS DE LOS LEUCOGRANITOS TIPO CERVATOS**

N° ANALISIS	1296-23	7202-27	7202-40	7202-46	7202-47	7202-48	7202-49	202-110
LAMINA	81926							
					87202			
SiO <sub>2</sub>	62.81	61.71	61.85	61.71	61.52	61.72	61.61	61.57
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.03	24.55	24.49	24.72	24.42	24.59	24.41	24.28
FeO	0.00	0.10	0.04	0.18	0.00	0.01	0.08	0.01
MgO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
CaO	4.49	5.71	5.89	6.29	5.74	5.74	5.85	5.38
Na <sub>2</sub> O	8.51	8.38	8.31	7.99	8.12	8.21	8.25	8.61
K <sub>2</sub> O	0.39	0.27	0.29	0.31	0.51	0.46	0.33	0.34
TOTAL	99.24	100.74	100.90	101.23	100.36	100.73	100.56	100.20

**FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS**

Si+4	11.19	10.89	10.90	10.85	10.90	10.89	10.89	10.92
Ti+4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.83	5.11	5.08	5.12	5.10	5.11	5.09	5.07
Fe+2	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg+2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca+2	0.86	1.08	1.11	1.19	1.09	1.09	1.11	1.02
Na+1	2.94	2.87	2.84	2.73	2.79	2.81	2.83	2.96
K+1	0.09	0.06	0.06	0.07	0.12	0.10	0.08	0.08
ANORTITA	22.07	26.94	27.69	29.79	27.27	27.15	27.63	25.20
ALBITA	75.64	71.54	70.71	68.49	69.82	70.24	70.49	72.91
ORTOSA	2.29	1.52	1.60	1.72	2.90	2.61	1.88	1.89

**TABLA IV.-ANALISIS QUIMICOS DE FELDESPATOS POTASICOS DE LOS GRANITOIDES PERALUMINICOS**

N° ANALISIS	90452-3	-7	77	78	90	91	90956-7	91061-4	1296-18	1296-22
	MONCLOA		VILLANUEVA			F. TOPINO		CERVATOS		
SiO <sub>2</sub>	63.19	63.94	64.15	65.39	65.31	64.76	63.39	66.43	64.31	63.67
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.02	0.05	0.00	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.43	18.52	18.34	18.06	17.80	18.31	18.31	19.12	19.07	18.25
FeO	0.13	0.06	0.09	0.03	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02
CaO	0.04	0.09	0.07	0.10	0.00	0.08	0.06	0.04	0.08	0.10
Na <sub>2</sub> O	1.45	1.53	0.80	2.02	0.93	1.26	1.22	2.11	1.44	1.67
K <sub>2</sub> O	15.05	14.69	15.76	13.98	15.71	14.69	14.88	13.79	14.46	14.47
TOTAL	98.37	98.85	99.26	99.57	99.84	99.21	97.90	101.54	99.40	98.17

**FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS**

Si+4	11.88	11.92	11.95	12.05	12.07	12.00	11.94	11.97	11.89	11.94
Ti+4	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al+3	4.08	4.07	4.03	3.92	3.88	4.00	4.06	4.06	4.15	4.04
Fe+2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg+2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca+2	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Na+1	0.53	0.55	0.29	0.72	0.33	0.45	0.45	0.74	0.52	0.61
K+1	3.61	3.49	3.74	3.29	3.71	3.47	3.57	3.17	3.41	3.46
ANORTITA	0.19	0.44	0.36	0.48	0.00	0.39	0.31	0.20	0.40	0.51
ALBITA	12.75	13.61	7.15	17.93	8.26	11.51	11.06	18.84	13.12	14.83
ORTOSA	87.06	85.95	92.48	81.60	91.74	88.11	88.63	80.95	86.48	84.66

TABLA IV.-CONTINUACION

N° ANALISIS						LAYOS						
	202-113	202-114	112	126	127	7	9	18	19	36	44	45
	CERVATOS		FUENTE HIGUERA			0	0	0	0	2	2	2
SiO2	64.98	64.15	64.75	65.23	65.86	65.68	64.42	64.28	65.15	64.35	64.30	64.25
TiO2	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0	0	0.01	0	0	0
Al2O3	19.07	19.03	17.99	18.81	19.07	19.19	18.84	18.40	18.88	18.61	19.06	18.71
FeO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	14.19	0	0.01	0.11	0.07	0.02
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0	0	0	0	0	0.02	0.02
Na2O	1.94	1.13	1.35	3.02	3.17	0.09	0.06	0	0.05	0.04	0.05	0.09
K2O	13.93	15.38	15.04	12.50	12.29	3.17	1.72	1.43	1.96	1.97	2.48	2.74
TOTAL	100.00	99.71	99.15	99.58	100.47	12.05	14.19	14.60	13.69	13.85	12.85	12.66
						100.24	113.43	98.71	99.76	98.93	98.83	98.54

FORMULA ESTRUCTURAL A 32 OXIGENOS

Si+4	11.91	11.87	12.03	11.95	11.94	11.93	11.16	11.97	11.95	11.94	11.89	11.92
Ti+4	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0	0	0	0	0	0
Al+3	4.12	4.15	3.94	4.06	4.08	4.11	3.84	4.04	4.08	4.07	4.15	4.09
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0
Mg+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	2.05	0	0	0.02	0.01	0
Ca+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.02
Na+1	0.69	0.41	0.49	1.07	1.12	0.02	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.02
K+1	3.26	3.63	3.57	2.92	2.84	1.12	0.58	0.52	0.70	0.71	0.89	0.99
						2.79	3.13	3.47	3.21	3.28	3.03	3.00
						19.97	20.78	20.00	19.95	20.02	19.99	20.02
ANORTITA	0.06	0.00	0.00	0.00	0.37	64.00	64.00	64.00	64.00	64.00	64.00	64.00
ALBITA	17.45	10.05	12.03	26.84	28.08	0.46	0.31	0	0.26	0.19	0.25	0.46
ORTOSA	82.49	89.95	87.97	73.16	71.55	28.47	15.54	12.96	17.81	17.71	22.67	24.65
						71.07	84.15	87.04	81.93	82.10	77.09	74.89



**TABLA V (A) .-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LOS GRANITOS DE TIPO MONCLOA**

N° ANALISIS	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146
SiO2	36.40	37.29	37.32	37.45	37.20	37.30	36.98	37.43	36.94	37.77
TiO2	0.07	0.04	0.10	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06
Al2O3	19.81	19.92	20.39	20.19	20.08	20.12	20.45	20.08	19.91	20.46
Cr2O3	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.08	0.00	0.07
FeO	37.98	38.35	37.79	37.28	36.82	36.58	36.62	36.22	35.93	36.22
MnO	2.48	1.79	1.60	1.37	1.36	1.35	1.21	1.18	1.17	1.04
MgO	1.66	2.61	2.69	3.33	3.43	3.80	3.77	3.76	3.85	3.88
CaO	1.02	0.97	0.99	1.07	1.05	1.02	1.03	0.93	1.06	1.11
Total	99.53	100.97	100.89	100.74	99.94	100.22	100.07	99.67	98.86	100.61

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	6.01	6.03	6.02	6.03	6.03	6.02	5.98	6.06	6.03	6.04
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.85	3.80	3.87	3.83	3.83	3.83	3.87	3.83	3.83	3.86
Ti VI	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe +2	5.24	5.19	5.10	5.02	4.99	4.94	4.95	4.90	4.91	4.85
Mn +2	0.35	0.25	0.22	0.19	0.19	0.18	0.17	0.16	0.16	0.14
Mg	0.41	0.63	0.65	0.80	0.83	0.92	0.91	0.91	0.94	0.93
Ca	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.16	0.19	0.19
PIROPO	6.60	10.08	10.56	12.93	13.38	14.73	14.64	14.79	15.15	15.17
ALMAND	84.87	83.28	83.08	81.09	80.67	79.46	79.80	79.97	79.23	79.39
ESPESA	5.61	3.95	3.56	3.01	3.01	2.96	2.67	2.63	2.62	2.32
GROSUL	2.35	2.56	2.48	2.84	2.86	2.65	2.88	2.35	3.01	2.72

TABLA V (A) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	147	148	149	150	151	152	153	154	155	157
SiO2	37.44	37.32	37.13	37.35	36.99	37.54	37.76	37.67	37.45	37.29
TiO2	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00
Al2O3	20.15	20.04	20.18	20.22	20.37	20.17	20.03	20.21	20.20	20.05
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.00	0.12	0.09	0.04	0.01	0.01	0.04
FeO	35.92	37.66	39.08	36.50	36.39	37.32	36.42	36.28	36.40	37.44
MnO	1.28	1.51	1.83	1.29	1.40	1.47	1.36	1.34	1.59	3.28
MgO	3.79	2.68	2.42	3.40	3.03	3.37	3.33	3.20	2.87	1.09
CaO	0.96	0.99	0.89	0.98	0.96	1.03	0.97	0.93	1.03	1.12
Total	99.54	100.33	101.52	99.75	99.24	101.06	99.91	99.64	99.62	100.31

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.06	6.05	5.99	6.05	6.03	6.03	6.10	6.10	6.08	6.09
Al IV	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.84	3.83	3.83	3.86	3.91	3.81	3.81	3.85	3.86	3.86
Ti VI	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.86	5.11	5.28	4.94	4.96	5.01	4.92	4.91	4.94	5.11
Mn +2	0.17	0.21	0.25	0.18	0.19	0.20	0.19	0.18	0.22	0.45
Mg	0.91	0.65	0.58	0.82	0.74	0.81	0.80	0.77	0.69	0.27
Ca	0.17	0.17	0.15	0.17	0.17	0.18	0.17	0.16	0.18	0.20
PIROPO	14.94	10.57	9.30	13.44	12.16	13.03	13.21	12.82	11.50	4.41
ALMAND	79.48	83.26	84.26	80.88	81.90	80.89	80.98	81.46	81.89	84.81
ESPESA	2.86	3.38	3.98	2.89	3.18	3.22	3.06	3.05	3.63	7.51
GROSUL	2.72	2.38	2.45	2.73	2.38	2.35	2.63	2.63	2.74	3.14

