



*UNIVERSIDAD DEL PAÍS VASCO*

*DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA  
FACULTAD DE CIENCIAS*

**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA**  
**POLIOROGÉNICA DE LOS DOMINIOS**  
**SEPTENTRIONALES DE LA ZONA DE**  
**OSSA-MORENA**

*Memoria presentada por:*

**ALBERTO BANDRÉS MARTÍNEZ**

*para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas*

*Leioa, Febrero de 2001.*

© Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU)  
- *Euskal Herriko Unibertsitateko Argitalpen Zerbitzua (UPV/EHU)*  
- EHU Press (UPV/EHU)  
- **ISBN: 978-84-9082-152-7**

Los trabajos contenidos en esta memoria, que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas, D. Alberto Bandrés Martínez, para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas han sido realizados bajo mi dirección.

Leioa, Vizcaya, a14 de Febrero de 2001.

*Luis Eguíluz Alarcón  
Catedrático de Geodinámica  
Universidad del País Vasco*





A mis padres; Aurelio y Conchi  
A mis hermanos; Alejandro, Almudena y Mari Jose

A Ella, humilde y cadenciosa  
pura y amante

¡Ay mísero de mí! ¡Ay infelice!  
Apurar, cielos, pretendo,  
ya que me tratáis así,  
qué delito cometí  
contra vosotros naciendo;  
aunque si nací, ya entiendo  
qué delito he cometido:  
bastante causa ha tenido  
vuestra justicia y rigor,  
pues el delito mayor  
del hombre es haber nacido.

\*

Sólo quisiera saber,  
para apurar mis desvelos  
(dejando a una parte, cielos,  
el delito de nacer),  
¿qué más os pude ofender,  
para castigarme más?  
¿No nacieron los demás?  
Pues si los demás nacieron  
¿qué privilegios tuvieron  
que yo no gocé jamás?

La vida es sueño  
Calderón de la Barca

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero expresar mi reconocimiento a Luis Eguíluz, con quien he compartido estos más de tres años y medio. De su mano he recorrido y descubierto Ossa-Morena, y nunca ha tenido reparos en recorrer cien kilómetros para solventar todas mis dudas e inquietudes, mostrarme todas las unidades y dominios de la ZOM y, en ocasiones, hasta de otras zonas. Ha sido una convivencia llena de momentos bonitos, instructivos y, como no, de algún que otro enfado.

También quiero agradecer a su familia, especialmente Elena, mi acogida en su casa, en mis innumerables viajes a Vitoria, donde siempre han sido un remanso de paz lejos de la vorágine geológica de la Facultad.

De igual modo quiero mostrar mi gratitud a Ignacio Gil Iburguchi por su atención en mi trabajo y en mis piedras, así como por enseñarme, un poco, a razonar y discutir con fundamento.

Gracias a Arturo por su inestimable ayuda con la geotermobarometría y por su apoyo en todas las etapas de esta tesis que concluye. Siempre comprendió mejor que nadie mis desesperaciones.

Muchas gracias, Josean, por ser mi amigo y por transportarme desde el concepto de la azada hasta el olimpo de los mac y la red de redes. Todo cuanto sé me lo enseñaste tú.

Gracias Iosu, por ser una luz en el camino y un buen amigo en la posada. Siempre serás el mejor.

A Ainhoa Alonso, por compartir mis penas y alegrías y hacerme sentir una persona normal y querida tantas veces.

De forma muy especial agradezco todo a Rut, quien ha leído buena parte de esta tesis y la ha hecho notablemente más legible. También por ser soporte y guía en el esperpéntico sprint final. Hoy es el día de Nietzsche, tu ya sabes. Tuya es la llave de las cadenas.

Mi gratitud a los miembros de los departamentos de Geodinámica y de Mineralogía y Petrología, por todas la ayuda prestada, tanto material como geológica. Julia Cuevas y Txema Tubía, con los papeles de la tesis y sus consejos académicos, Iñaki Antigüedad por soportarme en su despacho, Coldo y Rafa por su humor y aliento, Patxi Larrea por su comprensión y entusiasmo, Manuel Carracedo por sus consejos y discusiones sobre Mérida, Luis Angel Ortega, por realizar la datación de Sm/Nd y enfocar la geoquímica, Cayo por sus explicaciones en geocronología, y tantos otros que no cito pero tampoco olvido en mi alma.

Mi gratitud a Iñigo Acha, quien a conseguido imprimir todos mis mapas dejando a un lado sus quehaceres para atender mis urgencias.

A los becarios, que ya estaban, a los que vinieron conmigo, a los que llegaron después; Mainer, Juanjo, Mikel, Raquel, Sonia, Néstor, Javi R., Javi S., Imma, Marina, Pablo, J, Fernando, Gorka,.....

De forma especial quiero citar a todos los participantes de la Reunión del Oeste Peninsular de 1999. De ellos aprendí mucho más que geología y su trato fue la mejor recompensa a ocho meses de dedicación. Con más que gratitud a Brandao Silva y Francisco Pereira.

De igual forma agradezco a los que, antes que yo, trabajaron en el CBBC y el DOVPR, quienes han compartido sus conocimientos y trabajos conmigo, y a los que he admirado y respetado siempre, aunque les haya cambiado alguna *cosilla* en las páginas que siguen; Félix Pérez Lorente, Juan Carlos Gonzalo, Benito Ábalos, Antonio Azor, David Martínez Poyatos, Berta Ordóñez casado y Francisco Pereira. De forma expresa mi reconocimiento a los geólogos que han elaborado las diferentes hojas Magna, y en concreto a Octavio Apalategui y su grupo, por la profesionalidad y rigor demostrados en su duro trabajo.

Gracias a mis padres por enseñarme la única cosa que sé: la dignidad en el trabajo y la integridad como persona leal y honrada.

## RESUMEN

El Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina se sitúa en el sector más septentrional de la Zona de Ossa-Morena, al norte del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba y al sur del Batolito de Los Pedroches. En esta memoria se presentan los resultados obtenidos a partir de las cartografías realizadas y del estudio litoestratigráfico, petrológico y estructural de las mismas.

La base de este trabajo ha sido la elaboración de una serie de cartografías geológicas a escala 1:50.000 y 1:25.000 de los principales afloramientos de rocas precámbricas de los sectores septentrionales de la ZOM, con una superficie cartografiada o revisada de 2000 Km<sup>2</sup>. En primer lugar se han establecido las diferentes unidades y grupos litológicos que componen estos sectores, las relaciones geométricas entre los mismos, y sus características petrológicas, geoquímicas, metamórficas y estructurales. El resultado de estas investigaciones ha puesto de manifiesto el carácter poliorogénico de estas rocas con dos historias geodinámicas contrastadas.

Las evidencias aportadas de un vulcanismo con plutonismo asociado, metamorfismo y deformación de edad ca. 560-550 M.a. ha demostrado la existencia de una orogénesis previa a la intrusión de las rocas plutónicas básicas datadas en este trabajo en  $554.7 \pm 3.4$  M.a. mediante Sm/Nd, la cual ha sido interpretada como la edad del protolito ígneo. Esta orogénesis ha sido enmarcada dentro del orógeno Cadomiense-Avaloniense-Pan-africano.

Se han reconocido una serie de unidades precámbricas, comparables con la Serie Negra típica de otros sectores de la ZOM, constituidas por rocas metavolcánicas y metavolcanoclasticas que evolucionan hacia una serie pelítica de plataforma somera.

Las series descritas aparecen intruidas por una gran cantidad de rocas plutónicas básicas de naturaleza diorítica. Estos cuerpos forman parte de un batolito cadomiense desmembrado durante la orogénesis varisca, dentro de los cuales se reconocen complejos acumulativos, localmente con paragénesis de granulitas, que evolucionan hacia leucotonalitas, granodioritas y granitos subvolcánicos. Geoquímicamente son rocas calcoalcalinas, de arco de isla, con afinidad mantélica. Los datos de geotermobarometría de las paragénesis granulíticas (10-12 Kbar y 750°C) indican que estas rocas comenzaron a cristalizar en la base de una corteza continental juvenil, asociadas al plano de subducción de un arco volcánico.

Las series cámbricas, con un registro parcial, muestran una gran afinidad con los sectores meridionales de la ZOM. El paleozoico basal, fuertemente erosivo evoluciona hacia un margen continental pasivo que culmina con la primera fase de deformación varisca (Devónico Superior) y el depósito de las secuencias carboníferas, sincinemáticas con respecto a los últimos eventos variscos.

La estructura de estos dominios está definida por un proceso de cizallamiento izquierdo, muy dilatado en el tiempo, que tiene una expresión netamente distinta en las rocas precámbricas, que funcionan como un zócalo, y las series paleozoicas suprayacentes.

## ABSTRACT

The OVPR Domain is situated on the very northern sector of the OMZ, north of the Badajoz-Cordoba Shear Band and south of the Pedroches Batholith. This report compiles the results obtained from the mapping and the stratigraphic, petrologic and structural studies carried out.

This work is based on the elaboration of geological mappings (at scale 1:50.000 and 1:25.000) of the main outcrops of precambrian rocks of the northern sectors of the OMZ, which cover an extension of 2.000 km<sup>2</sup>. To start with, different lithological units and groups that compose these sectors have been separated, together with their geometric relations and petrological, geochemical, metamorphic and structural characterization. The results of these investigations have proved the polyorogenic character of these rocks, that underwent two contrasted geodynamic histories.

There are evidencies of a volcanism associated to plutonism, a metamorphism and a deformation dated at ca. 560-550 M.a. This has proved the existence of a orogenesis that predated the intrusion of basic plutonic rocks, which have been dated at  $554.7 \pm 3.4$  M.a. by Sm/Nd. This later age has been interpreted as the protolith age. This orogenesis has been framed in the Cadomian-Avalonian-Panafrican orogen.

A series of precambrian units, which are comparable to the typical Serie Negra of other OMZ sectors, have been recognized. These consist of metavolcanic and metavolcanoclastic rocks that evolved to a shallow platform pelitic series.

The series described in the below are intruded by a large amount of basic plutonic dioritic rocks. These bodies form a cadomian batholith, that was dismembered during the variscan orogeny. They contain cummulative complexes, which locally show a granulite paragenesis and evolve to leucotonalites, granodiorites and sub-volcanic granites. Geochemically these rocks are calcalkaline rocks of volcanic arc nature, with a mantle affinity. Geothermobarometric data of the granulite facies (10-12 Kbar and 750°C) indicate, that these rocks started to crystallize at the base of a juvenile continental crust, associated to the subduction-plane of a volcanic arc.

The Cambrian series show a partial record. They show a great affinity with the southern sectors of the OMZ. The Lower Paleozoic is highly erotional and evolved to a passive continental margin, that culminated with the first variscan deformation-phase (Upper Devonian) and the deposits of the Carboniferous sequences, which are sinkynematic with respect to the latest variscan events.

The structure of these domains is defined by a left-lateral shear process, very time-spreaded, that displays a clearly different expression on precambrian rocks, which act as a basement, and on the overlying paleozoic series.

## TABLA DE ABREVIATURAS

Se han utilizado las abreviaturas minerales propuestas por Kretz (1983), junto con otras adaptadas en este trabajo.

### Minerales:

<b>Ab</b>	<b>Albita</b>	<b>Grs</b>	<b>Grosularia</b>
<b>Act</b>	<b>Actinolita</b>	<b>Grt</b>	<b>Granate</b>
<b>Agt</b>	<b>Augita aegirínica</b>	<b>Hbl</b>	<b>Hornblenda</b>
<b>Alm</b>	<b>Almandino</b>	<b>Jd</b>	<b>Jadeita</b>
<b>Am</b>	<b>Anfíbol</b>	<b>Kfs</b>	<b>Feldespató potásico</b>
<b>An</b>	<b>Anortita</b>	<b>Ilm</b>	<b>Ilmenita</b>
<b>And</b>	<b>Andalucita</b>	<b>Ms</b>	<b>Moscovita</b>
<b>Ant</b>	<b>Antofilita</b>	<b>Omp</b>	<b>Onfacita</b>
<b>Ap</b>	<b>Apatito</b>	<b>Opx</b>	<b>Ortopiroxeno</b>
<b>Bt</b>	<b>Biotita</b>	<b>Or</b>	<b>Ortosa</b>
<b>Cc</b>	<b>Calcita</b>	<b>Opac</b>	<b>Opacos s.l.</b>
<b>Ceol</b>	<b>Ceolitas s.l.</b>	<b>Pl</b>	<b>Plagioclasa</b>
<b>Cld</b>	<b>Cloritoide</b>	<b>Prp</b>	<b>Piropo</b>
<b>Crd</b>	<b>Cordierita</b>	<b>Qtz</b>	<b>Cuarzo</b>
<b>Cpx</b>	<b>Clinopiroxeno</b>	<b>Rt</b>	<b>Rutilo</b>
<b>Cum</b>	<b>Cummingtonita</b>	<b>Ser</b>	<b>Sericita</b>
<b>Czo</b>	<b>Clinozoisita</b>	<b>Sil</b>	<b>Sillimanita</b>
<b>Chl</b>	<b>Clorita</b>	<b>Sps</b>	<b>Espesartina</b>
<b>Di</b>	<b>Diópsido</b>	<b>St</b>	<b>Estaurolita</b>
<b>Ed</b>	<b>Edenita</b>	<b>Spn</b>	<b>Esfena</b>
<b>En</b>	<b>Enstatita</b>	<b>Tr</b>	<b>Tremolita</b>
<b>Ep</b>	<b>Epidota</b>	<b>Tsch</b>	<b>Tschermakita</b>
<b>Fs</b>	<b>Ferrosilita</b>	<b>Tur</b>	<b>Turmalina</b>
		<b>Zrn</b>	<b>Circón</b>
<b>X</b>	<b>Valor promedio</b>	<b>Σ</b>	<b>Sumatorio</b>

**CAPÍTULO I**

I. PRESENTACIÓN.....	3
II. CONSIDERACIONES GENERALES.....	3
II.A. Objetivos y metodología.....	3
II.B. Plan de la memoria.....	4
II.C. Situación geográfica del área de estudio.....	5
III. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	5
III.A. El Orógeno Cadomiense.....	5
III.B. El Macizo Armoricano.....	7
III.C. El Macizo Ibérico.....	9
III.C.a. División en zonas del Macizo Ibérico.....	10
III.C.a.i. Zona Cantábrica.....	10
III.C.a.ii. Zona Astur-Occidental-Leonesa.....	11
III.C.a.iii. Zona Centroibérica.....	12
III.C.a.iv. Zona Surportuguesa.....	13
III.D. LA ZONA DE OSSA-MORENA.....	14
III.D.a. Introducción general.....	14
III.D.b. El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.....	16
III.D.c. Evolución Cadomiense de la zona de Ossa-Morena.....	18
IV. EL DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA: ANTECEDENTES....	19
IV.A. El DOVPR: definición y límites.....	21

**CAPÍTULO II**

I. Organización litoestratigráfica del Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina dentro del contexto de la zona de Ossa-Morena.....	25
II. EL ZÓCALO PREORDOVÍCICO.....	28
II.A.1.- LA SERIE NEGRA DE DON ALVARO.....	28
II.A.1.1. Situación geográfica y geológica.....	28
II.A.1.2. Metaarenitas y metagrauvasas.....	28
II.A.1.3. Anfibolitas.....	29
II.A.1.4. Esquistos cloríticos.....	29
II.A.1.5. Cuarцитas Negras.....	29
II.B.- LA SERIE NEGRA DEL ZÚJAR.....	29
II.B.1. Situación geográfica.....	29
II.B.2. Esquistos.....	30
II.B.3. Metaarenitas y metagrauvasas.....	30
II.B.4. Cuarцитas Negras.....	31
II.C.- LA SERIE NEGRA DE VILLAR DEL REY.....	31
II.C.1. Situación geográfica y marco geológico.....	31
II.C.2. Esquistos, metaarenitas y metagrauvasas.....	32
II.C.3. Niveles calcáreos.....	32
II.C.4. Anfibolitas.....	32
LOS COMPLEJOS VOLCÁNICOS DEL DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA.	
II.D.- LA SERIE VOLCANOCLÁSTICA DE DON ALVARO.....	34
II.D.1. Situación geográfica y geológica.....	34
II.D.2. Metagrauvasas y metaarenitas.....	34
II.D.3. Anfibolitas.....	35
II.D.4. Anfibolitas dioríticas.....	36
II.D.5. Metariolitas y gneises riolíticos.....	36

II.D.5.i.- Gneises riolíticos.....	36
II.D.5.ii.- Gneises riolíticos y gneises dacíticos.....	37
II.D.5.iii.- Tobas y tobas soldadas.....	37
II.D.6. Rocas piroclásticas (cineritas).....	37
II.D.7. Esquistos actinolíticos y cloríticos.....	38
II.D.8. Micaesquistos y esquistos con granate.....	38
II.D.9. Cuarzoesquistos.....	38
II.D.10. Cuarzoesquistos con metamorfismo de contacto.....	40
II.E.- LAS VULCANITAS DE OLIVA DE MÉRIDA.....	40
II.E.1. Situación geográfica y geológica.....	40
II.E.2. Metagrauvas y metaarenitas.....	42
II.E.3. Anfibolitas.....	42
II.E.4. Metadioritas y gneises anfibólicos.....	43
II.E.5. Esquistos cloríticos y anfibólicos.....	43
II.E.6. Metariolitas y gneises riolíticos.....	44
II.E.6.i. Metariolitas.....	44
II.E.6.ii. Gneises riolíticos.....	44
II.E.7. Tobas y cineritas.....	45
II.E.8. Micaesquistos y cuarzoesquistos.....	46
II.E.8.i. Micaesquistos.....	46
II.E.8.ii. Cuarzoesquistos.....	46
II.E.9. Ortogneises leucocráticos.....	47
II.F.- LA SERIE PELÍTICA DEL EMBALSE DE ALANGE.....	50
II.F.1. Situación geográfica.....	50
II.F.2. Columna estratigráfica.....	50
II.F.3. Sector de Valsequillo.....	50
II.F.4. Correlación con otras rocas del DOVPR.....	51
II.G.- FORMACIÓN MALCOCINADO.....	52
II.G.1. Marco geológico y estratigráfico.....	52
II.G.2. La Fm. Malcocinado de la sección de Palomas-Puebla de la Reina.....	52
II.G.3. La Fm. Malcocinado de la sección de Valsequillo.....	52
II.G.4. La Fm. Malcocinado de la sección de El Escribano.....	54
II.H.- FM. TORREÁRBOLES.....	54
II.H.1. Situación geográfica.....	54
II.H.2. Columna estratigráfica.....	54
II.H.3. Correlación con otras áreas de la ZOM.....	55
II.I.- CALIZAS DE MÉRIDA (FORMACIÓN ALCONERA).....	56
II.I.1. Situación geográfica.....	56
II.I.2. Columna estratigráfica.....	56
II.I.3. Correlación con otras áreas de la ZOM.....	56
II.J.- FORMACIÓN EL HOYO.....	57
II.J.1. Situación geográfica y geológica.....	57
II.J.2. Columna estratigráfica.....	57
II.J.3. Micaesquistos.....	57
II.J.4. Micaesquistos con granate y estaurolita.....	58
II.J.5. Esquistos cloríticos y anfibolitas.....	59
II.J.5.i. Esquistos con antofilita.....	59
II.J.6. Cuarzoesquistos.....	60
II.J.7. Calcarenitas tableadas azules.....	60
II.J.8. Cuarcitas tableadas.....	61
II.J.9. Arcosas de grano grueso.....	61
II.J.10. Arcosas de grano medio.....	61
II.J.11. Interpretación y edad de la serie.....	62



## INDICE

III. LA COBERTERA PALEOZOICA.....	65
III.A.- ARCOSAS DEL TREMADOC.....	65
III.A.1. Situación geográfica.....	65
III.A.2. Columna estratigráfica.....	65
III.A.3. Edad, correlaciones y conclusiones.....	66
III.B.- ARENIG. CUARCITA ARMORICANA.....	66
III.B.1. Situación geográfica.....	66
III.B.2. Estratigrafía.....	67
III.B.3. Variación de facies y significado geológico.....	67
III.C.- PALEOZOICO MEDIO-SUPERIOR.....	68
III.C.1. Situación geográfica.....	68
III.C.2. Estratigrafía.....	68
III.C.3. Significado geológico.....	70
III.D.- CUENCAS CARBONÍFERAS.....	70
III.D.1. Situación geográfica y geológica.....	70
III.D.2. Macizo de Mérida.....	71
III.D.3. La cuenca carbonífera de Retamal.....	71
III.D.4. La cuenca carbonífera de La Granjuela.....	72
III.D.5. La cuenca carbonífera del Guadiato.....	72
III.D.6. Estefaniense.....	73
IV. ORGANIZACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO DE BADAJOZ-CÓRDOBA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.....	74
IV.A. ANTECEDENTES.....	74
IV.A.1. Situación geográfica y geológica del área de estudio.....	75
IV.B. LITOESTRATIGRAFÍA.....	76
IV.B.1. LA SERIE NEGRA DE BAJO GRADO.....	76
IV.B.1.1. Situación geográfica y geológica.....	76
IV.B.1.2. Metagrauvas y metaarenitas y cuarzoesquistos.....	76
IV.B.1.3. Metabasitas.....	77
IV.B.1.4. Anfibolitas.....	77
IV.B.1.5. Metariolitas.....	77
IV.B.1.6. Micaesquistos con granate.....	77
IV.B.1.7. Cuarzitas negras.....	77
IV.B.2. SERIE NEGRA DE ALTO GRADO.....	78
IV.B.2.1. Introducción y situación geográfica.....	78
IV.B.2.2. Tramo de milonitas y ultramilonitas.....	79
IV.B.2.3. Gneises migmáticos y migmatitas.....	79
IV.B.2.4. Gneises anfibólicos.....	80
IV.B.2.5. Anfibolitas.....	80
IV.B.2.6. Gneises cuarzofeldespáticos.....	80
IV.B.2.7. Gneises granodioríticos.....	81
IV.B.2.8. Alternancias de gneises cuarzofeldespáticos y anfibolitas.....	82
IV.B.2.9. Cuarzitas negras.....	82
IV.B.2.10. Niveles calcosilicatados.....	82
IV.B.3. LA FM. MALCOCINADO.....	82
IV.B.3.1. Introducción.....	82
IV.B.3.2. Cuarzoesquistos y pizarras volcanoclásticas.....	83
IV.B.3.3. Tobas y cineritas.....	83
IV.B.3.4. Riolitas.....	83



**CAPÍTULO III**

I. INTRODUCCIÓN.....	89
II. EL MACIZO DE VALLE DE LA SERENA.....	91
II.A. Introducción.....	91
II.B. Facies.....	92
II.C. Gneises porfídicos.....	92
II.C.1. Gneises porfídicos. Facies común.....	92
II.C.2. Gneises biotíticos porfídicos.....	93
II.D. Facies Diorítica.....	94
II.D.1. Facies común. Dioritas de grano fino a medio.....	94
II.D.2. Dioritas de grano grueso.....	95
II.D.3. Gabros.....	95
II.D.4. Facies de mezcla.....	96
II.D.5. Cuarzodioritas.....	96
II.D.6. Monzonitas.....	96
II.E. Complejo Filoniano.....	97
II.E.1. Diques de dioritas.....	97
II.E.2. Diques de riolitas.....	97
II.E.3. Diques de microgranitos.....	98
II.F. Encajante Vulcanosedimentario.....	98
II.G. Rocas Hercínicas.....	98
II.G.1. Albititas.....	98
II.G.2. Diques de aplitas.....	98
II.G.3. Diques de pegmatitas.....	99
II.H. Otros materiales del macizo. Encajante tectónico.....	99
III. EL MACIZO DE MÉRIDA.....	102
III.A. Introducción.....	102
III.B. Facies.....	103
III.C. UNIDAD DIORÍTICA.....	103
III.C.1. Gabros de Alange.....	103
III.C.2. Dioritas-granodioritas de Don Álvaro.....	103
III.C.3. Dioritas de grano grueso.....	104
III.C.4. Dioritas de grano fino.....	104
III.C.5. Dioritas porfídicas de Guareña.....	105
III.C.6. Hornblenditas y rocas acumulativas.....	106
III.C.6.1. Hornblenditas de grano grueso-muy grueso.....	107
III.C.6.2. Hornblenditas de grano medio-fino.....	108
III.C.6.3. Pegmatoides básicos.....	108
III.C.6.4. Dioritas con granate.....	108
III.C.6.5. Dioritas foliadas con granate.....	109
III.C.6.6. Plagioclasitas.....	110
III.C.6.7. Dioritas y dioritas leucocráticas.....	110
III.C.6.8. Dioritas y dioritas leucocráticas foliadas.....	111
III.C.6.9. Rocas de composición gabroica.....	111
III.D. UNIDAD LEUCOTONALÍTICA.....	111
III.E. COMPLEJO FILONIANO CADOMIENSE.....	114
III.E.1. Dioritas de grano fino.....	114
III.E.2. Diques graníticos-leucotonalíticos.....	114
III.E.3. Diques ácidos.....	114
III.F. GRANITOS HERCÍNICOS INTRUSIVOS EN EL MACIZO DE MÉRIDA.....	114
III.F.1. El Granito de Proserpina.....	114
III.F.2. El Granito Hercínico de Sierra Bermeja.....	115

## INDICE

III.F.3. El Greisen de El Berrocal.....	115
III.F.4. Cuerpos subvulcánicos graníticos.....	117
III.F.4.1. Pegmatoides de Oliva de Mérida.....	117
III.F.4.2. El Granito subvolcánico de la Dehesa de Ayala.....	117
III.F.4.3. Diques de pórfidos riolíticos.....	118
III.F.4.3.a Diques riolíticos precoces.....	118
III.F.4.3.b. Diques riolíticos tardíos.....	118
III.F.5. Diques básicos tardihercínicos.....	118
IV. EL GRANITO DE VALSEQUILLO.....	122
IV.A. Introducción.....	122
IV.B. Facies ígneas del Granito de Valsequillo.....	122
IV.B.1. El granito subvolcánico de Valsequillo.....	122
IV.B.2. Dioritoides de Valsequillo.....	123
IV.B.3. El encajante del granito (serie pelítica del embalse de Alange).....	123
V. EL DIORITOIDE DE PALOMAS Y CUERPOS ASOCIADOS.....	124
V.A. Introducción.....	124
V.B. Facies ígneas del Dioritoide de Palomas.....	124
V.B.a. Gabros.....	125
V.B.b. Dioritoides.....	125
V.B.c. Granodioritas.....	136
V.B.d. Granitos y microgranitos.....	126
V.B.e. Diques de dioritas.....	126
V.C. El Encajante. Metamorfismo de contacto.....	126
V.D. La Diorita acumulativa de Oliva de Mérida.....	126
V.E. La Diorita con granate del Cortijo de Valdelapeña.....	127
V.F. Facies discordantes.....	127
VI. EL GRANITOIDE DEL ESCRIBANO.....	129
VI.A. Introducción.....	129
VI.B. Facies ígneas del Granitoide del Escribano.....	129
VI.B.a. Facies diorítica.....	129
VI.B.b. Facies granítica.....	129
VI.C. Facies del encajante y facies asociadas.....	130
VII. CUERPOS INTRUSIVOS ALCALINOS EN EL CONTACTO ENTRE DOVPR Y EL CBBC.....	
VII.A. Introducción.....	130
VII.B. EL ORTOGNEIS DEL ÁLAMO.....	131
VIII.B.a Petrografía del ortogneis del Álamo.....	131
VIII. EL ZÓCALO DIORÍTICO/ANFIBOLÍTICO DE EL ENTREDICHO.....	133
VIII.A. Anfibolitas y gneises anfibólicos.....	133
VIII.B. Dioritoides.....	133
VIII.C. Anfibolitas del Arroyo de la Pizarra.....	134
VIII.C.1. Gneises dioríticos.....	134
VIII.C.2. Gneises granodioríticos.....	135
VIII.C.3. Gneises leucocráticos.....	135
VIII.C.4. Gneises gabroicos.....	135
VIII.C.5. Gneises de grano fino.....	136
VIII.C.6. Diques aplíticos.....	136
IX. ROCAS HERCÍNICAS DEL COMPLEJO DE VILLAVICIOSA DE CÓRDOBA-LA CORONADA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.....	140
IX.A. Diques gneisificados.....	140
IX.B. Diques porfídicos.....	140
IX.C. Diques básicos.....	141
IX.D. Gabros tardihercínicos.....	141
IX.E. Granito de Peñas Pardas.....	142