TABLA V (A) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167
SiO <sub>2</sub>	37.30	37.41	37.61	37.35	37.95	37.92	37.33	37.75	37.39	37.05
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.05	0.02	0.05	0.00	0.06	0.05	0.06	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.33	20.26	20.04	20.21	20.13	20.08	20.24	20.21	20.04	20.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	37.99	36.81	36.30	36.28	35.73	35.56	36.34	36.69	37.09	37.33
MnO	2.30	1.41	1.38	1.15	1.18	1.29	1.28	1.11	1.41	1.77
MgO	1.90	3.31	3.40	3.47	3.71	3.93	3.82	3.56	3.35	2.76
CaO	1.01	1.04	0.98	0.99	1.12	0.98	0.95	1.03	1.02	1.00
Total	100.88	100.30	99.72	99.57	99.90	99.82	100.01	100.42	100.31	100.03

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.04	6.04	6.09	6.05	6.11	6.10	6.03	6.07	6.04	6.03
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.88	3.85	3.82	3.86	3.82	3.81	3.85	3.83	3.82	3.85
Ti VI	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	5.14	4.97	4.91	4.92	4.81	4.78	4.91	4.93	5.01	5.08
Mn +2	0.32	0.19	0.19	0.16	0.16	0.18	0.17	0.15	0.19	0.24
Mg	0.46	0.80	0.82	0.84	0.89	0.94	0.92	0.85	0.81	0.67
Ca	0.18	0.18	0.17	0.17	0.19	0.17	0.16	0.18	0.18	0.17
PIROPO	7.54	12.97	13.45	13.76	14.72	15.53	14.91	13.94	13.03	10.85
ALMAND	84.40	80.95	80.65	80.81	79.44	78.81	79.60	80.67	80.97	82.35
ESPESA	5.18	3.15	3.10	2.59	2.65	2.89	2.83	2.47	3.13	3.96
GROSUL	2.75	2.77	2.73	2.43	2.92	2.59	2.51	2.71	2.86	2.84

**TABLA V (A) .-CONTINUACION**

N° ANALISIS	169	170
SiO2	37.56	36.33
TiO2	0.00	0.00
Al2O3	20.01	19.63
Cr2O3	0.02	0.05
FeO	37.22	37.96
MnO	1.63	2.72
MgO	2.66	1.73
CaO	1.02	0.93
Total	100.12	99.36
Si IV	6.09	6.01
Al IV	0.00	0.00
Al VI	3.82	3.83
Ti VI	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01
Fe +2	5.04	5.25
Mn +2	0.22	0.38
Mg	0.64	0.43
Ca	0.18	0.17
PIROPO	10.56	6.85
ALMAND	82.85	84.36
ESPESA	3.67	6.13
GROSUL	2.86	2.48

TABLA V (B).-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DEL GRANITO DE VILLANUEVA

N° ANALISIS	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO <sub>2</sub>	37.34	37.19	37.31	37.34	37.17	37.01	37.22	37.53	37.47	37.47
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.00	0.04	0.06	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.14	19.82	19.98	20.03	19.99	19.79	19.83	20.20	20.15	20.37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05
FeO	32.10	34.56	34.46	34.56	35.51	35.30	35.88	35.60	34.69	35.44
MnO	7.07	4.17	3.73	3.62	3.31	3.32	3.48	3.99	2.14	4.10
MgO	1.58	2.09	2.12	2.23	2.33	2.32	2.33	2.26	2.14	2.14
CaO	1.00	1.23	1.35	1.40	1.25	1.25	1.24	0.90	0.88	1.01
Total	99.28	99.13	98.96	99.23	99.64	99.02	99.98	100.48	97.57	100.58

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.11	6.10	6.11	6.10	6.06	6.08	6.07	6.08	6.17	6.06
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.89	3.83	3.86	3.86	3.84	3.83	3.81	3.85	3.91	3.88
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe +2	4.39	4.74	4.72	4.72	4.84	4.85	4.89	4.82	4.78	4.79
Mn +2	0.98	0.58	0.52	0.50	0.46	0.46	0.48	0.55	0.30	0.56
Mg	0.39	0.51	0.52	0.54	0.57	0.57	0.57	0.55	0.53	0.52
Ca	0.18	0.22	0.24	0.24	0.22	0.22	0.22	0.16	0.15	0.18
PIROPO	6.51	8.43	8.65	9.04	9.30	9.33	9.20	9.00	9.13	8.52
ALMAND	74.00	78.42	78.75	78.55	79.60	79.49	79.48	79.40	82.99	79.28
ESPESA	16.52	9.59	8.64	8.34	7.51	7.57	7.81	9.01	5.19	9.30
GROSUL	2.85	3.34	3.96	3.92	3.31	3.53	3.50	2.58	2.38	2.73

**TABLA V (B) .-CONTINUACION**

N° ANALISIS	71	72	83	84	85	86	87	88	89	93
SiO2	37.52	36.96	37.98	37.41	37.33	37.36	37.50	37.36	37.58	37.21
TiO2	0.01	0.02	0.07	0.00	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04
Al2O3	20.26	20.20	20.55	20.00	20.23	20.05	20.06	20.14	20.31	20.29
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00
FeO	34.96	32.40	31.77	36.24	35.33	36.23	34.44	35.24	35.18	35.21
MnO	5.10	9.00	8.78	3.65	3.33	3.55	3.42	3.53	3.15	4.86
MgO	2.00	1.29	1.30	2.21	2.17	2.30	2.34	2.37	2.32	2.07
CaO	0.94	0.92	1.24	1.05	1.19	1.33	1.24	1.22	1.18	1.02
Total	100.79	100.79	101.72	100.55	99.66	100.88	99.07	99.91	99.79	100.71

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	6.07	6.02	6.09	6.07	6.08	6.04	6.12	6.07	6.09	6.03
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.86	3.88	3.88	3.82	3.88	3.82	3.86	3.86	3.88	3.88
Ti VI	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.73	4.42	4.26	4.91	4.81	4.90	4.70	4.79	4.77	4.77
Mn +2	0.70	1.24	1.19	0.50	0.46	0.49	0.47	0.49	0.43	0.67
Mg	0.48	0.31	0.31	0.53	0.53	0.55	0.57	0.57	0.56	0.50
Ca	0.16	0.16	0.21	0.18	0.21	0.23	0.22	0.21	0.21	0.18
PIROPO	7.93	5.10	5.19	8.70	8.79	8.98	9.55	9.48	9.41	8.17
ALMAND	77.88	72.02	71.28	80.15	80.12	79.41	78.88	78.99	79.90	78.02
ESPESA	11.51	20.26	19.95	8.17	7.64	7.89	7.93	8.02	7.25	10.91
GROSUL	2.63	2.55	3.26	2.97	3.20	3.53	3.44	3.38	3.25	2.76

TABLA V (B) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	94	95	96	97	98	99	100
SiO <sub>2</sub>	36.99	37.25	37.29	37.55	37.40	36.84	37.48
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.02	20.11	19.89	20.19	20.18	19.95	20.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.06
FeO	35.16	35.95	35.36	35.06	34.85	35.74	33.67
MnO	3.70	4.01	3.44	3.47	3.97	5.53	0.85
MgO	2.22	2.22	2.26	2.38	2.21	1.91	1.68
CaO	0.92	1.11	1.09	1.21	1.14	0.81	0.85
Total	99.06	100.66	99.38	99.86	99.76	100.78	94.88

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.07	6.04	6.09	6.09	6.08	6.00	6.28
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.87	3.84	3.83	3.86	3.87	3.83	4.01
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe +2	4.83	4.88	4.83	4.76	4.74	4.87	4.72
Mn +2	0.51	0.55	0.48	0.48	0.55	0.76	0.12
Mg	0.54	0.54	0.55	0.58	0.54	0.46	0.42
Ca	0.16	0.19	0.19	0.21	0.20	0.14	0.15
PIROPO	9.00	8.72	9.11	9.56	8.88	7.44	7.74
ALMAND	79.83	79.20	79.85	79.02	78.74	78.08	87.23
ESPEsa	8.50	8.96	7.87	7.93	9.09	12.23	2.22
GROSUL	2.53	3.10	3.02	3.46	3.24	2.18	2.53

TABLA V (C) .-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LOS GRANITOS DE LAYOS

N° ANALISIS	23	24	35	93193-3	93193-4	93193-5	93193-6	93193-7	93193-8	93193-9
LAMINA		87206						93193		
SiO2	37.46	37.41	36.95	36.88	38.28	37.59	37.28	37.60	38.17	37.83
TiO2	0.00	0.05	0.02	0.01	0.03	0.00	0.05	0.02	0.06	0.04
Al2O3	20.10	20.28	20.18	20.77	21.30	21.19	21.25	21.27	21.22	21.23
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO	32.37	32.37	30.66	36.49	37.34	37.50	36.43	36.48	36.26	36.57
MnO	2.47	2.50	9.14	2.38	2.82	2.58	2.45	2.24	2.11	1.90
MgO	4.15	4.22	2.04	2.62	1.98	2.24	0.94	2.50	3.26	3.25
CaO	0.74	0.73	0.78	0.81	0.64	0.80	0.94	0.87	1.13	1.33
Total	97.28	97.61	99.76	100.02	102.43	101.89	99.34	100.98	102.21	102.15

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.13	6.11	6.04	5.99	6.06	6.00	6.08	6.02	6.02	5.98
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al VI	3.88	3.90	3.89	3.96	3.97	3.98	4.08	4.01	3.94	3.94
Ti VI	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.43	4.42	4.19	4.95	4.95	5.01	4.97	4.88	4.78	4.84
Mn +2	0.34	0.35	1.27	0.33	0.38	0.35	0.34	0.30	0.28	0.26
Mg	1.01	1.03	0.50	0.63	0.47	0.53	0.23	0.60	0.77	0.77
Ca	0.13	0.13	0.14	0.14	0.11	0.14	0.16	0.15	0.19	0.23
PIROPO	17.12	17.36	8.16	10.48	7.91	8.84	4.00	10.05	12.71	12.60
ALMAND	74.90	74.63	68.81	81.79	83.85	83.11	87.17	82.30	79.43	79.51
ESPESA	5.78	5.84	20.78	5.41	6.41	5.80	5.95	5.11	4.69	4.19
GROSUL	2.20	2.17	2.25	2.32	1.84	2.26	2.88	2.53	3.17	3.70