# CAPÍTULO IV

I. INTRODUCCIÓN.....	145
I.A. Metodología analítica.....	145
II. DATOS GEOCRONOLÓGICOS PREVIOS.....	146
II.A. EL Macizo de Valle de la Serena.....	146
II.B. Las Vulcanitas de Oliva de Mérida.....	146
II.C. El Dioritoide de Palomas.....	146
II.D. La Serie Negra del Zújar.....	146
II.E. Otros cuerpos análogos de la Zona de Ossa-Morena.....	146
III GEOCRONOLOGÍA DE LOS ACUMULADOS DE MÉRIDA.....	147
III.A. Metodología analítica.....	147
III.B. Descripción petrográfica.....	147
III.C. Geocronología de Sm-Nd.....	148
III.D. Resultados y discusión.....	148
IV. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	150
IV.A. Antecedentes.....	150
IV.B. GEOQUÍMICA DEL MACIZO DE MÉRIDA.....	150
IV.B.1. Introducción.....	150
IV.B.2. Clasificación geoquímica.....	151
IV.B.3. Caracterización geoquímica.....	152
IV.B.3.a. Diagramas de variación.....	156
IV.B.3.b. Diagramas multielementales normalizados.....	157
IV.B.3.c. Diagramas de discriminación tectonomagmática.....	158
IV.B.4. Petrogénesis.....	162
IV.B.5. Discusión.....	164
IV.C. GEOQUÍMICA DE LAS VULCANITAS DE DON ÁLVARO-OLIVA .....	165
IV.C.1. Introducción.....	165
IV.C.2. Clasificación geoquímica.....	165
IV.C.3. Caracterización geoquímica.....	166
IV.C.3.a. Diagramas de variación.....	166
IV.C.3.b. Diagramas multielementales normalizados.....	168
IV.C.3.c. Diagramas de discriminación tectonomagmática.....	170
IV.C.4. Discusión.....	172
IV.D. GEOQUÍMICA DEL RESTO DE MACIZOS CADOMIENSES.....	173
IV.D.1. Introducción.....	173
IV.D.2. Clasificación geoquímica.....	173
IV.D.3. Caracterización geoquímica.....	174
IV.D.3.a. Dioritoide de Palomas.....	174
IV.D.3.b. Macizo de Valle de la Serena.....	175
IV.D.3.c. Dioritoides de Oliva de Mérida.....	176
IV.D.3.d. Granodiorita de Ahillones.....	176
IV.D.3.e. Tonalita de El Mosquil.....	176
IV.D.4. Diagramas de variación.....	176
IV.D.5. Diagramas multielementales normalizados.....	178
IV.D.6. Diagramas de discriminación tectonomagmática.....	184
IV.D.7. Correlación con otros cuerpos cadomienses.....	186
IV.E. DISCUSIÓN.....	189

**CAPÍTULO V**

I. INTRODUCCIÓN.....	191
I.A. Introducción.....	193
I.B. Descripción general.....	195
I.B.1. Antecedentes.....	195
I.C. Fases de deformación.....	195
I.C.1. Consideraciones previas.....	196
I.C.2. Fases de deformación cadomienses.....	196
I.C.2.a. Primera fase de deformación cadomiense.....	196
I.C.2.b. Fase extensional cadomiense.....	198
I.C.2.c. Discordancia tardicadomiense.....	198
I.C.2.d. La fase sárdica.....	199
I.C.3. Fases de deformación variscas.....	199
I.C.3.a. Primera fase de deformación varisca.....	199
I.C.3.b. Fase extensional carbonífera.....	200
I.C.3.c. Segunda fase de deformación varisca.....	201
I.C.3.d. Etapa de fracturación tardivarisca.....	201
II. EL MACIZO DE MÉRIDA.....	202
II.A. Situación geográfica.....	202
II.B. Esquema macroscópico.....	202
II.C. Estructura del macizo de Mérida.....	203
II.D. Conclusiones.....	207
III. EL MACIZO DE VALLE DE LA SERENA.....	210
III.A. Introducción.....	210
III.B. Esquema macroscópico.....	210
III.C. Estructura del Macizo de Valle de la Serena.....	215
III.D. Conclusiones.....	216
IV. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE OLIVA DE MÉRIDA.....	220
IV.A. Introducción.....	220
IV.B. Esquema macroscópico y estructura de las Vulcanitas de Oliva de Mérida.....	220
IV.B.a. Estructura de los materiales paleozoicos.....	221
IV.B.b. Estructura de los materiales cadomienses.....	222
V. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE PALOMAS-PUEBLA DE LA REINA.....	224
V.A. Introducción.....	224
V.B. Esquema macroscópico.....	224
V.C. Estructura del sector de Palomas.....	225
VI. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE VALSEQUILLO.....	231
VI.A. Introducción.....	231
VI.B. Esquema macroscópico.....	231
VI.C. Estructura de la Antiforma de peraleda del Zaucejo.....	232
VII. ESTRUCTURA DEL CORREDOR-BLASTOMILONÍTICO DE BADAJOZ-CÓRDOBA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.....	235
VII.A. Introducción a la geología estructural del CBBC.....	235
VII.B. Introducción al sector de Fuente Obejuna.....	236
VII.C. Esquema macroscópico.....	238
VII.D. El accidente de la Serie Negra de alto grado sobre la Serie Negra de bajo grado.....	238
VII.E. La estructura de la Serie Negra.....	239
VIII. LA ESTRUCTURA DE EL HOYO-EL ENTREDICHO.....	242
VIII.A. Introducción.....	242
VIII.B. Equema macroscópico.....	242
VIII.C. Estructura general de El Hoyo-El Entredicho.....	248
VIII. LA FALLA DE HORNACHOS.....	249

VIII.A. Introducción.....	249
VIII.B. Definición de la Falla de Hornachos.....	249
VIII.C. Significado de la Falla de Hornachos.....	249
IX. EL CABALGAMIENTO DE ALEGRETE-SAN PEDRO DE MÉRIDA-MONTORO (CASPM).	
IX.A. El CASPM dentro del DOVPR.....	252
IX.B. Cinemática del CASPM.....	252
IX.C. Significado del CASPM.....	253
IX.D. Discusión.....	253
X. DIVISIÓN DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO EN UNIDADES TECTÓNICAS.....	254
X.A. Unidad Blastomilonítica.....	254
X.B. Unidad de Domos Migmáticos.....	254
XI. MICROTTECTÓNICA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN INTERNA.....	257
XI.A. Introducción.....	257
XI.B. Características de la deformación de las unidades precámbricas.....	257
XI.C. Deformación de las rocas plutónicas.....	257
XI.C.1. Ortogneises ácidos.....	259
XI.C.2. Ortogneises básicos. Dioritoides.....	259
XI.D. Deformación de las series metavolcánicas y metapelíticas.....	260
XI.E. Deformación de los paragneises arcósicos de edad Tremadoc.....	261
XI.F. Deformación y microestructuras de la Fm. El Hoyo.....	262
XI.F.1. Micaesquistos y cuarzoquistos.....	262
XI.F.2. Cuarzitas y arcosas.....	262
XI.G. Deformación microestructural de las rocas del domo de Fuente Obejuna.....	263

## **CAPÍTULO VI**

I. INTRODUCCIÓN.....	269
II. ANTECEDENTES.....	271
III. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES PRE-TREMADOC.....	271
III.A. Metamorfismo de la Serie Negra del DOVPR.....	271
III.A.1. Serie Negra de Villar del Rey.....	272
III.A.2. Serie Negra de Peraleda del Zaucejo.....	272
III.A.3. Serie Negra de Don Álvaro.....	272
III.B. Metamorfismo de las Vulcanitas de Don Alvaro.....	272
III.A. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación cadomiense.....	272
III.A.2. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación varisca.....	273
III.C. Metamorfismo de las Vulcanitas de Oliva de Mérida.....	273
III.C.1. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación cadomiense.....	274
III.C.2. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación varisca.....	274
III.D. Metamorfismo de la serie pelítica del embalse de Alange.....	275
III.E. Metamorfismo de la Fm. Malcocinado.....	275
III.F. Metamorfismo de la Fm. El Hoyo.....	275
IV. METAMORFISMO DE LA SERIE NEGRA DE FUENTE OBEJUNA.....	278
IV.A. Metamorfismo de la Serie Negra de alto grado.....	278
IV.B. Metamorfismo de la Serie negra de Bajo Grado.....	279
IV.C. Geotermobarometría de las anfibolitas con granate.....	279
IV.C.1. Quimismo mineral.....	279
IV.C.1.1. Granate.....	279
IV.C.1.2. Piroxeno.....	280
IV.C.1.3. Anfíbol.....	280
IV.C.1.4. Plagioclasa.....	281
IV.C.2. Geotermobarometría.....	281
IV.C.2.1. Cálculo de la temperatura mediante técnicas convencionales.....	281

## **INDICE**

IV.C.2.2. Cálculo de la presión mediante técnicas convencionales.....	281
V. METAMORFISMO DE LAS ANFIBOLITAS Y METADIORITAS DE EL ENTREDICHO....	283
VI. METAMORFISMO DE LOS MACIZOS CADOMIENSES DEL DOVPR.....	285
IV.A. Dioritoides y rocas básicas.....	285
IV.B. Gneises porfídicos de Valle de la Serena.....	286
IV.C. Rocas intermedias (leucotonalitas, granodioritas y monzogranitos).....	286
IV.D. Microgranitos y cortejo filoniano cadomiense.....	286
IV.D.1. Microgranitos, metaaplitooides y metariolitooides.....	286
IV.D.2. Metabasitas y rocas asociadas.....	286
IV.E. Rocas acumulativas del macizo de Mérida y rocas asociadas.....	287
VI.F. Geotermobarometría de las rocas acumulativas con granate del macizo de Mérida.....	287
VI.F.1. Quimismo mineral.....	287
VI.F.1.1. Granate.....	287
VI.F.1.1.a. Zonado del granate.....	289
VI.F.1.2. Piroxeno.....	289
VI.F.1.3. Anfíbol.....	291
VI.F.1.4. Plagioclasa.....	294
VI.F.1.5. Clinozoisita.....	294
VI.F.1.6. Esfena.....	296
VI.F.1.7. Ilmenita.....	296
VI.F.2. Geotermobarometría.....	296
IV.F.3. Cálculo de la temperatura mediante técnicas convencionales.....	297
IV.F.4. Cálculo de la presión mediante técnicas convencionales.....	298
VI.G. Quimismo mineral de las rocas dioríticas banales.....	301
VI.G.1. Piroxeno.....	301
VI.G.2. Anfíbol.....	301
VI.G.3. Plagioclasa.....	304
VI.G.4. Feldespato potásico.....	304
VI.G.5. Biotita.....	304
VI. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS DEL DOVPR.....	306

## **CAPÍTULO VII**

I. Conclusiones generales.....	309
I.A.- Litoestratigrafía y petrografía.....	309
I.B.- Fases de deformación.....	311
I.C.- Condiciones de la deformación.....	312
I.D.- Metamorfismo en el DOVPR.....	313
I.E.- Marco geodinámico y modelo de evolución para Ossa-Morena.....	313
II. Cuestiones abiertas.....	315

# *CAPÍTULO I*

## *INTRODUCCIÓN*





## II. CONSIDERACIONES GENERALES.

### I. PRESENTACIÓN.

La presente tesis doctoral se enmarca dentro de un amplio trabajo, desarrollado durante más de veinte años, por investigadores de la Universidad del País Vasco, y dirigidos por L. Eguíluz. El fin de este trabajo es la obtención de nuevos datos de carácter regional y geotectónico sobre las rocas pre-Tremadoc que afloran en los dominios septentrionales de la Zona de Ossa-Morena. De igual modo se han realizado una serie de cartografías geológicas de los principales afloramientos de rocas pre-hercínicas. Estas rocas han sufrido una deformación polifásica asociada a la Orogenia Cadomiense y a la Orogenia Hercínica. El objetivo de este estudio es determinar la estructura que muestran estas rocas en la actualidad y deducir toda la información posible de los procesos tectonometamórficos cadomienses ligados a la misma. Estos datos serán englobados en el conjunto de información existente sobre los procesos cadomienses reconocibles en otros dominios de la zona de Ossa-Morena y en los dominios meridionales de la zona Centroibérica. Especial atención se dedicará a las similitudes con los dominios septentrionales del Macizo Norarmoricano, con los cuales existe una íntima relación. La base de este estudio son las cartografías temáticas desarrolladas sobre los principales macizos cadomienses del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR) y sobre las rocas del sector de Fuente Obejuna, dentro del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC).

El ciclo hercínico dentro de la zona norte de Ossa-Morena es de poca intensidad, lo que permite reconocer la estructura y metamorfismo Pre-Cámbrico basal en los sectores en los que se reconoce la discordancia PC/C, así como establecer las condiciones de deformación cadomiense y separarlas de la reactivación de las estructuras generadas en esta orogenia durante el ciclo varisco. Este fenómeno de deformación polifásica ya había sido planteado en el CBBC y con este trabajo ha quedado demostrada la existencia de procesos tectonometamórficos cadomienses en los dominios septentrionales de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

Las rocas que conforman los sectores estudiados complementan el esquema tectónico y paleogeográfico propuesto para el orógeno cadomiense del Macizo Ibérico y permiten establecer correlaciones precisas de eventos y unidades con el Macizo Norarmoricano.

Como resultado de este estudio se han resuelto algunas de las principales deficiencias del modelo tectónico cadomiense en este sector, pero simultáneamente se han abierto nuevos interrogantes sobre los procesos pre-variscos que han tenido lugar en la Zona de Ossa-Morena, que deberán solventarse con ulteriores trabajos.

### II.A. Objetivos y metodología.

El objetivo del presente estudio es aportar nuevos datos cartográficos, estructurales, petrológicos, geoquímicos y geodinámicos de las rocas cadomienses que afloran en los sectores septentrionales de la Zona de Ossa-Morena, agrupados en la literatura geológica bajo el nombre de Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba. Se ha pretendido establecer la estructura hercínica de las rocas en este sector y establecer un modelo de deformación varisca integrando los datos existentes en la actualidad en otros sectores de la zona de Ossa-Morena y especialmente con las unidades del CBBC.

Este trabajo constituye un estudio de geología regional en donde no se han profundizado en todos los temas abordados y se ha dado un mayor énfasis a los datos de campo y cartográficos, simplificando unidades e intentando integrarlas dentro de un esquema común con el resto de rocas de la Zona de Ossa-Morena e integrarlos en un esquema regional junto a otros segmentos, en especial la zona Centroibérica (ZCI), el Macizo Armoricano (zona Norarmoricana) y Avalonia.

En síntesis, los principales objetivos de este estudio han sido:

1- Realizar una serie de cartografías geológicas de índole estructural de los principales macizos y afloramientos de rocas de edad pre-Tremadoc del DOVPR. Estos macizos son: Macizo de Valle de la Serena, Macizo de Mérida, Vulcanitas de Oliva de Mérida-Alange, dioritoide de Palomas, granito de Valsequillo y Serie Negra del Zújar. Si bien otros cuerpos cadomienses presentes igualmente dentro del DOVPR no han sido abordados en detalle (Serie Negra de Villar del Rey y Roca de la Sierra y granitoide del Escribano).

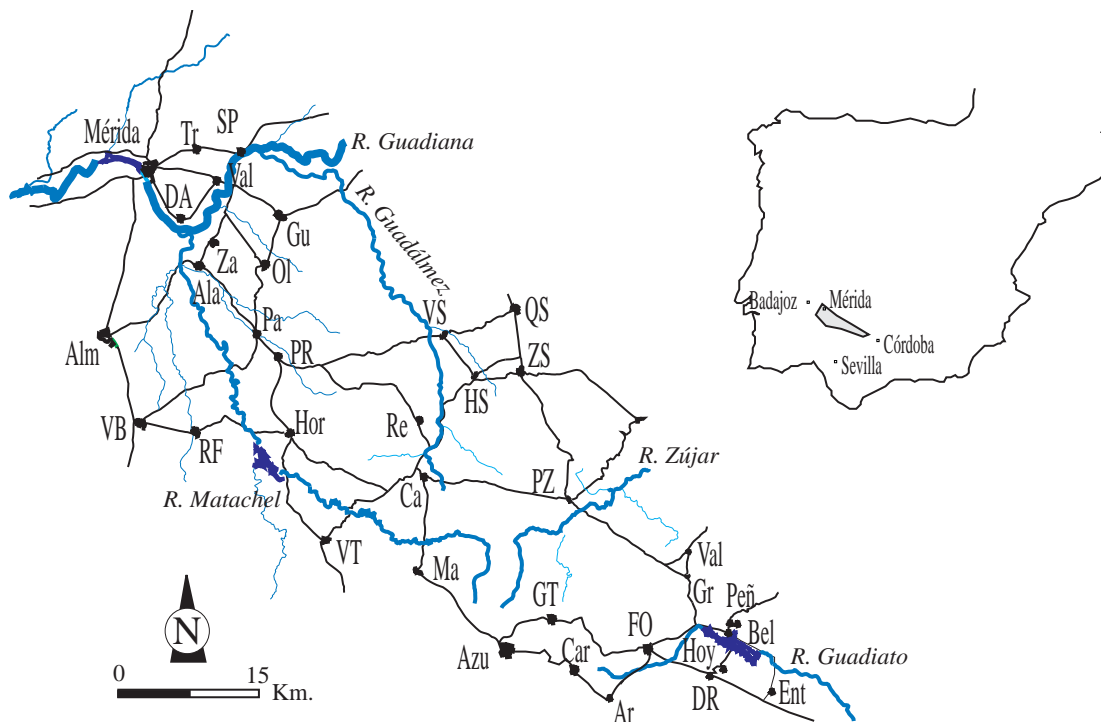
2- Dentro del CBBC se ha cartografiado y estudiado el sector de Fuente Obejuna y el Hoyo-El Entredicho con la misma finalidad que la descrita en el apartado 1.

3- Se ha tratado de establecer la sucesión litoestratigráfica de las unidades pre-Tremadoc de todo el DOVPR y se ha comparado con las unidades ya descritas en otros dominios de la ZOM. Muchas de estas unidades presentan edades problemáticas debido a su tectonización, ausencia de restos fósiles y falta de niveles guía o de unidades litoestratigráficas bien definidas, supra- o infrayacentes, no separadas por contactos tectónicos.

4- Definir las características de los procesos tectonomagmáticos de probable edad cadomiense que se han interpretado y reconocido dentro del DOVPR, estableciendo sus relaciones con otras unidades y procesos cadomienses.

5- Establecer la geometría y cinemática de las estructuras hercínicas ligadas a esta Orogenia y sus diferentes fases de deformación, junto con los procesos magmáticos y metamórficos asociados.

## C.I.- Plan de la memoria



**Fig. I.1.- Esquema geográfico del área de estudio:** DA: Don Álvaro, Tr: Trujillanos, SP: San Pedro de Mérida, Gu: Guareña, Ol: Oliva de Mérida, Za: Zarza de Alange, Ala: Alange, Alm: Almendralejo, VB: Villafranca de los Barros, Pa: Palomas, PR: Puebla de la Reina, Hor: Hornachos, RF: Ribera del Fresno, VT: Valencia de las Torres, Ca: Campillo de Llerena, Re: Retamal, VS: Valle de la Serena, QS: Quintana de la Serena, ZS: Zalamea de la Serena, HS: Higuera de la Serena, PZ: Peralda del Zaucejo, Ma: Maquilla, Azu: Azuaga, GT: Granja de Torrehermosa, Car, La Cardenchoa, Ar: Argallón, FO: Fuente Obejuna, Val: Valsequillo, Gr: La Granjuela, Hoy: El Hoyo, DR: Doña Rama, Bel: Bélmez, Peñ: Peñarroya-Pueblo Nuevo, Ent: El Entredicho.

6.- Estudio geoquímico de las rocas del macizo de Mérida y áreas adyacentes junto con muestras recopiladas de la bibliografía y trabajos previos sobre las litologías análogas de otros dominios y macizos.

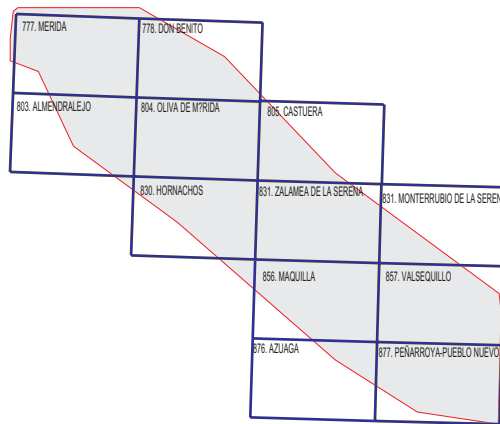
7.- Estudio de química mineral de las rocas de todos los macizos cartografiados, estableciendo tablas de correlación entre las unidades básicas de estos dominios. Este estudio incluye la determinación de las condiciones P-T de las rocas con mayor grado metamórfico y de las rocas de especial interés geodinámico (asociaciones de granate-clinopiroxeno-hornblenda-plagioclasa en las rocas ígneas acumulativas de Mérida).

8.- Estudio radiométrico, mediante el método de Sm/Nd y Rb/Sr de las rocas acumulativas de Mérida, con objeto de obtener la edad de los procesos y la signatura isotópica de la fuente magmática.

### II.B. Plan de la memoria.

Esta memoria se ha dividido en siete capítulos. El primero de ellos corresponde a la introducción. El segundo estudia la litoestratigrafía de las series y formaciones principalmente pre-Tremadoc, con una sucinta descripción bibliográfica, completada con datos de campo de las series y unidades paleozoicas. En este capítulo se aborda la descripción petrográfica de las rocas ígneas volcánicas

y de las rocas metamórficas presentes en estos macizos. El capítulo tercero estudia la petrografía de las unidades plutónicas cadomienses (macizos de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo). En el capítulo cuarto se realiza el estudio geoquímico isotópico y geocronológico mediante Sm/Nd y Rb/Sr de las rocas del DOVPR y se recopilan todos los datos isotópicos existentes del mismo y de las rocas asociadas en otros dominios (La Bomba, Mosquil, CBBC,...). El quinto capítulo está centrado en la estructura, cinemática y tectónica de las rocas estudiadas, tanto a nivel de macizos individuales, como de los mega-accidentes y tectónica de todo el DOVPR y su relación con el CBBC. El capítulo sexto recoge las asociaciones metamórficas reconocidas en este trabajo y se estudian con detalle las paragénesis granulíticas reconocidas en los complejos acumulativos de Mérida. En el último capítulo se recopilan todos los datos expuestos y se plantea un esquema tectónico y geodinámico de los sectores septentrionales de la Zona de Ossa-Morena. Atención especial se dedica a la elaboración de un modelo de evolución cadomiense de estas rocas y su encuadre en el contexto del Orógeno Cadomiense-Panafricano.



**Fig I.2.- Situación de la zona de trabajo con relación a las cartografías 1:50.000 del plan nacional MAGNA. El área sombreada corresponde con el DOVPR y el sector de Fuente Obejuna, dentro del CBBC.**

## II.C. Situación geográfica del área de estudio.

El área de estudio está situada en las provincias de Badajoz y de Córdoba (Fig. I.1.). La amplitud de la zona hace que geográficamente sea muy heterogénea. El DOVPR en la zona española, se extiende desde la frontera portuguesa, al Sur de Albuquerque, en el límite norte de la provincia de Badajoz, hasta la Sierra Morena Cordobesa. Geográficamente es un área a caballo entre la cuenca del Guadiana y la Tierra de Barros, abarcando las sierras marginales que separan ambas cuencas (Sierras de Oliva de Mérida). Hacia el este pasa a la Comarca de la Serena y a la cabecera del río Zújar, frontera entre Badajoz y Córdoba. En Córdoba el área de estudio se ubica al sur de las cuencas mineras de Peñarroya-Pueblonuevo y Espiel y en la zona entre estas cuencas y la comarca de Pedroches (Valsequillo). Al sur de estas cuencas las rocas estudiadas corresponden a las llanuras de Fuente Obejuna y a las sierras de los Santos y del Entredicho.

Esta zona está regada por los ríos Guadiana, Guadalmeiz, Zújar y Guadiato. Las principales carreteras de acceso son la N-630 (Gijón-Sevilla, Ruta de la Plata), la autovía N-V (Autovía de Extremadura) y la N-432 (Zafra-Córdoba). Las ciudades más importantes dentro del área de estudio son Mérida, Guareña, Alange, Zalamea de la Serena y Fuente Obejuna.

Toda esta área constituye el límite septentrional de la Zona de Ossa-Morena y se ubica, a grandes rasgos, al sur de los Pedroches y la Serena. Comprende los siguientes mapas topográficos a escala 1:50.000: 750 (Botoa), 751 (Villar del Rey), 752 (Mirandilla), 753 (Miajadas), 776 (Montijo), 777 (Mérida), 778 (Don Benito), 803 (Almendralejo), 804 (Oliva de Mérida), 805 (Castuera), 830 (Hornachos), 831 (Zalamea de la Serena), 832 (Monterrubio de la Serena), 855 (Usagre), 856

(Maquilla), 857 (Valsequillo), 878 (Azuaga), 879 (Peñarroya-Pueblonuevo), 880 (Espiel), 881 (Villanueva de Córdoba), 900 (La Cardenchoza), 901 (Villaviciosa de Córdoba), 902 (Adamuz) y 903 (Montoro).

El área que afecta a los macizos que han sido cartografiados corresponde a las hojas 752, 753, 777, 778, 803, 804, 805, 830, 831, 857 y 879 (Fig. I.2.). En total se han cartografiado cerca de 2000 Km<sup>2</sup>. De esta cartografía una parte es aportación nueva (cartografía de los Macizos de Mérida, Valle de la Serena, Valsequillo y Fuente Obejuna-El Hoyo), y el resto corresponde a una revisión de las cartografías geológicas previas, que apenas han sido modificadas.

## III. CONTEXTO GEOLÓGICO.

### III.A. El Orógeno Cadomiense.

El Orógeno Cadomiense se define como el conjunto de episodios tectonometamórficos que tiene lugar entre 700 y 450 M.a. (D'Lemos et al., 1990). Estrictamente, corresponde al cinturón orogénico que se desarrolla durante el finiproterozoico-paleozoico inferior y cuyos restos afloran en la parte septentrional de Bretaña (Macizo Norarmoricano) y Normandía. Además, se encuentran evidencias de procesos asociados a este ciclo en el Macizo de Bohemia (Strachan y Taylor, 1990; Strachan y Roach, 1990; Gebauer y Friedl, 1993; Dörr et al., 1998; Bushmann et al., 1999; Zulauf et al., 1999a, b y c; Heuse, 1999; Linnemann, 1995 y 1999; Unrug et al., 1999) y al SW del Macizo Ibérico, donde se pueden observar procesos magmáticos y tectonometamórficos cadomienses bien conservados (Eguíluz, 1988; Dallmeyer y Martínez-García, 1990; Quesada y Dallmeyer, 1994) y en Mauritania y Marruecos (Saqueque et al., 1992). Por último, se han identificado evidencias de este proceso orogénico al sur de la parte central de los Cárpatos en Rumania (Grünenfelder et al., 1983) y en numerosos núcleos hercínicos de los Alpes (Von Quadt, 1992), (Fig. I.3.).

En la Zona de Ossa-Morena y en la Zona Norarmoricana la presencia de un Cámbrico basal datado paleontológicamente discordante sobre rocas con al menos una fase de deformación previa y un importante metamorfismo permiten constatar la existencia de procesos tectonometamórficos precámbricos (Eguíluz, 1988; Dallmeyer y Martínez-García, 1990; Quesada y Dallmeyer, 1994, Ordóñez-Casado, 1999).

La evolución de este orógeno es coetánea, en líneas generales, al de Avalon, existiendo restos de este proceso orogénico en Terra Nova y en las provincias marítimas de Canadá y Nueva Inglaterra (USA) y en las regiones de Gales y SE de Irlanda (Gibbons, 1990; Gibbons y Horák, 1990; Todd et al., 1991; Whalen et al., 1994; Murphy et al., 1995, 1997 y 1999; Horák et al., 1996;



C.I.- El Orgógeno Cadomiense

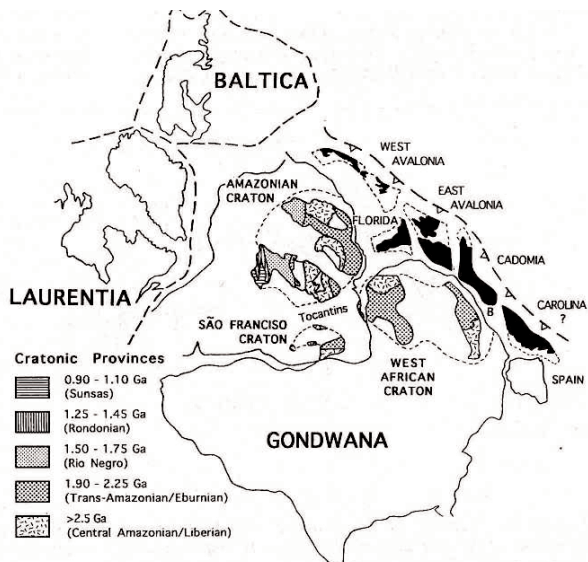


Fig. I.3.- Propuesta de distribución de los diferentes terranes del Orógeno Cadomiense-Avaloniense durante el proterozoico terminal (Murphy et al., 1995).