TABLA V (C) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	3193-10	3193-11	3193-12	3193-13	3193-14	3193-15	3193-15	3193-16	3193-17	3193-18
LAMINA	93193									
SiO <sub>2</sub>	38.34	37.81	38.20	38.04	37.73	37.40	37.60	37.68	37.34	37.19
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.08	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.34	21.00	21.08	21.36	21.42	21.01	21.34	21.54	21.55	21.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	37.16	36.46	37.55	37.61	36.78	38.53	38.25	37.59	36.45	36.54
MnO	2.22	2.18	2.04	2.08	2.12	2.28	2.84	2.57	2.32	2.13
MgO	3.33	3.38	3.27	3.14	2.93	2.66	2.03	2.42	2.96	3.08
CaO	1.30	1.06	1.08	1.04	1.13	0.87	0.74	0.88	1.08	1.01
Total	103.72	101.94	103.29	103.40	102.12	102.77	102.81	102.70	101.72	101.20
FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS										
Si IV	5.98	6.00	5.99	5.97	5.98	5.94	5.97	5.96	5.94	5.95
Al IV	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05
Al VI	3.91	3.92	3.89	3.91	3.98	3.88	3.96	3.98	3.98	3.95
Ti VI	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.85	4.84	4.93	4.93	4.87	5.12	5.08	4.98	4.85	4.89
Mn +2	0.29	0.29	0.27	0.28	0.29	0.31	0.38	0.34	0.31	0.29
Mg	0.77	0.80	0.77	0.73	0.69	0.63	0.48	0.57	0.70	0.74
Ca	0.22	0.18	0.18	0.17	0.19	0.15	0.13	0.15	0.18	0.17
PIROPO	12.62	13.08	12.45	12.01	11.44	10.17	7.91	9.46	11.60	12.09
ALMAND	79.06	79.18	80.18	80.63	80.66	82.49	83.74	82.37	80.20	80.33
ESPESA	4.78	4.80	4.41	4.51	4.72	4.94	6.29	5.70	5.16	4.74
GROSUL	3.54	2.95	2.96	2.86	3.18	2.40	2.07	2.47	3.04	2.84

TABLE V (C) .-CONTINUACION

N° ANALISIS	3193-19	3193-25	3193-26	3193-27	3193-26	3193-27	3193-28	3193-30	3193-31
LAMINA	93193								
SiO <sub>2</sub>	38.63	37.22	37.62	38.19	37.27	37.02	37.25	36.99	37.15
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.05	0.05	0.07	0.02	0.03	0.01	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.62	21.36	20.93	21.41	20.81	20.94	20.97	20.81	20.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
FeO	36.31	36.74	36.19	37.78	37.69	37.20	37.63	36.92	37.52
MnO	2.00	2.64	2.44	2.47	2.66	2.39	2.11	2.23	2.30
MgO	3.25	2.93	2.95	3.06	2.67	2.89	3.18	3.00	3.06
CaO	1.19	0.67	0.69	0.72	0.66	0.76	0.86	1.00	0.91
Total	103.00	101.62	100.87	103.67	101.84	101.20	102.03	100.97	101.96

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	6.03	5.94	6.03	5.98	5.97	5.95	5.94	5.95	5.93
Al IV	0.00	0.06	0.00	0.02	0.03	0.05	0.06	0.05	0.07
Al VI	3.98	3.96	3.95	3.93	3.89	3.92	3.88	3.90	3.87
Ti VI	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.74	4.91	4.85	4.95	5.05	5.00	5.02	4.97	5.01
Mn +2	0.26	0.36	0.33	0.33	0.36	0.33	0.29	0.30	0.31
Mg	0.76	0.70	0.71	0.71	0.64	0.69	0.76	0.72	0.73
Ca	0.20	0.11	0.12	0.12	0.11	0.13	0.15	0.17	0.16
PIROPO	12.69	11.48	11.75	11.69	10.35	11.27	12.18	11.68	11.75
ALMAND	79.54	80.76	80.74	80.96	81.96	81.33	80.86	80.60	80.73
ESPESA	4.43	5.87	5.52	5.37	5.87	5.29	4.60	4.92	5.01
GROSUL	3.34	1.89	1.99	1.99	1.83	2.11	2.36	2.79	2.52

**TABLA V (D) .-ANALISIS QUIMICOS DE GRANATES DE LOS LEUCOGRANITOS DE CERVATOS**

N° ANAL	10	11	12	13	9	57	10	11	12	13	
LAMINA		81296					87202				
SiO2	36.57	36.54	37.02	37.03	37.71	37.73	37.61	37.83	37.77	37.85	
TiO2	0.05	0.00	0.02	0.07	0.07	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	
Al2O3	20.60	20.65	20.58	20.75	21.22	21.13	21.03	21.23	21.03	20.88	
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	
FeO	36.23	36.06	36.72	36.43	37.56	36.75	36.39	36.31	36.12	36.21	
MnO	2.65	3.06	3.01	4.21	2.86	2.59	2.18	2.18	2.48	2.56	
MgO	3.49	2.66	3.16	1.98	2.56	2.68	3.32	3.36	3.11	3.11	
CaO	0.61	0.61	0.69	0.69	0.88	0.95	0.83	0.86	0.87	0.89	
Total	100.22	99.57	101.19	101.15	102.86	101.89	101.41	101.81	101.39	101.54	

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	5.93	5.97	5.96	5.98	5.97	6.00	5.99	6.00	6.02	6.03
Al IV	0.07	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.86	3.94	3.86	3.93	3.93	3.96	3.95	3.96	3.95	3.92
Ti VI	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.91	4.93	4.94	4.92	4.97	4.89	4.85	4.81	4.81	4.82
Mn +2	0.36	0.42	0.41	0.58	0.38	0.35	0.29	0.29	0.33	0.35
Mg	0.84	0.65	0.76	0.48	0.60	0.64	0.79	0.80	0.74	0.74
Ca	0.11	0.11	0.12	0.12	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15
PIROPO	13.55	10.61	12.16	7.81	9.89	10.52	12.97	13.15	12.26	12.20
ALMAND	78.89	80.72	79.35	80.77	81.38	80.99	79.85	79.61	79.75	79.61
ESPESA	5.85	6.94	6.59	9.45	6.27	5.79	4.85	4.84	5.55	5.70
GROSUL	1.71	1.74	1.90	1.96	2.46	2.70	2.33	2.40	2.45	2.50

**TABLA V (D) .-CONTINUACION**

N° ANAL	14	15	16	17	18	19	20	26	22	23
LAMINA	87202									
SiO2	37.49	38.21	37.21	37.75	38.24	38.31	37.76	37.79	37.99	37.86
TiO2	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.09	0.03	0.01
Al2O3	20.80	21.21	20.59	20.87	21.00	21.11	20.84	20.74	20.90	20.80
Cr2O3	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.07	0.03	0.07	0.00	0.00
FeO	36.91	36.56	36.34	36.35	36.53	37.65	36.22	35.99	36.84	36.42
MnO	2.30	2.47	2.77	3.05	2.42	2.25	1.95	1.99	2.18	2.57
MgO	3.21	3.13	2.79	2.71	3.17	3.36	3.51	3.49	3.33	2.96
CaO	0.95	0.86	0.90	0.75	0.87	0.91	0.87	0.94	0.94	0.81
Total	101.67	102.47	100.67	101.53	102.24	103.66	101.19	101.11	102.22	101.43

**FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS**

Si IV	5.98	6.02	6.00	6.03	6.04	5.99	6.02	6.03	6.01	6.04
Al IV	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	3.89	3.94	3.91	3.93	3.91	3.89	3.92	3.90	3.90	3.91
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe +2	4.93	4.82	4.90	4.85	4.83	4.93	4.83	4.80	4.88	4.86
Mn +2	0.31	0.33	0.38	0.41	0.32	0.30	0.26	0.27	0.29	0.35
Mg	0.76	0.74	0.67	0.65	0.75	0.78	0.83	0.83	0.79	0.71
Ca	0.16	0.15	0.16	0.13	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.14
PIROPO	12.39	12.19	10.98	10.69	12.34	12.71	13.73	13.68	12.84	11.65
ALMAND	79.93	79.92	80.26	80.35	79.85	79.97	79.50	79.23	79.75	80.34
ESPESA	5.04	5.47	6.21	6.83	5.37	4.85	4.34	4.45	4.79	5.73
GROSUL	2.64	2.42	2.55	2.13	2.44	2.48	2.43	2.64	2.62	2.28

TABLA V (D) .-CONTINUACION

N° ANAL	24	25	28	29	50	51	52	53	54	55
LAMINA	87202									
SiO <sub>2</sub>	37.94	37.87	37.57	37.48	37.67	37.74	37.79	37.60	37.53	37.06
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.10	20.82	21.09	20.53	21.08	21.31	21.21	21.25	21.42	21.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.00	0.06	0.02	0.06	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00
FeO	37.22	36.62	36.76	36.89	35.86	36.28	36.56	36.79	37.58	36.12
MnO	2.69	2.62	2.53	3.27	2.33	2.25	2.20	2.27	2.04	2.14
MgO	3.03	3.00	3.05	2.26	3.51	3.59	3.60	3.77	3.73	3.52
CaO	0.87	0.88	0.89	0.85	0.93	0.87	0.84	0.72	0.67	0.73
Total	102.93	101.83	101.98	101.32	101.44	102.14	102.31	102.42	102.96	100.91

FORMULA ESTRUCTURAL A 24 OXIGENOS

Si IV	5.99	6.02	5.97	6.03	5.99	5.97	5.97	5.94	5.91	5.93
Al IV	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.03	0.06	0.09	0.07
Al VI	3.91	3.90	3.93	3.89	3.94	3.94	3.92	3.90	3.89	3.96
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.91	4.87	4.89	4.96	4.77	4.80	4.83	4.86	4.95	4.84
Mn +2	0.36	0.35	0.34	0.45	0.31	0.30	0.30	0.30	0.27	0.29
Mg	0.71	0.71	0.72	0.54	0.83	0.85	0.85	0.89	0.88	0.84
Ca	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.14	0.12	0.11	0.13
PIROPO	11.62	11.69	11.86	8.89	13.69	13.88	13.86	14.38	14.10	13.80
ALMAND	80.13	80.03	80.07	81.41	78.53	78.76	78.99	78.72	79.71	79.38
ESPEsa	5.86	5.81	5.58	7.31	5.17	4.95	4.82	4.92	4.38	4.77
GROSUL	2.40	2.48	2.50	2.39	2.61	2.41	2.33	1.98	1.81	2.06

**TABLA V (D) .-CONTINUACION**

N° ANAL	-56	-19bis	-21
LAMINA		87202	
SiO2	38.01	37.77	37.90
TiO2	0.05	0.10	0.06
Al2O3	21.42	21.15	20.89
Cr2O3	0.04	0.01	0.01
FeO	35.91	37.00	36.49
MnO	2.03	2.19	2.06
MgO	3.53	3.49	3.45
CaO	0.94	0.89	0.93
Total	101.93	102.59	101.79
Si IV	6.00	5.96	6.01
Al IV	0.00	0.04	0.00
Al VI	3.98	3.90	3.91
Ti VI	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00
Fe +2	4.74	4.89	4.84
Mn +2	0.27	0.29	0.28
Mg	0.83	0.82	0.82
Ca	0.16	0.15	0.16
PIROPO	13.83	13.36	13.39
ALMAND	79.00	79.44	79.47
ESPESA	4.52	4.75	4.54
GROSUL	2.65	2.45	2.59

**TABLA VI.-ANALISIS QUIMICOS DE ESPINELAS  
E ILMENITAS DE LOS GRANITOS DE MONCLOA**

N° ANALISIS	182	183	177	185
	ESPINELAS		ILMENITAS	
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04	56.24	54.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55.84	56.25	0.03	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.00	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	2.13	0.00	0
FeO	29.47	28.42	46.09	44.48
MnO	0.07	0.21	0.79	1.36
MgO	2.57	2.58	0.08	0.09
CaO	0.02	0.00	0.00	0.05
NiO	0.00	0.00	--	--
ZnO	7.19	8.44	--	--
TOTAL	97.71	98.13	103.28	100.82
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	1.04	1.03
Al	1.94	1.95	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.06	0.05	0.00	0.00
Fe +2	0.73	0.70	1.01	1.00
Mn	0.00	0.01	0.02	0.03
Mg	0.11	0.11	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	--	--
Zn	0.16	0.18	--	--

**TABLA VI (B).-ANALISIS QUIMICOS DE ILMENITAS  
DEL GRANITO DE LAYOS**

458

N° ANALISIS	4	10	40	55	57	58	20
LAMINA	90538	89103			90968		93193
SiO2	0.01	0.15	0.00	0.04	0.00	0.06	0.06
TiO2	54.19	52.92	54.96	54.81	102.29	54.24	54.79
Al2O3	0.04	5.32	0.02	0.00	0.04	0.45	0.00
Cr2O3	0.01	0.03	0.09	0.01	0.12	0.05	0.02
FeO	45.78	44.13	46.07	44.69	0.21	43.68	46.45
MnO	1.80	1.11	2.28	0.90	0.01	0.97	0.81
MgO	0.18	0.08	0.22	0.12	0.01	0.02	0.26
CaO	0.00	0.06	0.00	0.04	0.88	0.02	0.01
TOTAL	102.02	103.80	103.64	100.61	103.55	99.49	102.41

**FORMULA ESTRUCTURAL A 3 OXIGENOS**

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.01	0.94	1.01	1.04	1.97	1.03	1.01
Al	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.96	0.92	0.95	1.01	1.94	1.01	0.99
Mn	0.04	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.02
Mg	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00

**TABLA VI (C).-ANALISIS QUIMICOS DE ILMENITAS DE LOS GRANITOS DE CERVATOS Y FUENTE HIGUERA**

N° ANALISIS	7202-38	7202-41	7202-42	117	118	122	125
	CERVATOS			FUENTE HIGUERA			
SiO <sub>2</sub>	0.11	0.20	0.23	0.06	0.03	0.03	0.37
TiO <sub>2</sub>	55.26	54.86	55.31	54.86	54.97	55.50	94.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.15	0.04	0.43	0.03	0.04	7.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03
FeO	46.99	47.66	46.06	46.31	46.10	47.70	0.22
MnO	1.06	0.78	1.05	0.65	0.77	0.59	0.00
MgO	0.06	0.09	0.14	0.19	0.13	0.18	0.01
CaO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.63	0.00	0.12
TOTAL	103.58	103.77	102.89	102.54	102.68	104.08	102.53

**FORMULA ESTRUCTURAL A 3 OXIGENOS**

Si	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	1.01	1.00	1.02	1.01	1.01	1.01	1.78
Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.21
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.99	0.99	1.00	0.99	0.98	0.99	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00

**APENDICE VI**  
**ANALISIS QUIMICOS DE ROCA TOTAL**

TABLA I.-GABROS OLIVINICOS Y PIROXENICOS TIPO LA BASTIDA

MUESTRA	89084	89081	87075	87078	87213	87080	87214
SiO2	41.51	45.25	46.82	46.84	47.20	47.25	48.04
TiO2	0.60	0.97	0.88	1.01	1.03	1.02	0.91
Al2O3	8.66	12.19	11.04	12.71	12.09	12.92	12.67
Fe2O3	ND	0.00	3.60	1.27	2.24	2.60	2.65
FeO	14.00	13.40	7.78	9.06	8.91	9.17	8.14
MgO	23.64	17.91	20.75	15.78	18.58	15.85	16.26
MnO	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.16
CaO	4.29	6.12	5.82	6.99	6.61	6.98	6.58
Na2O	0.97	1.82	1.41	2.20	1.75	2.08	1.98
K2O	0.59	0.60	0.89	0.97	0.93	0.87	0.93
P2O5	0.14	0.20	0.14	0.11	0.13	0.13	0.12
H2O	5.06	0.98	0.90	1.20	1.29	1.08	1.58
TOTAL	99.62	99.62	100.20	98.30	100.93	100.12	100.02

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	90	153	243	210	248	320	212
CR	934	578	580	734	472	364	564
NB	<5	6	1	1	4	4	1
NI	758	513	434	394	379	78	358
RB	19	16	27	24	25	105	23
SR	201	306	220	249	245	403	265
TH	<5	5	8	7	6	10	6
Y	13	17	23	25	25	20	23
ZR	63	98	125	116	125	136	121

## NORMA CIPW

Ab	8.46	15.39	11.93	18.61	14.80	17.60	16.76
Or	3.66	3.54	5.26	5.73	5.49	5.14	5.49
An	14.09	23.32	21.17	21.95	22.39	23.35	22.94
Ol	23.29	42.93	27.16	30.15	30.19	26.10	21.16
Di	3.10	4.64	5.38	9.64	7.62	8.35	7.12
Hi	28.48	6.47	21.18	7.00	13.61	12.48	19.11
Ilm	1.27	1.84	1.67	1.92	1.96	1.94	1.72
Mt	8.41	0.00	5.21	1.84	3.25	3.77	3.84
Ap	0.44	0.46	0.32	0.25	0.30	0.30	0.28

TABLA I. -CONTINUACION

MUESTRA	87076	89088	89087	87079	87088	89082	89089
SIO2	48.05	49.70	49.73	49.72	50.02	50.32	50.37
TIO2	1.02	1.12	1.08	1.58	1.12	1.61	1.18
AL2O3	13.55	13.74	14.07	15.58	17.59	17.39	17.57
FE2O3	2.23	3.68	3.55	1.37	1.63	ND	ND
FEO	8.18	7.18	7.55	8.21	7.15	7.63	9.05
MGO	16.44	15.67	15.73	6.68	7.79	8.00	7.76
MNO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.12	0.12
CAO	6.97	6.20	6.32	9.44	8.26	8.63	8.96
NA2O	1.56	2.16	1.83	2.83	2.08	3.49	2.79
K2O	1.01	0.71	0.78	1.44	2.06	1.36	0.80
P2O5	0.14	0.22	0.21	0.22	0.18	0.30	0.17
H2O	1.11	0.83	0.90	1.29	1.79	1.03	0.97
TOTAL	100.42	99.79	100.34	98.52	99.82	99.88	99.74

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	271	251	281	459	311	375	247
CR	597	675	532	124	371	423	363
NB	4	2	3	1	11	10	7
NI	312	272	343	32	75	131	80
RB	29	38	40	48	105	32	18
SR	271	285	296	373	401	449	494
TH	6	4	15	8	1	5	<5
Y	26	32	31	30	22	34	17
ZR	127	99	120	149	138	162	88

## NORMA CIPW

Ab	13.20	18.27	15.48	23.94	17.60	29.48	27.44
Or	5.97	4.19	4.61	8.51	12.17	8.03	9.02
An	26.99	25.70	27.88	25.56	32.58	27.77	30.56
Ol	19.90	11.80	10.37	7.66	4.91	19.13	10.23
Di	5.33	2.78	1.67	16.21	5.85	10.63	5.67
Hi	22.43	29.71	33.30	9.83	20.00	0.00	15.43
Ilm	1.94	2.13	2.05	3.00	2.13	3.05	2.34
Mt	3.23	5.33	5.15	1.92	2.36	0.00	1.14
Ap	0.32	0.51	0.48	0.51	0.42	0.69	0.69
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00

TABLA I.-CONTINUACION

MUESTRA	89080	87099	87096	87200
SIO2	50.72	52.09	52.60	54.62
TIO2	1.58	1.26	1.25	1.67
AL2O3	18.03	16.12	16.81	16.99
FE2O3	0.00	1.58	1.66	1.09
FEO	9.59	7.14	7.02	8.62
MGO	5.80	8.03	8.27	4.42
MNO	0.14	0.13	0.13	0.14
CAO	8.23	7.35	7.58	6.40
NA2O	2.79	2.82	2.79	2.97
K2O	0.77	1.75	1.66	1.63
P2O5	0.34	0.18	0.16	0.31
H2O	0.76	0.81	1.10	1.25
TOTAL	99.71	99.26	101.03	100.11

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	382	440	416	661
CR	188	412	413	375
NB	13	11	2	27
NI	25	63	56	20
RB	22	46	49	51
SR	445	279	278	305
TH	5	9	6	6
Y	31	53	31	31
ZR	163	154	154	190

## NORMA CIPW

Q	0.00	0.00	0.00	6.34
Ab	23.60	23.86	23.60	25.13
Or	4.55	10.34	9.81	9.63
An	34.40	26.17	28.45	28.22
Ol	0.00	2.08	2.00	0.00
Di	3.47	7.38	6.55	1.25
Hi	27.98	23.51	24.35	22.82
Ilm	3.00	2.39	2.37	3.17
Mt	0.00	2.29	2.41	1.58
Ap	0.78	0.42	0.37	0.72