Dostal., 1996), (Fig. I.5.). Sin embargo, no hay evidencias de la existencia de interacciones entre estas dos masas continentales durante el Paleozoico inferior y sus relaciones no están bien establecidas en el Paleozoico superior, cuando quedan enfrentadas por la amalgamación del supercontinente de Pangea.

En general, se admite que el Orógeno Cadomiense representa un margen convergente (Auvray et al., 1980; Graviou et al., 1988; D'Lemos et al., 1990; Graviou, 1992; Hebert, 1993), ubicado en el borde noroccidental de Gondwana, en el que tiene lugar una evolución tectónica y magmática continua relacionada con un proceso de subducción. Sin embargo, los análisis detallados de los sectores donde existen evidencias de la orogenia cadomiense llevan a plantear un cuadro más complicado con la formación de diversos arcos volcánicos y arcos de islas ligados a diferentes procesos de subducción.

El área tipo en la que se define la orogenia Cadomiense se ubica en el Macizo Armoricano, donde se han propuesto procesos evolutivos ligeramente diferentes en Bretaña y Normandía. En Bretaña, sobre fragmentos de un zócalo Icartiense de ca. 2.000 M.a. (Calvez y Vidal, 1978; Auvray et al., 1980; Vidal et al., 1981; Graviou et al., 1988). Tradicionalmente se han individualizado tres dominios orogénicos según la nomenclatura usada por los autores franceses (Chantraine et al., 1988; Rabu et al., 1990, Hebert, 1993; Chantraine y Chauvel., 1999) equivalentes con la subdivisión en terranes propuesta por los autores británicos (Strachan y Roach, 1990; Strachan et al., 1990; Brown et al., 1990; Dallmeyer et al., 1991). El esquema propuesto para el Orógeno Cadomiense del macizo Armoricano es, a grandes rasgos extrapolable con el resto de los macizo cadomienses de Europa, y con algunas reservas, a Avalonia.

El dominio orogénico situado al NW está constituido por un Brioveriense volcánogénico organizado según un dispositivo de arco volcánico (con formaciones volcánicas y vulcanosedimentarias ácidas y básicas junto a formaciones terrígenas), y una cuenca tras-arco asociada al plutonismo de Trégor e implantada sobre un borde continental fragmentado. La cuenca tras-arco incluye, por encima del complejo volcánico básico de Yffiniac, la formación detrítica de Cesson, el complejo volcánico básico de Lanvollon y otra formación terrígena, la de Binic. Al sur de este dominio y separado por un accidente mayor se define un dominio continental (intraplaca y terrígeno). En él se distingue una sucesión Brioveriense con cuarcitas negras depositada sobre un margen continental (probablemente contemporánea del Brioveriense volcánogénico) caracterizada por presentar un metamorfismo progresivo, que en las zonas de mayor grado llega a formar domos migmáticos como el de St. Malo (Balé y Brun, 1983; Brun, 1977; Brun y Martin, 1978; Brun y Balé, 1990) datados en 540 M. a. (Peucat, 1986). El dominio meridional corresponde a un continente estable en el que se depositan materiales terrígenos

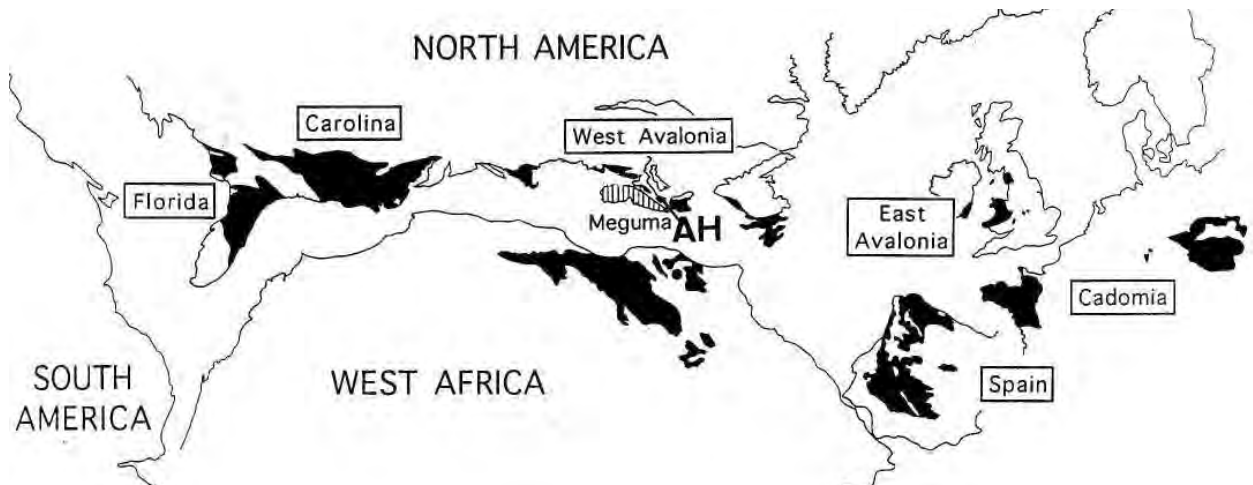


Fig. I.4.- Distribución de los diferentes terranes del Orógeno Cadomiense-Avaloniano antes de la apertura mesozoica del océano Atlántico (Murphy et al., 1995).

Brioverienses con cuarcitas negras retrabajadas (dominio Manceliano), definiendo una sedimentación de carácter molásico. La estructura originada por la obducción de la cuenca tras arco sobre el margen continental revela la interacción entre cabalgamientos imbricados en dirección S-SW y zonas de desgarre dúctil izquierdas de dirección N50°E, lo que justifica el modelo cartográfico arqueado de esta región (Balé y Brun, 1989).

El modelo propuesto para la región de Normandía es bastante similar (Dissler et al., 1988; Dupret et al., 1990), pero en este caso la subducción da lugar a una cuenca intra-arco y a un segundo arco volcánico que la separa de la cuenca tras-arco. Durante la Orogenia Cadomiense se produce la subducción de la cuenca tras-arco de forma paralela a la subducción principal, dando lugar a los granitoides del Batolito de Mancelia, para los que se supone una edad de 540 M.a., que intruyen en las rocas del Brioveriense superior y para los que, recientemente, se ha propuesto un origen común con los domos migmatíticos de Bretaña (Brown et al., 1990; Brown, 1994).

Esta interpretación, propuesta mayoritariamente por los geólogos franceses, está basada en la existencia de un fuerte engrosamiento cortical consecuencia del proceso convergente (Balé y Brun, 1983; Cabanis et al., 1987; Graviou et al., 1988; Chantraine et al., 1988; Rabu et al., 1990; Graviou, 1992). La hipótesis ha sido rebatida por geólogos británicos para quienes la estructuración principal del Orógeno Cadomiense se produce a favor de una banda transpresiva izquierda relacionada con la deformación del bloque cabalgante en una zona de subducción oblicua, localizada hacia el norte, a lo largo de la cual han existido importantes movimientos laterales (Treloar y Strachan, 1990; Strachan y Roach, 1990). De cualquier forma, las diferencias no son muy importantes, puesto que en la interpretación de los geólogos galos también se conjugan los accidentes en dirección y los cabalgamientos (Brun y Balé, 1990).

En resumen, la orogenia Cadomiense responde a un modelo de tipo andino basado en la subducción del océano Céltico (Cogné, 1990; Rabu et al, 1990) u océano de la Mancha (Dupret et al., 1990) hacia el sur, bajo una corteza continental Icartiense durante el Proterozoico superior. Los procesos magmáticos asociados a esta subducción tienen lugar entre 700 y 425 M.a. (D'Lemos et al., 1990). La deformación parece tener dos fases mayores que tienen lugar entre los 580 y los 540 M.a. (Brun y Balé, 1990). Tras la cratonización se inician los procesos distensivos que originan la discordancia de los materiales del Paleozoico sobre los del Proterozoico superior y anuncian la apertura de la cuenca paleozoica.

Evoluciones similares se encuentran en el resto de macizos cadomienses, si bien se pueden constatar diferencias en las edades y tipologías de los principales eventos, que están recogidas en diferentes trabajos de revisión de los restos de macizos entre los que pueden mencionarse D'Lemos et al (1990) y Nance et al., (1991). De forma muy simplificada puede darse como ejemplo la

evolución propuesta por Nance et al., (1991) en la que proponen una historia común para todo el orógeno en la que se reconoce:

Estadio de arco magmático relacionado con un proceso de subducción entre 675-540 M.a., acompañado por la formación de cuencas de arco volcánico condicionadas por la extensión en la corteza situada por encima de la zona de subducción. Dan lugar a diferentes tipos de secuencias y ocasionalmente originan la formación de cortezas oceánicas. El cierre de estas cuencas condiciona las principales fases de deformación en los diferentes sectores, cuyas relaciones no están suficientemente esclarecidas, aunque en la mayor parte se reconocen dos episodios principales de deformación.

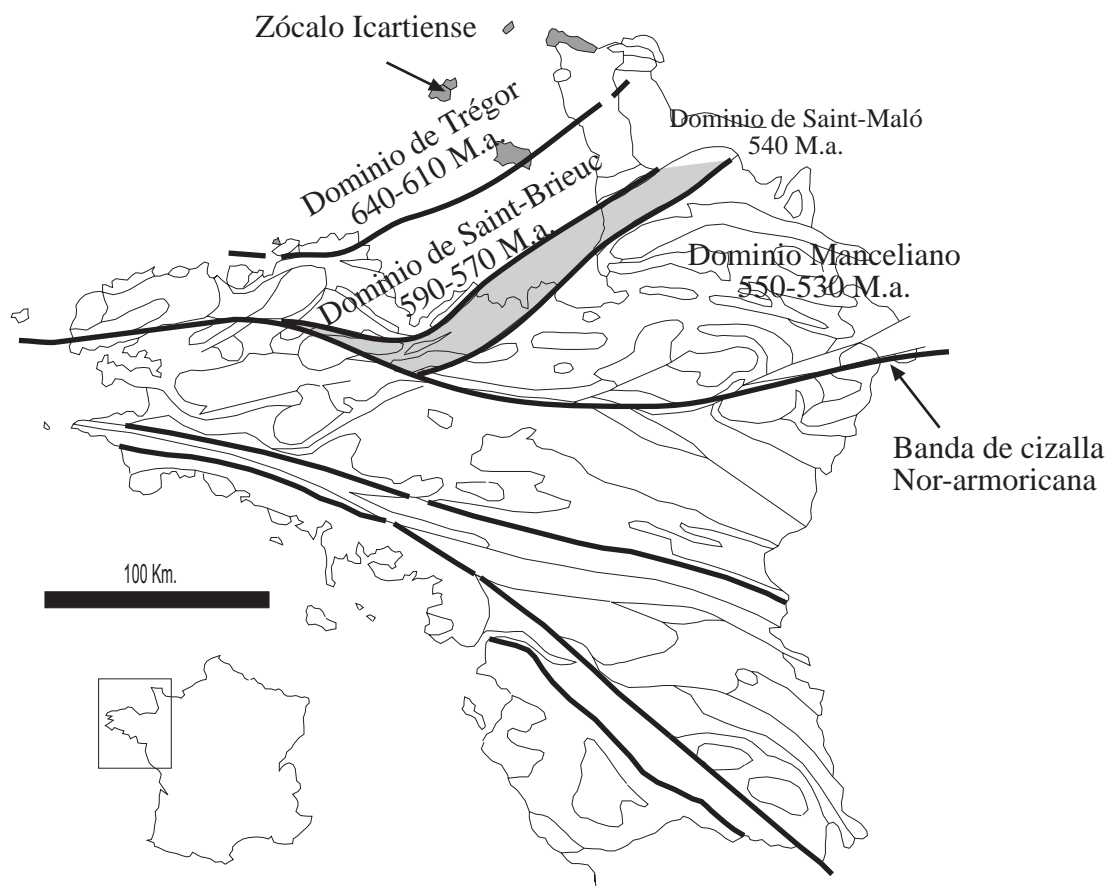
Estadio de transición a plataforma (margen pasivo) marcado en muchas de las áreas por la presencia de sedimentos de plataforma somera y rocas volcánicas de rift continental durante el paleozoico inferior. La transición de arco a plataforma tendría lugar entre 560 y 540 M.a. y estaría acompañada por movimientos de salto en dirección izquierdo. Este episodio mayor en la actividad tectónica que implica el fin de la subducción estaría marcado por vulcanismo y las discordancias asociadas a la transgresión marina. Esto, junto a la conservación generalizada del arco volcánico y la ausencia de engrosamiento cortical y el correspondiente depósito de molasas de antepaís, indica que el fin de la subducción avoloniense-cadomiense no fue debida a una colisión continental.

En general se admite la existencia de dos sectores principales: Avalonia, que incluye los segmentos norteamericanos más los afloramientos de Irlanda y Gales; y Armórica que incluye los principales sectores europeos (Iberia, Bretaña, Bohemia y áreas relacionadas).

### III.B. El Macizo Armoricano.

Aunque previamente se ha presentado de forma resumida la subdivisión tradicional del Macizo Armoricano, trabajos recientes (Hebert, 1993; Chantraine y Chauvel, 1999) puntualizan algunas de las asignaciones de algunas de las secuencias y modifican la interpretación de la dirección de la subducción.