TABLA II.-CONTENIDOS EN TR DE LOS GABROS TIPO LA BASTIDA

MUESTRA	89084	89081	87075	87076	89082	89089	89080	87099
LA	7.28	15.06	11.44	12.08	25.47	13.65	28.34	21.83
CE	41.53	29.01	28.64	30.83	56.43	60.64	57.98	50.76
ND	9.27	12.73	11.81	13.22	26.00	15.34	26.07	22.64
SM	2.86	3.55	3.35	3.67	6.82	3.86	6.26	5.51
EU	0.73	1.04	0.95	1.09	2.02	1.37	1.86	1.53
GD	3.84	3.12	3.19	3.37	6.54	4.45	5.65	5.09
DY	2.13	2.99	2.98	3.37	6.16	3.15	5.28	5.95
ER	1.24	1.67	1.69	1.90	3.00	1.82	3.00	2.70
YB	1.06	1.52	1.65	1.84	3.11	1.61	2.88	2.53
LU	0.26	0.31	0.27	0.35	0.53	0.35	0.49	0.40

TABLA III.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GABROS DE TIPO TOLEDO

MUESTRA	90541	87109	90540	87092	87198	87112	87197
SiO <sub>2</sub>	47.34	48.48	48.75	50.19	51.81	52.09	52.77
TiO <sub>2</sub>	2.01	1.62	1.88	1.91	1.52	2.28	1.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.27	20.09	18.99	18.38	18.76	17.67	18.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	1.80	1.21	1.26	1.20	5.12	1.39
FeO	7.40	6.61	7.83	7.56	6.72	4.47	6.48
MgO	4.67	5.19	4.09	4.94	4.95	4.23	4.32
MnO	0.12	0.12	0.12	0.15	0.10	0.13	0.11
CaO	8.31	8.74	7.39	8.00	7.27	6.99	7.31
Na <sub>2</sub> O	3.49	3.11	3.29	3.02	3.11	2.55	3.03
K <sub>2</sub> O	2.83	2.53	2.94	2.22	2.82	2.18	2.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.59	0.59	0.65	0.43	0.32	0.88	0.33
H <sub>2</sub> O	1.12	1.55	1.45	1.30	1.36	1.64	1.42
TOTAL	99.95	100.43	98.59	99.36	99.94	100.23	99.91

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	1688	1600	1836	786	1607	1356	1444
CR	39	37	48	157	168	230	186
NB	9	25	11	1	25	40	20
NI	7	1	14	10	19	17	20
RB	69	50	75	57	63	61	66
SR	1056	1246	958	578	606	532	581
TH	4	1	2	4	5	10	1
Y	39	35	49	50	35	41	28
ZR	210	196	213	141	141	319	158

## NORMA CIPW

Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.90	0.68
Ne	5.68	2.61	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00
Ab	19.03	23.18	26.43	25.55	26.31	21.57	25.64
Or	16.72	14.95	17.37	13.12	16.66	12.88	16.60
An	31.29	33.39	28.37	30.05	28.91	28.93	28.23
Ol	13.31	13.62	14.02	6.11	5.83	0.00	0.00
Di	4.98	4.98	3.34	5.61	4.15	0.00	4.81
Hi	0.00	0.00	0.00	11.16	11.35	10.99	16.75
Ilm	3.81	3.07	3.57	3.63	2.89	4.33	2.98
Mt	2.61	2.61	1.75	1.83	1.74	7.42	2.01
Ap	1.37	1.37	1.51	1.00	0.74	2.04	0.76

TABLA IV.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GABROS TIPO VILLANUEVA

MUESTRA	89104	89284	89102	89337	89336	90970
SiO <sub>2</sub>	48.40	50.18	50.39	50.64	51.62	52.85
TiO <sub>2</sub>	0.90	1.12	1.44	1.46	1.29	1.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.60	18.61	16.31	18.48	18.47	15.69
FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	1.67	1.32	2.02	1.03	1.58
FEO	5.43	6.72	7.27	6.16	7.05	8.03
MGO	6.05	6.19	5.60	5.09	5.27	4.65
MNO	0.11	0.13	0.16	0.13	0.14	0.20
CAO	15.48	8.26	10.96	10.87	7.80	8.41
NA <sub>2</sub> O	1.65	3.09	3.20	1.97	3.12	2.61
K <sub>2</sub> O	1.34	1.41	1.85	1.34	1.28	1.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.26	0.17	0.16	0.21	0.32
H <sub>2</sub> O	1.66	1.35	1.77	1.35	1.25	1.37
TOTAL	102.13	98.99	100.44	99.67	98.53	99.78

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	477	266	688	200	300	212
CR	180	206	121	240	246	64
NB	1	5	7	4	2	8
NI	92	31	11	16	14	19
RB	62	47	74	59	51	93
SR	403	302	311	293	321	216
TH	3	5	6	8	13	5
Y	21	23	38	41	22	38
ZR	102	110	114	98	79	218

## NORMA CIPW

Q	0.00	0.00	0.00	3.51	0.95	5.73
Ne	0.83	0.00	2.03	0.00	0.00	0.00
Ab	12.42	26.14	23.32	16.67	26.40	22.08
Or	7.92	8.33	10.93	7.92	7.56	8.74
An	36.67	32.75	24.68	37.63	32.62	26.73
Ol	4.20	5.97	9.25	0.00	0.00	0.00
Di	31.49	5.31	23.40	12.40	3.85	10.65
Hi	0.00	13.97	0.00	14.11	21.45	17.32
Ilm	1.71	2.13	2.73	2.77	2.45	3.23
Mt	4.87	2.42	1.91	2.93	1.49	2.29
Ap	0.35	0.60	0.39	0.37	0.49	0.74

TABLA V. -CONTENIDOS EN TR DE LOS GABROS DE TOLEDO Y VILLANUEVA

MUESTRA	87198	89284	90970	89104
	TOLEDO		VILLANUEVA	
LA	25.84	13.80	22.35	11.22
CE	66.82	30.33	49.64	66.53
ND	37.68	16.22	25.59	14.87
SM	8.73	4.29	6.77	3.67
EU	1.82	1.59	1.76	1.25
GD	7.37	4.38	7.09	4.66
DY	6.27	4.37	7.00	3.64
ER	3.12	2.47	3.98	2.16
YB	2.70	2.52	4.01	2.01
LU	0.43	0.43	0.71	0.42

TABLA VI.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOIDES DE ARGES

Muestra	76915*	76913*	87091	89368	81927*	87097	87100
SiO <sub>2</sub>	55.52	56.18	56.20	56.09	57.64	57.68	58.81
TiO <sub>2</sub>	1.39	1.63	1.71	2.06	1.78	1.33	1.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.78	18.96	17.61	18.56	18.54	17.26	17.38
FeO <sub>2</sub>	0.02	0.04	1.09	1.43	0.53	1.31	1.24
FeO	6.64	6.81	6.51	6.82	6.18	4.79	4.95
MgO	4.11	3.32	3.59	3.46	3.09	2.90	2.68
MnO	0.08	0.09	0.11	0.12	0.10	0.05	0.07
CaO	4.58	4.57	5.41	5.61	4.89	3.92	4.06
Na <sub>2</sub> O	3.56	3.10	2.64	2.35	2.94	3.49	3.26
K <sub>2</sub> O	3.63	3.36	3.08	3.08	3.09	2.87	3.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.94	0.60	0.47	0.55	0.50	0.34	0.57
H <sub>2</sub> O	1.23	1.84	1.24	0.94	1.20	1.19	1.37
Total	100.48	100.50	99.66	101.07	100.48	97.13	99.24

## ELEMENTOS TRAZAS

Ba	534	1694	1217	1141	1364	1105	922
Cr	154	167	334	285	104	192	183
Nb	28	31	2	21	32	21	23
Ni	5	2	17	22	1	28	18
Rb	269	181	125	124	153	166	123
Sr	386	596	491	461	568	473	468
Th	13	2	13	3	3	12	25
Y	21	11	13	35	9	15	30
Zr	239	186	124	288	278	203	326

## NORMA CIPW

Q	3.06	7.71	9.60	11.28	11.32	12.07	12.56
Ab	30.12	26.23	22.34	19.88	24.87	29.52	27.58
Or	21.45	19.85	18.20	18.20	18.26	16.96	20.80
An	16.58	18.75	23.77	24.24	20.99	17.22	16.41
Hi	20.26	18.21	17.37	16.78	15.85	12.83	12.67
Ilm	2.64	3.09	3.25	3.91	3.38	2.53	2.53
Mt	2.90	5.80	1.58	2.07	0.77	1.90	1.80
Ap	2.18	1.39	1.09	1.27	1.16	0.79	1.32
C	2.92	3.35	1.22	2.48	2.67	2.10	2.19

\* Andonaegui (1990)

TABLA VI. -CONTINUACION

Muestra	85735*	89278	90325	89370	81920*	76912*	81921*
SiO <sub>2</sub>	59.14	60.28	60.34	62.29	61.25	62.41	64.26
TiO <sub>2</sub>	1.59	1.41	1.96	1.39	1.49	1.34	1.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	17.85	16.54	16.71	16.47	16.28	16.12
FeO <sub>2</sub>	0.84	1.32	0.98	2.29	0.64	0.32	0.71
FeO	5.71	4.74	5.37	3.35	5.31	5.32	4.28
MgO	3.12	2.53	2.40	1.80	1.92	3.24	1.99
MnO	0.10	0.07	0.06	0.13	0.08	0.08	0.08
CaO	4.58	4.07	3.83	3.06	3.66	3.28	3.02
Na <sub>2</sub> O	3.07	3.77	2.98	3.64	2.82	2.95	2.58
K <sub>2</sub> O	3.12	2.72	4.33	3.93	4.34	3.78	5.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.40	0.65	0.39	0.55	0.53	0.44
H <sub>2</sub> O	1.30	0.67	0.45	0.57	0.95	0.99	0.60
Total	100.13	99.83	99.89	99.55	99.48	100.52	100.22

## ELEMENTOS TRAZAS

Ba	1150	1044	1140	972	1004	842	949
Cr	428	374	328	199	405	102	77
Nb	15	10	19	32	16	30	20
Ni	16	23	29	23	20	4	3
Rb	138	191	194	187	179	226	202
Sr	479	584	329	359	359	287	320
Th	10	34	34	24	29	23	46
Y	17	23	22	63	26	18	30
Zr	139	271	459	562	358	272	303

## NORMA CIPW

Q	13.08	14.11	13.78	16.93	15.94	17.03	19.40
Ab	25.97	31.90	25.21	30.80	23.86	24.96	21.83
Or	18.43	16.07	25.59	23.22	25.64	22.34	29.55
An	19.12	17.58	14.75	12.63	14.56	12.81	12.11
Hi	15.12	11.72	11.90	6.69	11.69	15.51	10.49
Ilm	3.02	2.68	3.72	2.64	2.83	2.54	2.16
Mt	1.22	1.91	1.42	3.32	0.93	0.46	1.03
Ap	1.27	0.93	1.50	0.90	1.27	1.23	1.02
C	1.58	2.26	1.55	1.84	1.79	2.64	2.03

\* Andonaegui (1990)

TABLA VI. -CONTINUACION

Muestra	90950	90951	81922*	81912*	81913*	76905*
SiO <sub>2</sub>	68.35	68.61	64.86	65.79	65.79	67.18
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.47	1.26	1.23	1.16	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.36	14.95	15.19	15.67	15.81	14.85
FeO <sub>2</sub>	1.41	0.95	0.53	0.51	0.43	0.29
FeO	2.46	2.67	4.57	4.03	4.10	3.76
MgO	1.12	1.09	1.74	1.47	1.33	1.30
MnO	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
CaO	1.60	1.61	2.27	2.28	2.14	1.87
Na <sub>2</sub> O	3.16	3.03	2.86	2.87	2.98	3.24
K <sub>2</sub> O	5.50	4.98	4.90	5.31	5.37	4.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.39	0.40	0.35	0.43	0.43
H <sub>2</sub> O	1.27	0.87	0.92	0.90	0.82	0.79
Total	101.26	99.67	99.56	100.46	100.41	99.53

## ELEMENTOS TRAZAS

Ba	658	550	731	1018	905	574
Cr	178	170	174	385	196	158
Nb	11	13	26	24	15	25
Ni	18	10	9	17	15	23
Rb	224	242	260	226	237	247
Sr	198	177	237	288	284	157
Th	28	35	46	37	76	67
Y	11	11	32	22	20	33
Zr	244	226	326	437	423	375

## NORMA CIPW

Q	23.77	26.38	20.41	20.39	20.11	23.05
Ab	26.73	25.63	24.20	24.28	25.21	27.41
Or	32.50	29.42	28.95	31.38	31.73	28.12
An	5.45	5.44	8.64	9.02	7.81	6.47
Hi	5.24	6.15	10.31	8.70	8.66	8.36
Ilm	1.14	0.89	2.39	2.34	2.20	1.90
Mt	2.04	1.38	0.77	0.74	0.62	0.42
Ap	0.88	0.90	0.93	0.81	1.00	1.00
C	2.21	2.21	2.01	1.90	2.24	2.00

\* Andonaegui (1990)

TABLA VII.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOIDES DE TIPO SOTERO

Muestra	91088	90954	91086	90955	89354	90953	91065
SiO <sub>2</sub>	65.44	66.25	66.63	67.10	67.28	68.00	68.01
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.54	1.17	0.54	1.07	0.46	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.17	15.98	16.65	16.62	16.09	15.48	15.89
FeO <sub>23</sub>	1.22	0.99	1.12	1.55	1.27	1.14	1.16
FeO	3.39	2.94	4.28	3.19	4.49	2.79	3.22
MgO	1.43	1.25	1.99	1.57	2.04	1.35	1.40
MnO	0.05	0.02	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07
CaO	3.39	3.15	3.65	3.50	4.01	3.09	3.39
Na <sub>2</sub> O	3.02	2.91	3.15	3.10	2.75	3.05	2.90
K <sub>2</sub> O	3.59	4.14	2.75	4.01	2.13	3.64	3.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.26	0.35	0.43	0.27	0.19	0.81
H <sub>2</sub> O	0.73	1.02	0.92	1.06	0.92	1.09	0.81
Total	99.35	99.45	102.72	102.72	102.39	100.34	101.80

## ELEMENTOS TRAZAS

Ba	631	701	440	611	523	678	540
Cr	15	12	21	15	115	5	6
Nb	11	11	10	16	16	13	12
Ni	7	5	7	7	10	7	5
Rb	170	201	151	178	142	153	149
Sr	222	186	257	226	222	244	290
Th	7	9	3	25	2	11	9
Y	9	14	36	20	25	6	11
Zr	178	155	251	195	202	163	168

## NORMA CIPW

Q	23.67	23.90	25.65	23.37	29.72	26.62	28.61
Ab	25.55	24.62	26.65	26.23	23.26	25.80	24.53
Or	21.21	24.46	16.25	23.69	12.58	21.51	20.98
An	14.72	13.93	15.82	14.55	18.12	14.08	11.52
Hi	7.88	6.83	10.06	7.69	10.64	6.89	7.60
Ilm	1.14	1.02	2.22	1.02	2.03	0.87	1.12
Mt	1.77	1.44	1.62	2.25	1.84	1.65	1.68
Ap	0.74	0.60	0.81	1.00	0.62	0.44	1.88
C	1.92	1.61	2.70	1.85	2.62	1.36	3.05

TABLA VIII.-CONTENIDOS EN TR DE LOS GRANITOIDES DE ARGES

## ARGES

	87091	81927	87100	81920	81922	76905
La	19.02	20.51	125.41	98.83	100.78	105.98
Ce	36.34	46.10	236.71	218.20	223.59	245.91
Nd	15.20	29.62	99.82	99.64	111.45	116.67
Sm	3.60	4.97	17.75	17.42	18.28	20.01
Eu	1.26	1.97	2.43	2.18	1.77	1.50
Gd	3.18	4.08	11.42	11.05	13.11	12.14
Dy	2.32	1.79	6.78	6.27	6.30	7.39
Er	1.10	0.91	2.95	2.66	2.86	2.98
Yb	0.87	0.80	1.90	1.78	2.18	1.88
Lu	0.19	0.15	0.24	0.45	0.36	0.33

TABLA IX.-CONTENIDOS EN TR DE LOS GRANITOIDES DE SOTERO

	91088	90954
La	28.13	29.58
Ce	53.10	69.77
Nd	24.54	25.68
Sm	4.85	5.33
Eu	1.19	1.26
Gd	3.57	4.58
Dy	2.12	3.60
Er	0.99	2.07
Yb	1.05	1.50
Lu	0.21	0.29

TABLA X.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOIDES  
DE TIPO MONCLOA

	91064	91062	90957	90963	90965	90952	91060
SiO <sub>2</sub>	66.55	66.79	66.92	67.12	67.56	67.95	68.50
TiO <sub>2</sub>	0.88	1.05	1.07	0.99	0.71	0.84	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.66	16.24	15.65	16.50	15.88	15.50	15.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.89	1.61	1.90	1.51	0.79	1.48	1.23
FeO	3.13	3.38	3.26	3.36	2.38	3.06	2.64
MgO	1.11	1.46	1.43	1.37	0.96	1.41	1.02
MnO	0.11	0.11	0.10	0.04	0.01	0.04	0.03
CaO	1.66	2.19	1.83	2.55	2.36	2.04	1.89
Na <sub>2</sub> O	4.12	3.13	3.88	3.07	3.00	2.65	2.65
K <sub>2</sub> O	3.11	4.08	2.75	4.19	4.39	4.50	4.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.58	0.26	0.32	0.41	0.27	0.29
H <sub>2</sub> O	0.90	1.45	0.95	0.82	0.41	1.12	0.92
Total	99.41	102.07	00.00	101.84	98.86	100.86	99.33

## ELEMENTOS TRAZAS

Ba	531	1043	600	934	1030	790	657
Cr	26	28	21	219	79	26	89
Nb	13	17	16	15	13	16	16
Ni	14	13	8	22	18	17	20
Rb	151	152	147	134	145	145	163
Sr	212	235	249	230	207	221	184
Th	20	16	26	26	24	24	18
Y	88	87	87	52	50	19	17
Zr	342	407	391	391	331	374	312

## NORMA CIPW

Q	24.95	26.21	27.21	25.09	26.81	28.20	29.74
Ab	34.86	26.48	32.83	25.97	25.38	22.42	22.42
Or	18.37	24.11	16.25	24.76	25.94	26.59	26.71
An	6.34	7.07	7.38	10.56	9.02	8.36	7.48
Hi	5.70	6.98	6.40	6.77	4.95	6.59	5.37
Ilm	1.67	1.99	2.03	1.88	1.35	1.59	1.21
Mt	2.74	2.33	2.75	2.19	1.14	2.15	1.78
Ap	0.67	1.34	0.60	0.74	0.95	0.63	0.67
C	3.19	4.08	3.59	3.04	2.89	3.20	3.01

## TIERRAS RARAS

La	61.47	66.02
Ce	122.71	132.12
Nd	58.17	64.65
Sm	13.02	13.13
Eu	1.93	2.35
Gd	11.22	8.97
Dy	13.09	4.35
Er	9.16	1.57
Yb	9.87	1.06
Lu	1.65	0.17

**TABLA XI.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOIDES  
DE TIPO VILLANUEVA**

	89352	90554	89333	90543	90545
SiO <sub>2</sub>	66.80	68.81	69.49	69.94	70.42
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.48	0.36	0.31	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.64	15.43	14.66	13.96	13.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	1.25	1.01	1.49	0.00
FeO	3.56	2.49	2.24	1.90	4.34
MgO	1.39	1.18	0.60	0.63	0.56
MnO	0.03	0.05	0.10	0.04	0.05
CaO	1.45	2.17	1.48	1.26	0.93
Na <sub>2</sub> O	2.22	3.03	2.66	2.66	2.60
K <sub>2</sub> O	6.14	4.34	6.04	5.28	5.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.21	0.40	0.22	0.17
H <sub>2</sub> O	1.06	0.84	0.50	0.63	0.71
Total	99.65	100.28	99.54	98.32	99.14

**ELEMENTOS TRAZAS**

Ba	1101	707	552	341	313
Cr	30	9	9	9	0
Nb	15	12	8	12	9
Ni	14	0	5	0	0
Rb	236	156	199	156	154
Sr	190	208	97	208	84
Th	49	26	23	26	17
Y	20	42	52	42	59
Zr	427	260	237	260	176

**NORMA CIPW**

Q	26.51	27.46	26.65	30.41	29.28
Ab	18.78	25.63	22.50	22.50	22.00
Or	36.28	25.64	35.69	31.20	31.08
An	3.05	9.39	4.73	4.81	3.50
Hi	3.46	5.77	4.36	3.38	9.16
Ilm	0.06	0.91	0.68	0.59	0.34
Mt	0.00	1.81	1.46	2.16	0.00
Ap	0.67	0.49	0.93	0.51	0.39
Hm	4.95	0.00	0.00	0.00	0.00
C	3.23	2.31	2.01	2.11	2.67