El Dominio Orogénico comprende dos unidades: El Dominio de Trégor, al norte, y la Unidad de Saint-Brieuc, al sur. El Dominio de Trégor, situado al norte de la falla de Trégorrois, está formado por rocas volcánicas intermedias y ácidas (espilitas de Paimpol y Tuffs de Tréquier) dentro de las cuales intruye el de Batolito diorítico de Trégor y rocas análogas (608±12 M.a., Guerrot y Peucat, 1990; Dallmeyer et al., 1991; Tucker y Pharaoh, 1991). Este conjunto de rocas representa un complejo volcanosedimentario de carácter calcoalcalino asociado a una zona de subducción (Hebert, 1993). Aparecen emplazadas sobre un zócalo antiguo formado por ortogneises Icartienses de 2000 M.a. que representan restos de un hipotético continente (Gondwana). Estos



**Fig. I.5.- Mapa geológico simplificado del Orógeno Cadomiense del Macizo Armoricano (Francia) según el esquema propuesto por los investigadores franceses (basado en Hebert, 1993).**

ortogneises aparecen principalmente en las Islas del Canal de la Mancha (Guernsey, Sark, Alderney, Jersey y en Cape de la Hague), (Fig. I.5. y I.6.).

Hacia el sur aparece la Unidad de Saint-Brieuc (Fig.I.7.), la cual presenta deformación y metamorfismo que se incrementan hacia el sur, hasta llegar al grado alto (Hebert, 1993) y datado en 570 M.a. (Dallmeyer et al., 1991). De igual forma tiene lugar un importante magmatismo básico (Fm. de Binic, Lanvollon, Fm. de Micaesquistos de Légué, Yffiniac), (Fig. I.8.). Se trata de un vulcanismo toleítico de arco insular datado a  $588 \pm 11$  M.a. Estos complejos intercalan masas conglomeráticas con cantos gneisificados datados en torno a 650-660 M.a. (Guerrot y Peucat, 1990) Estas rocas se interpretan como asociadas a un proceso de formación de cuencas sedimentarias brioverienses. Las abundantes intrusiones básicas presentes en este sector, de naturaleza diorítica, han sido agrupadas en dos grupos, sincinemáticas y post-cinemáticas (Saint-Quay Portrieux, Cœtmieux-Fort la Latte, Squiffiec, Saint Brieuc,...); todas ellas presentan la particularidad de que las edades del protolito y las del metamorfismo cadomiense que las afecta son muy próximos temporalmente, con edades de 580-590 M.a. (Guerrot y Peucat, 1990).

La Unidad de Saint-Brieuc ha sido reagrupada en una

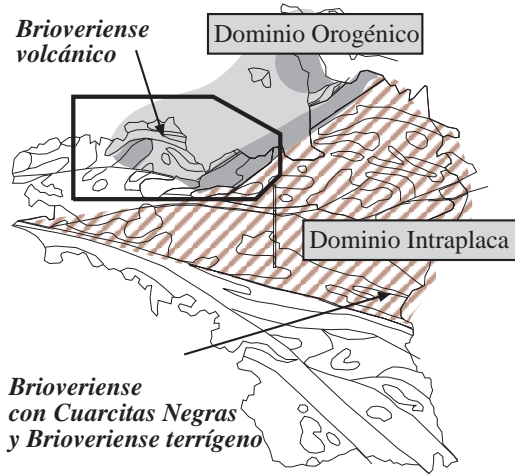
sucesión volcanosedimentaria (F. Paimpol y F. Le Roche Derrien) de tipo arco, una serie volcánica bimodal tipo rift (F. Lanvollon y F. Binic), intruidas por gabros y dioritas, y restos de un complejo ortogneísico antiguo. Además se ha diferenciado la Unidad de Guigamp en la que se incluye las migmatitas de Guigamp, diferenciadas de las de St. Malo.

Estas rocas del Dominio Orogénico de Bretaña están recubiertas en discordancia por rocas del paleozoico inferior (Cámbrico basal: Capas rojas) que permiten constatar la presencia de procesos tectonometamórficos de edad pre-Cámbrico (Orogenia Cadomiense).

El Dominio Continental se caracteriza por asociaciones terrígenas de base desconocida. Dentro de él tienen lugar procesos de anatexia cortical (Migmatitas de Saint Malo;  $541 \pm 5$  M.a.; Brun y Balé, 1990) con formación de importantes domos migmáticos e intrusión de granitos peraluminosos (Batolito Manceliano, 540 M.a., Strachan et al., 1990) en rocas de Brioveriense con cuarcitas negras.

Al sur de la Banda de Cizalla Norarmoricana no existe plutonismo cadomiense y las series sedimentarias, atribuidas al brioveriense, presentan similitudes con rocas de la zona orogénica. Estas rocas presentan edades desde el Proterozoico terminal hasta el Cámbrico Basal.





**Fig. I.6.- Esquema geodinámico del Orógeno Cadomiense de Bretaña, con los dos grandes dominios geodinámicos diferenciados. Basado en Chantraine et al., (1988) y Hebert (1993). El recuadro indica la situación de la figura I.7.**

Sobre estas unidades reposan rocas paleozoicas deformadas en la Orogenia Varisca.

La mayoría de trabajos desarrollados en el Macizo Armoricano interpretan la orogenia cadomiense de este sector como un proceso de colisión arco/continente. Sin embargo todavía no está clara la vergencia de la subducción ni el marco tectónico del proceso de acreción (compresivo o transpresivo).

La evolución cadomiense de Bretaña, más o menos aceptada, comienza hacia 800-750 M.a. en el margen de un hipotético continente Icartiense (Gondwana) como un arco-isla precoz. En este ambiente geodinámico tiene lugar la formación del complejo volcano-plutónico de Nord-Trégor. La subducción, propuesta hacia el norte actual, implica una lámina oceánica bajo un continente meridional no aflorante en la actualidad (aproximada-

mente hace 610 M.a.) que conlleva el desarrollo de un arco volcánico. Entre 600-590 M.a. tiene lugar el cierre gradual de un océano que conlleva la formación y apertura de una cuenca tras-arco marginal dentro del dominio orogénico con desarrollo de un importante magmatismo asociado al proceso de adelgazamiento cortical. El acortamiento litosférico conduce a la amalgamación de las unidades de Trégor tras el cierre de la cuenca marginal y al cabalgamiento del Dominio Marginal sobre el Dominio Continental (570 M.a.). El engrosamiento cortical resultante provoca, en el borde continental, procesos de fusión cortical y la intrusión del domo migmatítico de Guigamp. Este proceso va asociado con la exhumación tectónica de rocas básicas y ultrabásicas (escama de Yffiniac) de alto grado metamórfico.

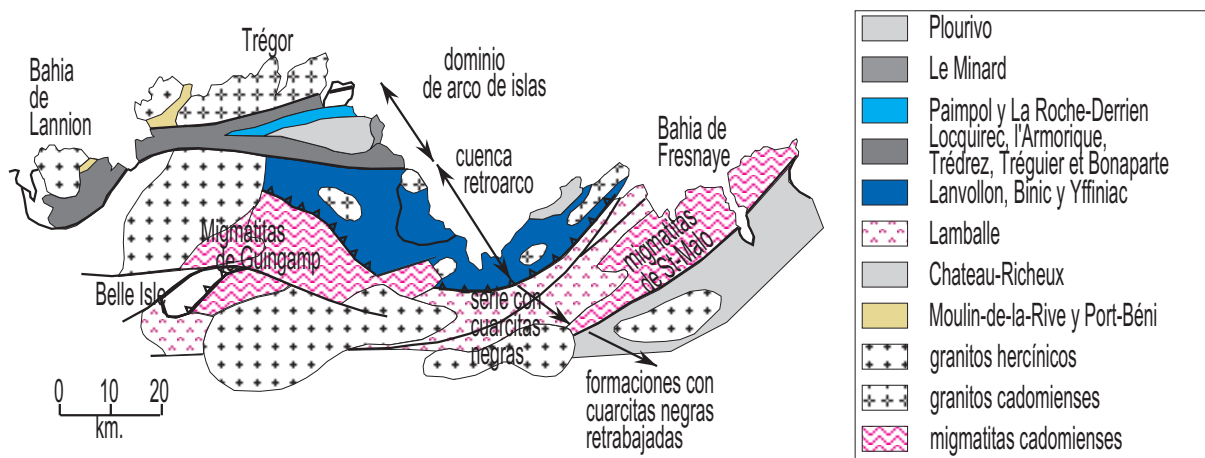
La deformación migra progresivamente hacia el sur (Fig. I.5.). Durante el Proterozoico terminal ( $\pm 540$  M.a.), y asociado a la migración de la deformación, tiene lugar la fusión de la corteza continental y la formación subsecuente del domo migmatítico de Saint-Malo y, en las zonas de ante-país (Dominio Continental indeformado), la intrusión de gran cantidad de granitos tardicadomienses (Batolito Manceliano).

En la interpretación más reciente, la subducción sería hacia el norte lo que explicaría el marcado carácter cortical del magmatismo de Trégor.

En cualquier caso, parece clara la relación del orógeno con una situación de convergencia litosférica, si bien los detalles de tiempo y espacio de los diferentes episodios distan de estar bien establecidos.

### III. C. El Macizo Ibérico.

La geología de Europa Occidental está íntimamente condicionada por la de la Cadena Hercínica, la cual se extiende a lo largo de más de 3000 Km desde la Península Ibérica hasta el Macizo de Bohemia, con una anchura máxima de unos 800 km. A grandes rasgos esta



**Fig. I.7.- Esquema geológico detallado de la costa bretona (Dominio Norarmoricano), con las principales unidades diferenciadas en el conjunto cadomiense.**

DOMINIO OROGÉNICO	Dominio de Trégor	Granitoides de Trégor Espilitas de Paimpol Tuff de Tréguier Fm. de La Roche Derrien <i>Falla de Trégorrois</i>
	Dominio de Saint-Brieuc	Plouézec-Plourivo y Bréhec Capas Rojas Cámbricas Complejo de Plouha Palus plage Dio. St. Quay Portrieux Fm. Binic Fm. Lanvallon Fort La Latte Yffiniac Belle Isle en Terre <i>Banda de cizalla de la Bahía de Fresnaye</i>
DOM. INTRAPLACA	Dominio de Saint-Maló	Migmatitas de Saint-Maló Fm. Lamballe <i>Banda de cizalla de Cancale</i>
	Dominio Manceliano	Granitos mancelianos Gabros d'Ernée de Brée y de Louzes

**Fig. I.8.- Tabla simplificada con las principales unidades y dominios de la nomenclatura de los autores franceses del macizo cadomiense Armoricano (basado en Chantaine et al., 1988, Hebert, 1993 y Chantaine y Chauvel, 1999).**

cadena presenta un carácter lineal, con doble vergencia, y una gran virgación en su extremo Oeste, el arco Ibero-Armoricano (Bard et al., 1980; Burg et al., 1981, 1987; Matte, 1986; Franke, 1989; Matte et al., 1990; Pin, 1990; Matte, 1991; Dias y Ribeiro, 1994; Ribeiro et al., 1995). En la actualidad estos macizos aparecen aislados unos de otros y recubiertos por una cobertera meso-cenozoica. Sin embargo unos de los objetivos prioritarios en este orógeno es la reconstrucción y correlación de todos estos macizos. Las subdivisiones de estos macizos son equiparables entre sí y hay una serie de intentos de correlación entre todos ellos.

El Macizo Ibérico es el de mayor extensión y está constituido por terrenos pre-mesozoicos que afloran de modo continuo en la zona occidental de la Península Ibérica. Otros restos de macizos paleozoicos aparecen en la parte occidental de la Península más o menos afectados por la Orogénesis Alpina, pero su correlación con el resto es en algunos casos problemática (Pirineos, La Demanda, Macizos de Cinco Villas y Alduides, Cordillera Ibérica con sus dos ramas, la Aragonesa y la Castellana, Cordillera Costero Catalana, Béticas,...).

### III.C.a. División en zonas del Macizo Ibérico.

Al igual que otros segmentos europeos (Fig. I.9) el Macizo Hercínico Ibérico ha sido subdividido en función de sus características estratigráficas, tectónicas y petrológicas en varias zonas (Lotze, 1945; Matte, 1968; Bard et al., 1971; Julivert et al., 1974; Quesada, 1991). La primera subdivisión (Lotze, 1945), posteriormente modificada por Julivert et al. (1972), es la más aceptada y en ella se distinguen cinco zonas: Cantábrica, Astur-Occidental-Leonesa, Centro-Ibérica (agrupa a la Galaico-castellana y Luso-oriental alcúdica de Lotze), Ossa-Morena y Sur-Portuguesa (Fig. I.10). Aunque los criterios usados para ubicar la posición de los límites entre las distintas zonas no han sido homogéneos, siempre se han hecho coincidir con estructuras cartográficas de escala mayor que separan dominios tectónicos y paleogeográficos diferentes.

La posibilidad de utilizar a la vez criterios de índole tan diversa para caracterizar las distintas zonas se debe a que tanto las sucesiones estratigráficas como las facies, el metamorfismo o el magmatismo sufren a menudo rápidas variaciones en sentido transversal a las estructuras, mientras que se mantienen relativamente constantes durante grandes distancias en sentido longitudinal.

Con posterioridad se ha definido una nueva zona conocida como Galicia-Tras-Os-Montes (Farias et al., 1987), la cual está formada por los complejos alóctonos que se emplazan durante el Devónico Medio-Superior sobre la zona Centroibérica (Macizos de Bragança, Moráis, Órdenes, Cabo Ortegal y la unidad de Malpica-Tuy), si bien parece haber sido desechada. Las características del Macizo Ibérico en conjunto se han abordado en distintos trabajos, entre los que pueden mencionarse Bard et al., 1971; Julivert et al., 1974; Julivert, 1983, 1987, etc.

#### III.C.a.i. Zona Cantábrica.

La Zona Cantábrica es la que ocupa el núcleo del arco Ibero-Armoricano, su límite occidental lo constituye el antiformal del Narcea, en cuyo núcleo afloran rocas precámbricas; por el oriente y sur está cubierta por depósitos mesozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica y por el norte queda limitada por el mar. Se caracteriza por tener una serie paleozoica pre-carbonífera con facies de plataforma y con varias lagunas estratigráficas. El Carbonífero es muy potente y forma un conjunto sin- y post-orogénico. En esta zona la deformación interna es poco importante y no hay metamorfismo ni plutonismo importante. Una característica general de la zona es el despegue de la serie paleozoica, de modo que las estructuras no involucran al Precámbrico. La tectónica es de tipo thin skinned caracterizada por cabalgamientos con desplazamiento al este y estructuras de pliegues asociadas (Gutiérrez-Alonso y Gross, 1999). Las rocas precámbricas de esta Zona son los esquistos de Narcea



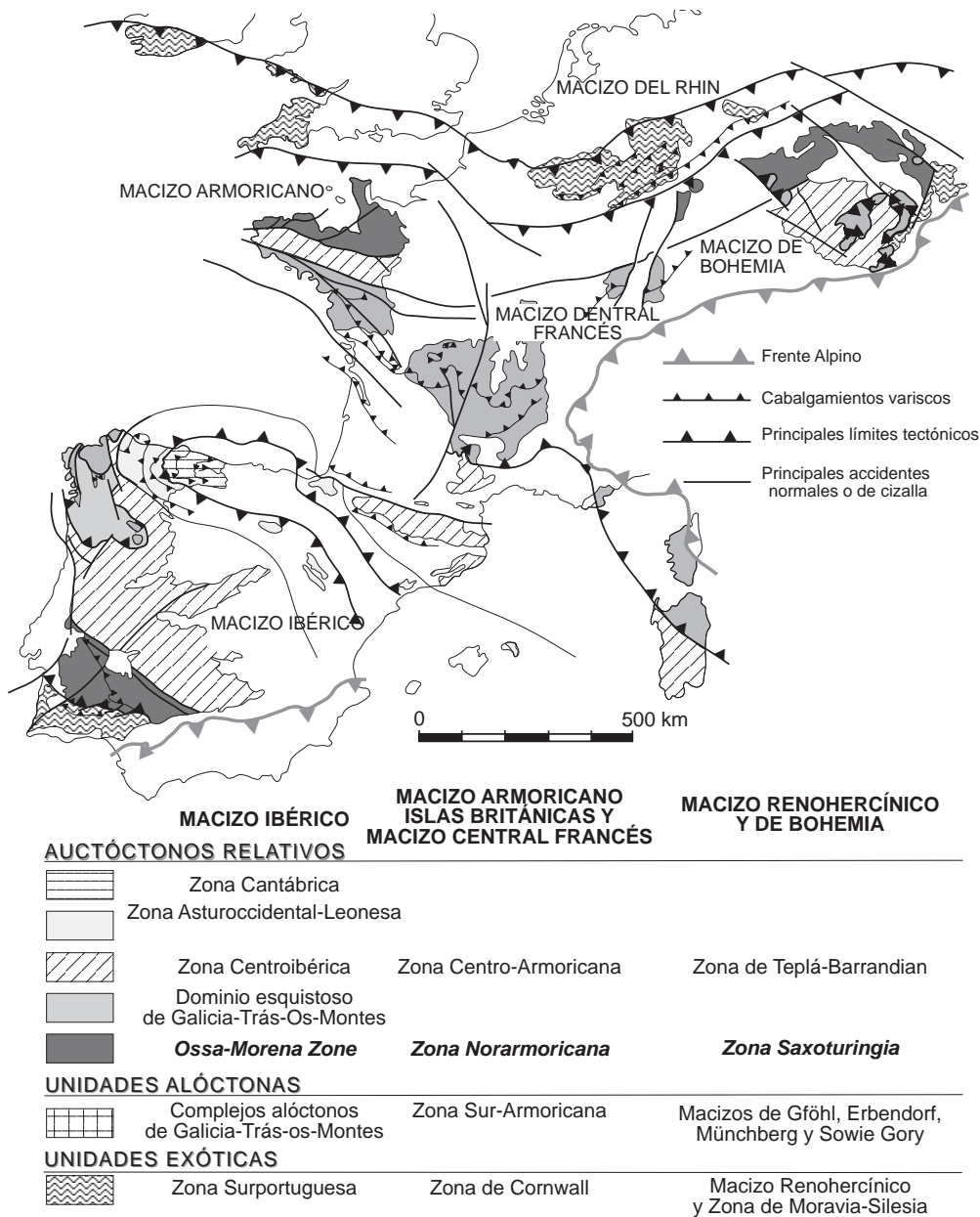


Fig. I.9.- Mapa geológico simplificado de los principales afloramientos de rocas pre-mesozoicas de la Cadena varisca de Europa Occidental.

(Lotze, 1956), que afloran en la Antiforma de Narcea, una serie turbidítica con más de 1000 m. de potencia (Pérez-Estaun, 1973) y porfiríoides asociados. Datos paleontológicos aportan una edad Vendiciense Terminal. Estas rocas están separadas por una discordancia de las rocas del Paleozoico Inferior. (Fm. Cándana, Cámbrico Inferior). Todo ello junto con la presencia de plutones de ca. 580 M.a. (Fernández Suárez et al, 1998) y de intercalaciones volcánicas cambro-ordovícicas, indican la existencia de actividad cadomiense y prevarisca.

### III.C.a.ii. Zona Astur-Occidental-Leonesa.

Se caracteriza por poseer una serie Cambro-Silúrica muy potente y en gran parte de naturaleza clástica. Está limitada al oeste por la Antiforma del Olló de Sapo y al este por la Antiforma del Narcea. La Antiforma del Olló de Sapo aparece limitada por dos grandes accidentes longitudinales denominados Falla de Vivero (al este) y Falla de Valdoviño (al oeste). Constituye la zona de transición entre las zonas internas de la Cadena Hercínica y las zonas externas. La estructura es esencialmente de pliegues, incluyendo grandes pliegues acostados los cuales dibujan en cartografía grandes estructuras curvadas que definen el arco Ibero-Armoricano. Esta zona continúa bajo los terrenos mesozoicos y cenozoicos de la Cuenca

C.I.- El Macizo Ibérico

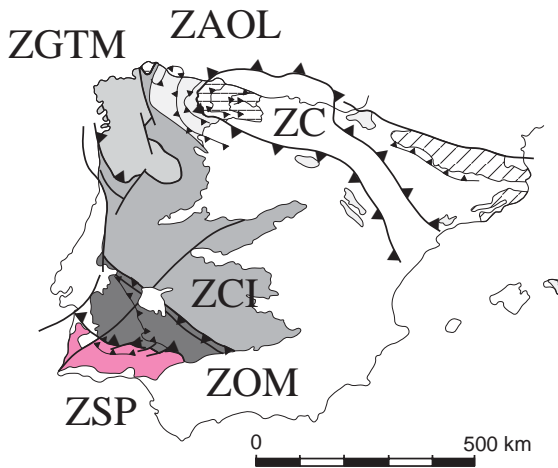


Fig. I.10.- División en zonas del Macizo Ibérico (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974). Se incluye el subdominio de Galicia-Tras-Os-Montes.

del Duero y Cordillera Ibérica hasta el Macizo de la Demanda y los paleozoicos de la Cordillera Ibérica (Aragón y Soria). La deformación, acompañada de metamorfismo y de desarrollo generalizado de esquistosidad, se caracteriza por una primera fase de pliegues tumbados, una segunda de cizallas y una última de pliegues abiertos verticales o ligeramente inclinados (Martínez Catalán et al. 1990). Todas las estructuras son vergentes hacia el este. El metamorfismo es de grado bajo el la

zona oriental, pero alcanza la zona de las anfibolitas en la oriental donde aparece además numerosos intrusivos. Un conjunto precámbrico esquistoso se encuentra formando el núcleo de las grandes estructuras anticlinales (pliegue tumbado de Mondoñedo y antiformes del Olla de Sapo y Narcea). Las series precámbricas se agrupan en varios conjuntos litológicos: Pizarras de Narcea (Lotze, 1956), que aflora en la antiforma del mismo nombre, y la Serie de Villalba que aflora en el Dominio del Manto de Mondoñedo. La parte superior de esta serie son esquistos de grano fino con intercalaciones de areniscas de grano fino mientras que la parte inferior es más arenosa e intercala niveles de rocas porfídicas. Las pizarras del Narcea son rocas de grano fino con caracteres de fisch que intercalan algunos cuerpos ígneos básicos e intermedios con afinidades calcoalcalinas y de edad precámbrica (granitoide de Pola de Allande, Fernández-Suarez et al. 2000). Estas series están separadas de las rocas del Cámbrico Inferior por una clara discordancia (Vidal et al. 1994, Russo y Bechstadt, 1994).

III.C.a.iii. Zona Centroibérica.

La Zona Centroibérica es la más extensa del Macizo Ibérico, siendo muy heterogénea y compleja. Incluye áreas con metamorfismo de grado alto y migmatización, con abundantes granitoides y áreas sin metamorfismo o con un metamorfismo de grado muy bajo. Una de sus

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS		Anticlinal de Valdelacasa	Anticlinal de Ibor	Anticlinal de Villarta-Navalpino
GRUPO VALDELACASA	Fm. Calizas de los Navalucillos	Calizas de los Navalucillos		Areniscas del Azorejo Limolitas del Pusa Brecha de Navalpino
	Fm. areniscas del Azorejo	Areniscas del Azorejo		
	Fm. Limolitas del Pusa	Limolitas del Pusa		
	Nivel de Fuentes	Nivel de Fuentes		
GRUPO IBOR	Fm. Detrítico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Peraleda	Unidad detrítico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. Limolitas del Castañar		Unidad de Surco	
GRUPO DOMO EXTREMEÑO	Fm. Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Areniscas de San Marcos
	Fm. Pizarras y Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

DOMO DE LAS HURDES	ÁREA DE SALAMANCA-TAMAMES	DOMO EXTREMEÑO, LA SERENA, VALLE DE LA ALCUDIA	ANTICLINAL DE ABENOJAR-TIRTEAFUERA
	Calizas de Tamames		Serie Pélitica Superior
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio	Grupo de Ibor	Serie Detrítico-Carbonatada
Serie Intermedia			
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño

Fig. I.11.- Tabla con las principales unidades de edad Precámbrico-Cámbrico de la mitad suroriental de la ZCI (Álvarez-Nava et al., 1988).

Dpto. Estratigrafía Univ. Complutense Madrid Pieren y García Hidalgo, 1999	Álvarez-Nava et al., 1988 <b>Proyecto Hespérica</b>	Palacios, 1989	Palacios y Vidal, 1996
Fm. Azorejo	GRUPO VALDELACASA	Grupo Río Huso	Pizarras del Pusa
Pusiense (Fm. Pusa)			Fm. Cjara Fm. Estenilla
Megabrecha del Membrillar		Megabrecha del Membrillar	
Alc. Superior Fm. Pizarrosa Superior Fm. Conglomerados de San Lorenzo Fm. Pizarrosa Inferior Fm. Hinojosa Fm. Tamujar <i>facies de Plataforma</i>	GRUPO IBOR	Grupo Ibor	Grupo Ibor
Alcudiense Inferior <i>facies de Turbiditas</i>	GRUPO DOMO EXTREMEÑO	Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño

**Fig. I.12.- Ensayo de correlación de las diferentes propuestas de división de las unidades del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI española.**

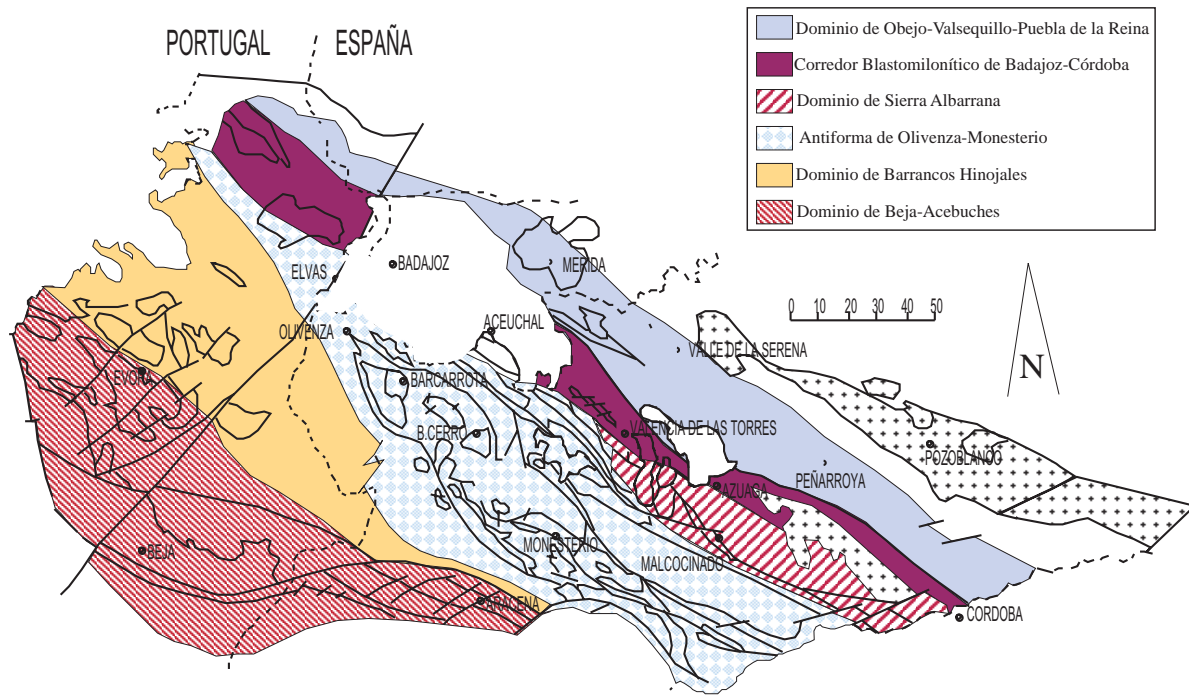
características definitorias es la presencia de una clara discordancia en la base de la Cuarcita Armoricana (Arenig), sobre un zócalo antiguo formado por rocas de edad dudosa Vendienne-Cámbrico Inferior-Medio. En Galicia y norte de Portugal aparecen complejos catazonales formados en buena parte por rocas ultramáficas y metabasitas que son: Cabo Ortegal, Órdenes, Bragança y Morais, además de la banda de Malpica-Tuy, y otras unidades asimilables como la unidad de Santiago, lo que confiere una marcada individualidad a dicha área (Ribeiro et al., 1990; Gil Ibarra y Arenas, 1990; Marques et al., 1992; Díaz García, 1993; Martínez Catalán et al., 1996, 1997; Ordóñez-Casado, 1999; Abatí, 2000; Mendía, 2000, Azcárraga, 2000). Los complejos se caracterizan por la presencia frecuente de rocas con metamorfismo de alta presión y, ocasionalmente, de rocas alcalinas (Arenas et al., 1986). Se han realizado otras subdivisiones que han tenido menor acogida en la literatura geológica como la división en las zonas de pliegues vergentes y la de pliegues verticales, Díez Balda et al. (1990).