**TIERRAS RARAS**

La	92.17	73.37
Ce	198.42	148.09
Nd	95.16	72.08
Sm	18.85	15.53
Eu	1.64	1.05
Gd	12.26	12.05
Dy	7.01	10.23
Er	2.86	7.09
Yb	1.66	8.36
Lu	0.26	1.43

TABLA XII.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOS DE LAYOS

MUESTRA	89103	89285	89357	87206*	90537	87208*	89859
SIO2	61.37	61.94	62.61	62.65	63.20	63.47	63.96
TIO2	0.61	0.99	0.96	1.08	0.70	0.93	1.07
AL2O3	18.45	18.04	18.87	17.11	17.88	15.73	18.05
FE2O3	1.01	0.68	1.19	0.37	0.19	0.35	0.10
FEO	5.49	6.19	5.33	7.48	5.79	5.88	6.68
MGO	2.67	2.92	2.59	3.03	2.38	2.60	2.45
MNO	0.25	0.11	0.09	0.07	0.07	0.06	0.69
CAO	0.81	1.11	1.12	1.15	1.22	1.15	0.77
NA2O	2.01	2.05	2.70	2.67	2.01	2.88	2.11
K2O	4.03	3.23	3.62	2.61	4.27	2.91	3.22
P2O5	0.23	0.20	0.17	0.16	0.52	0.14	0.18
H2O	2.20	1.62	1.78	1.68	1.42	1.14	1.47
TOTAL	99.13	99.08	101.03	100.06	99.65	97.24	100.75

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	604	720	473	685	839	637	486
CR	364	348	347	435	418	440	551
NB	13	13	18	22	6	18	12
NI	65	48	56	57	45	52	60
RB	161	150	161	122	149	115	150
SR	173	199	213	169	202	175	151
TH	16	13	24	16	12	22	18
Y	23	23	27	18	38	30	26
ZR	123	175	176	242	195	232	251

## NORMA CIPW

Q	25.22	27.21	23.90	25.23	26.16	25.49	29.24
Ab	17.00	17.34	22.84	22.58	17.01	24.37	17.85
Or	23.81	19.09	21.39	15.42	25.23	17.20	19.03
An	2.51	4.20	4.44	4.66	2.66	4.79	2.64
Hi	15.35	16.64	13.83	19.32	15.37	15.56	17.80
Ilm	1.16	1.88	1.82	2.05	1.33	1.77	2.03
Mt	1.46	0.98	1.72	0.54	0.27	0.51	0.14
Ap	0.53	0.46	0.39	0.37	1.20	0.32	0.41
C	9.86	9.63	8.88	8.19	8.98	6.09	10.12

\* Andonaegui (1990)

TABLA XII.-CONTINUACION

MUESTRA	87205*	91085	81924*	90539	90538	87204*	90966
SIO2	64.32	64.61	65.23	65.96	66.07	66.44	68.78
TIO2	0.72	0.82	0.86	1.11	0.81	0.77	0.96
AL2O3	15.71	15.52	16.43	16.30	17.03	16.14	13.63
FE2O3	0.18	1.74	1.36	0.87	0.64	0.18	nd
FEO	4.99	3.59	4.42	5.99	5.26	4.94	6.20
MGO	2.03	1.90	2.64	2.58	2.17	2.01	1.70
MNO	0.05	0.08	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06
CAO	0.93	1.25	1.18	1.09	1.09	1.10	0.76
NA2O	2.93	2.61	3	2.04	2.32	2.90	2.27
K2O	2.99	3.29	3.17	2.46	3.81	2.78	3.65
P2O5	0.16	0.35	0.17	0.19	0.23	0.19	0.16
H2O	1.85	2.35	1.18	1.50	1.27	1.92	1.51
TOTAL	96.86	98.11	99.69	100.16	100.77	99.42	99.68

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	519	697	488	614	596	527	663
CR	298	267	327	629	427	299	268
NB	12	10	33	10	14	6	13
NI	53	43	53	62	45	55	38
RB	117	127	108	97	155	104	165
SR	159	193	143	168	192	162	130
TH	8	21	14	12	7	2	15
Y	26	48	29	32	25	31	23
ZR	192	296	202	249	190	197	309

## NORMA CIPW

Q	27.66	30.51	27.08	35.13	29.46	30.59	33.62
Ab	24.79	22.08	25.38	17.26	19.63	24.53	19.20
Or	17.66	19.44	18.73	14.53	22.51	16.43	21.56
An	3.57	3.91	4.74	4.16	3.90	4.22	2.72
Hi	12.97	8.68	12.24	15.00	13.33	12.75	13.62
Ilm	1.37	1.56	1.63	2.10	1.54	1.46	1.82
Mt	0.26	2.52	1.97	1.26	0.93	0.26	0.30
Ap	0.37	0.81	0.39	0.44	0.53	0.44	0.37
C	6.35	6.23	6.33	8.75	7.66	6.81	5.99

\* Andonaegui (1990)

TABLA XII.-CONTINUACION

MUESTRA	90964	90968	89861
SIO2	69.82	71.14	72.52
TIO2	0.53	0.64	0.66
AL2O3	14.49	13.44	12.30
FE2O3	1.26	nd	nd
FEO	2.47	5.40	5.12
MGO	1.28	1.56	1.32
MNO	0.06	0.03	0.01
CAO	0.99	0.96	1.02
NA2O	2.71	2.12	2.66
K2O	4.72	2.77	2.77
P2O5	0.33	0.19	0.36
H2O	1.69	1.46	1.10
TOTAL	100.35	99.71	99.75

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	699	570	278
CR	193	390	281
NB	9	10	25
NI	23	50	37
RB	169	115	161
SR	235	151	114
TH	13	9	8
Y	28	18	10
ZR	207	213	198

## NORMA CIPW

Q	31.64	44.81	39.51
Ab	22.92	17.94	22.50
Or	27.89	16.36	16.37
An	2.75	1.41	2.70
Hi	5.91	3.88	11.61
Ilm	1.00	6.41	1.25
Mt	1.83	0.00	0.00
Ap	0.76	0.44	0.83
C	3.91	6.44	3.93
Esf	0.00	1.44	0.00
Hm	0.00	5.40	0.00

TABLA XIII.-CONTENIDOS EN TR DE LOS GRANITOS DE LAYOS

	89103	90538	90966	90964	90968	89861
LA	33.55	37.60	42.91	32.19	33.96	29.88
CE	64.50	71.42	94.18	62.90	74.72	59.79
ND	29.13	33.87	42.28	30.02	33.31	28.22
SM	6.53	7.48	9.40	7.15	7.61	6.19
EU	1.25	1.36	1.40	1.37	1.48	0.90
GD	5.43	6.40	7.81	6.64	6.77	4.99
DY	4.54	5.55	5.82	5.11	4.96	2.94
ER	3.05	3.13	3.55	2.76	2.47	1.26
YB	4.25	3.22	3.50	3.29	1.99	0.97
LU	0.82	0.54	0.63	0.58	0.36	0.17

**TABLA XIV.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS LEUCOGRANITOS DE TIPO CERVATOS**

	93199#	93209#	93197#	87201*	87202*	87196*	81926*
SiO <sub>2</sub>	68.98	69.06	69.50	69.18	71.64	72.09	72.16
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.64	0.52	0.14	0.29	0.12	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	15.21	14.96	15.22	14.78	15.08	14.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nd	nd	nd	0.38	0.75	0.01	1.11
FeO	1.56	3.65	2.56	0.56	1.12	0.99	2.55
MgO	0.48	1.12	0.91	0.25	0.52	0.13	1.08
MnO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.08	0.01	0.11
CaO	1.31	1.31	0.86	0.64	1.06	0.74	1.10
Na <sub>2</sub> O	2.75	1.93	1.83	3.59	3.20	3.75	2.88
K <sub>2</sub> O	6.50	5.47	7.00	5.59	5.89	5.19	2.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.15	0.34	0.24	0.20	0.17	0.15
H <sub>2</sub> O	0.76	1.09	1.16	0.64	0.31	1.11	1.21
TOTAL	99.62	99.65	99.64	96.46	99.84	99.39	99.92

**ELEMENTOS TRAZAS**

BA	1341	1265	1174	222	593	381	377
CR	6	34	25	82	143	256	253
NB	<5	13	9	0	20	0	9
NI	<5	17	10	49	45	56	53
RB	246	177	263	234	189	173	61
SR	309	305	261	126	262	184	148
TH	5	27	22	8	29	3	16
Y	11	37	8	6	19	10	18
ZR	48	184	166	124	141	122	177

**NORMA CIPW**

Q	25.52	33.31	30.21	25.59	27.50	28.37	40.12
Ab	23.26	16.32	15.48	30.37	27.07	31.73	24.36
Or	38.40	32.32	41.36	33.03	34.80	30.67	16.01
An	4.08	3.37	0.23	1.60	3.95	2.56	4.47
Hi	1.19	2.79	2.27	1.16	2.40	1.95	5.68
Ilm	0.00	4.28	0.00	0.27	0.55	0.23	1.12
Mt	0.00	0.00	0.00	0.55	1.09	0.01	1.60
Ap	0.69	0.35	0.78	0.56	0.46	0.39	0.35
Hm	1.56	3.65	2.56	0.00	0.00	0.00	0.00
C	3.85	4.88	4.28	2.68	1.69	2.36	4.96

# Leucosoma

\* Andonaegui (1990)

TABLA XIV. -CONTINUACION

	87203*	90959	81916*#	93225	81925	81915*#
SIO2	72.45	72.50	72.69	74.18	74.36	74.93
TIO2	0.24	0.26	0.27	0.13	0.06	0.18
AL2O3	14.81	14.81	13.94	13.78	14.40	13.72
FE2O3	0.20	0.15	0.39	nd	0.37	0.18
FEO	1.01	0.88	1.31	0.81	0.75	0.89
MGO	0.10	0.29	0.37	0.25	0.40	0.11
MNO	0.04	0.00	0.07	0.00	0.05	0.03
CAO	1.06	1.01	0.83	1.25	1.13	1.14
NA2O	3.70	3.65	2.84	3.25	3.21	2.58
K2O	5.47	5.22	6.08	5.34	4.21	5.66
P2O5	0.16	0.28	0.16	0.16	0.22	0.11
H2O	0.60	0.57	0.49	0.64	0.82	0.44
TOTAL	99.84	99.75	99.44	99.79	99.98	99.97

## ELEMENTOS TRAZAS

BA	398	848	1007	573	614	829
CR	138	20	167	<5	138	137
NB	6	5	10	<5	16	8
NI	46	5	28	<5	41	33
RB	172	135	187	209	79	175
SR	171	197	283	155	208	274
TH	26	12	21	12	1	3
Y	10	9	13	<5	11	2
ZR	161	133	161	71	87	125

## NORMA CIPW

Q	27.40	29.00	30.22	32.33	36.69	35.39
Ab	31.30	30.84	24.03	27.50	27.16	21.83
Or	32.32	30.88	35.93	31.55	24.88	33.44
An	4.21	3.18	3.07	4.70	4.16	4.94
Hi	1.61	1.78	2.69	0.62	2.06	1.52
Ilm	0.45	0.49	0.51	0.00	0.11	0.34
Mt	0.29	0.22	0.56	0.00	0.54	0.26
Hm	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00	0.00
Ap	0.37	0.65	0.37	0.37	0.51	0.25
C	1.26	1.99	1.56	0.93	3.03	1.54

# Leucosoma

\* Andonaegui (1990)

**TABLA XV.-CONTENIDOS EN TR DE LOS LEUCOGRANITOS DE TIPO CERVATOS**

	93199#	93209#	93197#	81915*#	90959	93225
LA	23.15	69.66	50.00	15.08	30.83	25.25
CE	43.79	141.29	114.57	30.51	60.91	55.99
ND	21.50	57.97	51.31	12.62	30.13	20.31
SM	5.34	11.30	11.87	2.12	6.32	3.98
EU	2.21	2.57	2.06	1.44	1.62	1.01
GD	4.62	7.87	9.65	1.79	4.68	3.32
DY	3.36	3.86	3.95	0.62	2.82	1.44
ER	1.50	2.28	1.14	0.45	1.06	0.55
YB	1.27	2.22	0.51	0.22	0.78	0.19
LU	0.23	0.39	0.13	0.15	0.13	0.07

# Leucosoma

\* Andonaegui (1990)

**TABLA XVI.-ANALISIS QUIMICOS DE LOS GRANITOIDES DE TIPO FUENTE HIGUERA Y FUENTE TOPINO**

Muestra	90972	90967	91059	90956	91061
	FH		FUENTE TOPINO		
SiO <sub>2</sub>	67.50	68.97	69.74	69.97	70.33
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.41	0.34	0.46	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.60	15.35	14.39	15.31	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	1.33	1.27	0.62	0.94
FeO	1.71	1.42	0.97	1.57	0.33
MgO	0.89	0.84	0.65	0.73	0.31
MnO	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02
CaO	0.65	1.57	0.51	1.54	0.97
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.86	2.88	3.62	3.54
K <sub>2</sub> O	5.80	4.95	7.42	4.91	5.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.24	0.26	0.32	0.23
H <sub>2</sub> O	1.42	0.58	0.54	0.64	0.57
Total	99.53	99.55	98.99	99.69	97.79

**ELEMENTOS TRAZAS**

Ba	477	593	1043	793	584
Cr	27	2	11	12	0
Nb	8	8	10	7	2
Ni	12	0	8	6	4
Rb	176	161	178	257	174
Sr	98	300	199	256	286
Th	11	19	43	18	0
Y	16	3	16	8	0
Zr	159	178	236	175	23

**NORMA CIPW**

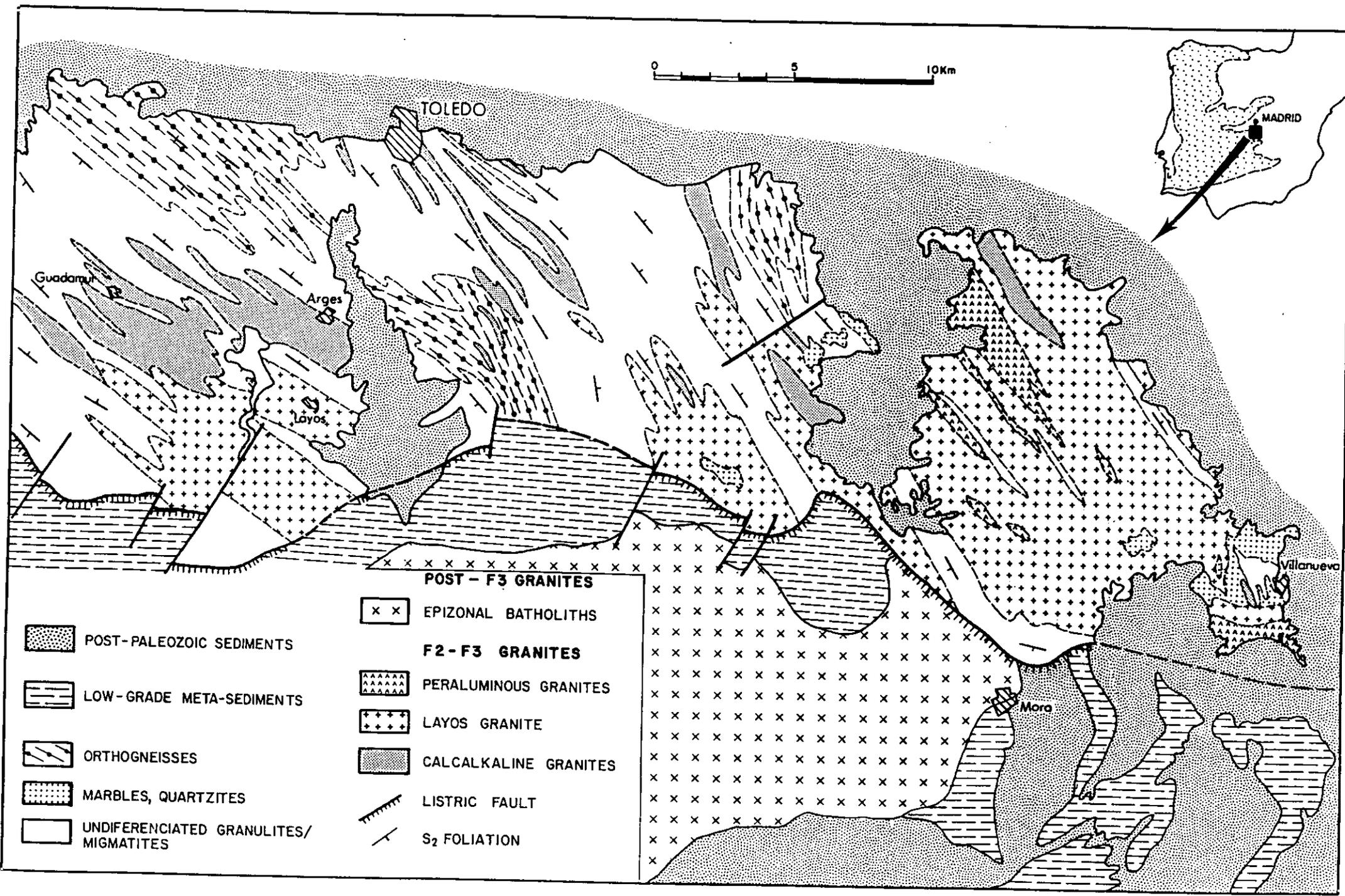
Q	25.59	23.22	23.16	25.90	26.57
Ab	25.38	32.66	24.37	30.63	29.95
Or	34.27	29.25	43.85	29.01	32.86
An	0.55	6.22	0.83	5.54	3.31
Hi	3.74	2.98	1.83	3.43	0.77
Ilm	0.83	0.78	0.65	0.87	0.00
Mt	1.59	1.92	1.84	0.90	1.13
Ap	0.95	0.56	0.60	0.74	0.53
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
C	5.19	1.37	1.32	2.00	1.94

**TIERRAS RARAS**

La	26.90	46.22
Ce	57.81	85.94
Nd	29.54	39.54
Sm	7.64	7.45
Eu	0.95	1.10
Gd	6.52	4.74
Dy	4.08	1.92
Er	1.59	0.88
Yb	1.37	0.50
Lu	0.24	0.09

TABLA XVII. ANALISIS QUIMICOS DE LAS GRANULITAS

MUESTRA	90961	90962	91979	90960
SiO <sub>2</sub>	56.96	54.68	61.37	57.18
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.31	1.25	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.10	22.35	18.76	20.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.11	1.13	1.41	0.94
FeO	6.55	7.53	5.24	6.91
MgO	3.66	3.59	1.99	3.49
MnO	0.08	0.07	0.06	0.12
CaO	1.45	0.75	1.13	1.17
Na <sub>2</sub> O	1.75	1.76	0.51	2.03
K <sub>2</sub> O	2.63	6.03	3.65	2.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.17	0.21	0.17
H <sub>2</sub> O	1.31	1.56	1.79	3.07
TOTAL	98.92	100.93	97.37	99.74
BA	547.00	1049.00	1127.00	552.00
CR	541.00	363.00	163.00	333.00
NB	20.00	12.00	18.00	21.00
NI	80.00	65.00	48.00	62.00
RB	130.00	191.00	129.00	138.00
SR	187.00	201.00	306.00	173.00
TH	16.00	26.00	23.00	6.00
Y	35.00	17.00	35.00	32.00
ZR	173.00	116.00	352.00	167.00
LA	61.56	40.96	59.91	38.00
CE	112.64	84.28	94.46	53.00
ND	50.91	0.00	0.00	0.00
SM	10.30	0.00	0.00	0.00
EU	1.76	0.00	0.00	0.00
GD	8.23	0.00	0.00	0.00
DY	6.95	0.00	0.00	0.00
ER	3.34	0.00	0.00	0.00
YB	3.14	0.00	0.00	0.00
LU	0.52	0.00	0.00	0.00



0 5 10 Km

TOLEDO

Guadamur

Layos

Arges

Mora

Villanueva

MADRID

**POST - F3 GRANITES**

x x EPIZONAL BATHOLITHS

**F2 - F3 GRANITES**

AAAAA PERALUMINOUS GRANITES

+++ LAYOS GRANITE

■ CALCALKALINE GRANITES

┌┐ LISTRIC FAULT

- - - S<sub>2</sub> FOLIATION

▨ POST-PALEOZOIC SEDIMENTS

▨ LOW-GRADE META-SEDIMENTS

▨ ORTHOGNEISSES

▨ MARBLES, QUARTZITES

□ UNDIFFERENTIATED GRANULITES/MIGMATITES