Los materiales preordovícicos de la Zona Centroibérica (San José et al., 1990) corresponden al Complejo Esquisto Grauváquico (CXG) (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1954, 1955), también denominado Grupo das Beiras (Sequeira y De Sousa, 1991; Medina y Rodríguez Alonso, 1991; Correia, 1994) cuya litoestratigrafía es compleja y ha sido subdividida en numerosas unidades y formaciones. Si bien todavía son vigentes términos como Pusiense (San José, 1983, 1984) y Alcudiense (Herranz et al., 1977; Vilas et al., 1981; San José 1983, ...), que se refieren respectivamente a la parte superior e inferior del CXG, en la actualidad se ha optado por la subdivisión en tres grandes grupos: Grupo Domo Extremeño, Grupo Ibor y Grupo Valdelacasa (Álvarez-Nava et al., 1988, ver fig. I.11) si bien existe una fuerte discrepancia sobre la terminología de estas

unidades (ver clasificaciones de Álvarez-Nava et al., 1988; Palacios, 1989; Palacios y Vidal, 1996 y Pieren y García Hidalgo, 1999, Fig. I. 12). Estratigráficamente estas rocas abarcan desde el vendienne hasta el Cámbrico Medio. En estos materiales se ha puesto de relieve la existencia de procesos deformacionales precámbricos de poca intensidad que no responden a las directrices variscas de la región (Pieren et al., 1987; López-Díaz, 1993; Palero, 1993; Correia, 1994).

### III.C.a.iv. Zona Surportuguesa.

Está formada exclusivamente por materiales devónicos y carboníferos, esencialmente de carácter sinorogénico. Se han diferenciado cuatro zonas de norte a sur que son el Dominio del Pulo de Lobo, la Faja Pirítica, el Dominio del Flysch del Bajo Alentejo y el Suroeste portugués. El primero se ha interpretado como un terreno exótico correspondiente a un prisma de acreción (Oliveira, 1990; Quesada 1999). En el segundo, que aflora en una banda de 20 a 40 Km de ancho desde la depresión del Guadalquivir a la cuenca Terciaria del Sado en Portugal, se diferencia un conjunto inferior de cuarcitas y pizarras (PQ) de edad Fameniese Superior, un tramo intermedio representado por un importante complejo volcánico-detritico al que se asocian importantes masas de sulfuros polimetálicos (Barriga, 1990; Leistel et al., 1998; Sánchez-España, 2000) y un tramo superior de tipo Culm. En la tercera zona sólo aparecen materiales flychoides sinorogénicos que se disponen en tres surcos que se hacen más distales y jóvenes hacia el sur. Finalmente se encuentra una zona con series condensadas cuya interpretación es problemática. Toda esta zona muestra una tectónica superficial de despegue con numerosos cabalgamientos (Silva et al., 1990; Quesada, 1996, 1998, 1999; Onézime et al., 1999) en los que destaca la importancia de las estructuras laterales. El metamorfismo es de grado muy bajo, aunque se incrementa ligeramente hacia el norte



**Fig. I.13.- Mapa esquemático mostrando la subdivisión en dominios de la ZOM. El DOVPR, el CBBC y el Dominio de Sierra Albarrana constituyen la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba, con una estructuración netamente diferente a la que muestran los dominios más meridionales de la ZOM.**

(Quesada, 1999; Sánchez-España, 2000). La mayoría de los autores relacionan la evolución de esta zona con un proceso de subducción del océano suribérico, representado por la Ofiolita de Acebuches, hacia el norte bajo la Zona de Ossa Morena (Díaz Azpiroz, 2000).

### III.D. LA ZONA DE OSSA-MORENA.

#### III.D.a. Introducción general.

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) se sitúa al sur de la ZCI y al norte de la ZSP y sus límites y su significado exacto han sido objeto de controversia, Julivert et al. (1974), Robardet (1976), Quesada (1991), etc.

Los límites occidental y oriental corresponden con recubrimientos mesozoicos (a occidente) y terciarios y cuaternarios de la cuenca del Guadalquivir (sector oriental), (Fig. I.13).

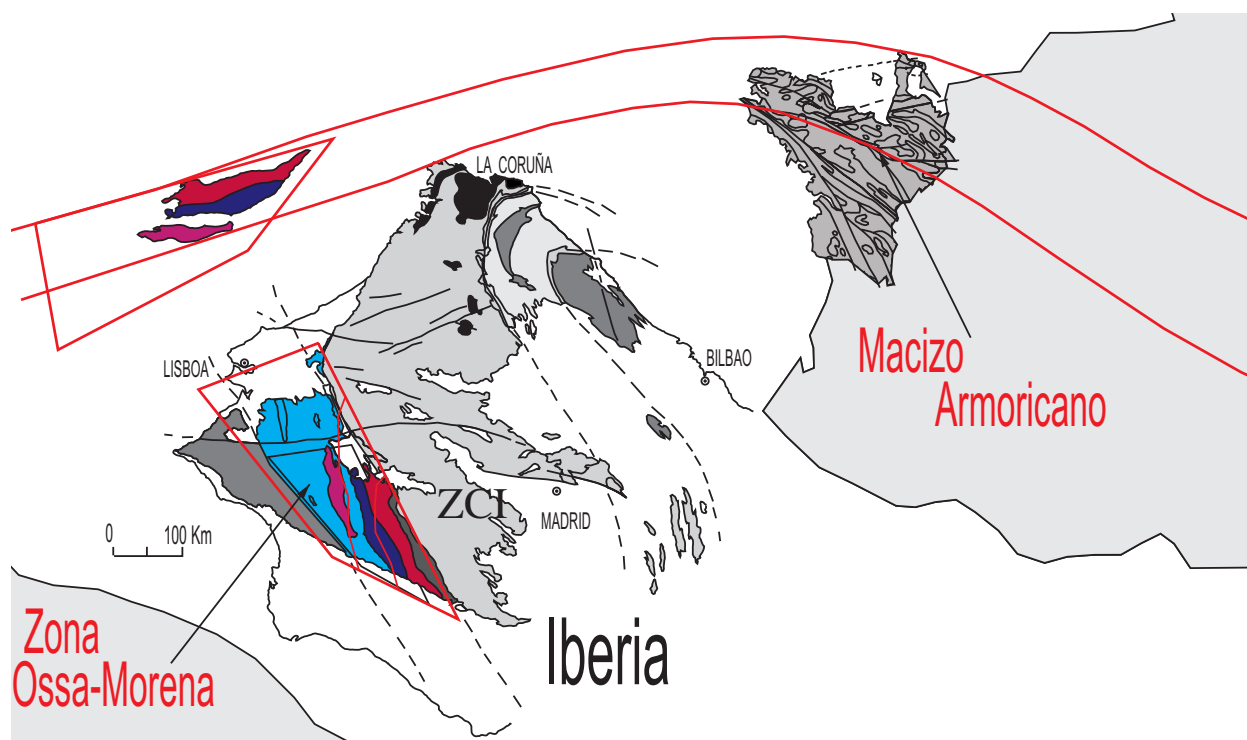
El límite sur de la ZOM está bien definido y en la actualidad se acepta que corresponde a la Ofiolita de Beja-Acebuches (Bard, 1969; Castro et al., 1987; Crespo-Blanc, 1987,1989, 1992; Crespo-Blanc y Orozco, 1991; Ábalos, et al. 1991), constituida por anfíbolitas de grado medio a alto de afinidad toleítica con secuencias oceánicas asociadas y con metasedimentos datados paleontológicamente como devónicos (Givetense-Fameniense). Estas rocas representan una compleja historia de subducción oblicua en régimen transpresivo entre la ZOM y la ZSP durante el Devónico al Estefaniense. El resultado final es el cabalgamiento de

la ZOM sobre la ZSP en un régimen frágil a dúctil de strike-slip izquierdo (Silva et al., 1994; Araújo y Ribeiro, 1995; Díaz Azpiroz, 2000).

El límite norte por el contrario ha sido objeto de una importante discusión y se ha ubicado en la mayor parte de los accidentes existentes entre el batolito de los Pedroches y la Falla de Azuaga. Por ello su caracterización ha sido uno de los objetivos de este trabajo, discutiéndose más adelante al hablar del DOVPR.

En cuanto a los rasgos geológicos definitorios, las discrepancias son importantes y, aunque se han hecho grandes avances en la geología de la Zona de Ossa-Morena existe una fuerte controversia sobre la existencia o no de una orogenia cadomiense análoga a la de Bretaña y otras regiones europeas. Pese a que en la actualidad buena parte de los investigadores admiten la existencia de un ciclo prehercínico Cadomiense (Eguíluz, 1988; Quesada, 1990; Apalategui et al., 1990; Ábalos, 1990; Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1997), otros lo niegan o al menos lo minimizan (Azor et al., 1992; Azor, 1994; Martínez Poyatos, 1997; Ordoñez-Casado, 1998) y en todos los casos existen diferencias en los modelos propuestos. Esta situación es en parte debida a la tectónica transcurrente que afecta a la ZOM, que yuxtapone sectores elongados, separados por accidentes longitudinales de carácter izquierdo, cuyas características estratigráficas y tectono-metamórficas son muy diferentes y de difícil correlación y que, a menudo, han sido interpretados como límites paleogeográficos. Estos sectores, que fueron considerados dominios diferentes han sido objeto de múltiples





**Fig. 1.14.- Propuesta de reconstrucción de la ZOM durante el Cámbrico, en donde tiene lugar el giro de la microplaca de la ZOM con respecto al Macizo Armoricano (adaptado de Eguíluz et al., 1999c). A partir del Arenig el DOVPR muestra una gran similitud litoestratigráfica con la ZCI, con la que aparece soldada. Las tres bandas diferenciadas en la ZOM, son (de norte a sur): DOVPR, CBBC y Antiforma de Olivenza-Monesterio.**

propuestas y de forma esquemática son los siguientes: Dominio de Beja-Acebuches, Barrancos-Hinojales, Antiforma de Olivenza-Monesterio, Dominio de Sierra Albarrana, CBBC y DOVPR.

De cualquier modo, en los últimos años se han publicado estudios que abordan diversos aspectos geológicos y diferentes sectores de esta Zona y que aportan luz al problema. Entre ellos deben señalarse, en primer lugar la realización de la cartografía geológica 1:50.000 (Magna) recientemente concluida, diversas Tesis Doctorales (Liñán, 1978; Herranz, 1985; Eguíluz, 1988; Ábalos, 1990; Azor, 1994; Martínez Poyatos, 1997; Apraiz, 1998; Ordóñez-Casado, 1998; Díaz Azpiroz, 2000), algunos trabajos de síntesis (Sánchez Carretero et al., 1989a; Quesada et al., 1990; Ábalos et al., 1991; Apalategui et al., 1990; Quesada, 1997) y la realización de distintos estudios radiométricos (Schäfer et al., 1989; Quesada y Dallmeyer 1990 y 1992; Schäfer, 1990; Bandrés et al., 2000b).

Las características más importantes de la sedimentación son:

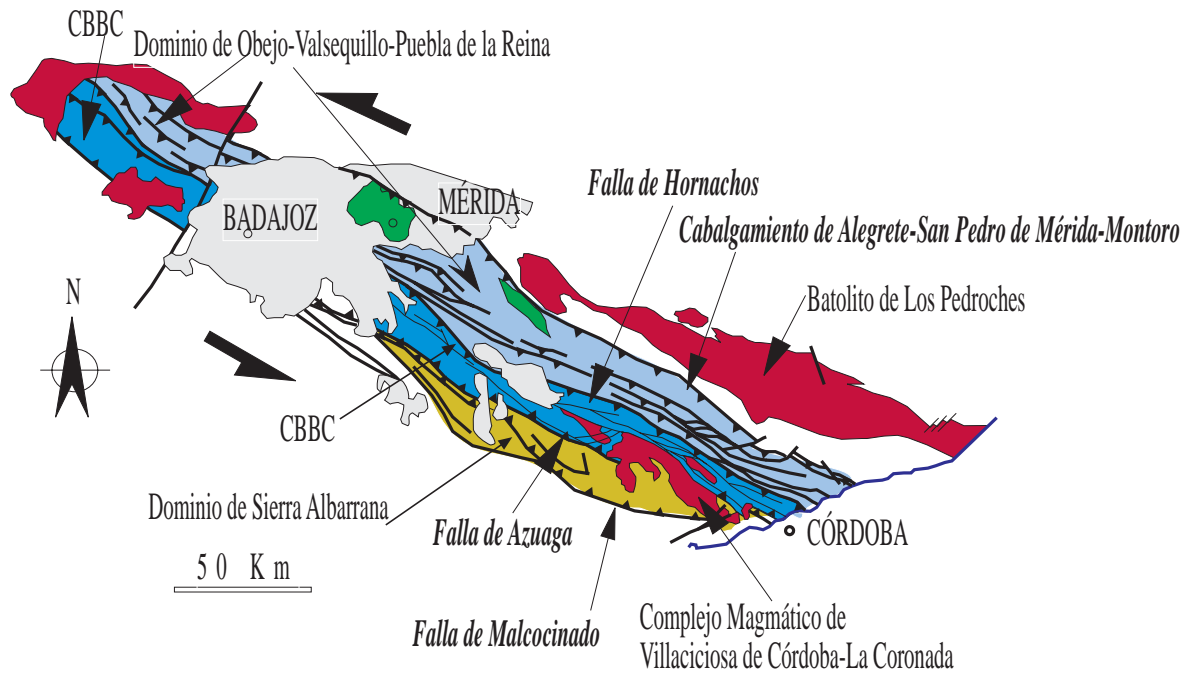
Presencia de potentes series precámbricas (Serie Negra, Carvalhosa, 1965) sin similitud con otras series precámbricas del resto del Macizo Ibérico, sobre el que se encuentra discordante un conjunto vulcanosedimentario calcoalcalino Finiproterozoico a Cámbrico inferior (Fm. Malcocinado). En los sectores septentrionales del DOVPR las series precámbricas son netamente diferentes a las reconocidas en el resto de la ZOM y muestran

una acusada componente volcánica.

Elevada potencia del Paleozoico inferior, especialmente del Cámbrico, en el que se reconocen cuatro secuencias principales. Una secuencia detrítica inferior, discordante sobre el Proterozoico, una secuencia carbonatada, una secuencia detrítica superior y un conjunto vulcanosedimentario bimodal de Rift (Gil Cid, 1991; Giese y Bühn, 1993; Eguíluz et al., 1997c).

Existencia de un Ordovícico pelítico en el SW y arenoso en el NE, un Silúrico ampelítico y una importante ruptura sedimentaria en el Devónico Medio-Superior que parece amortiguarse hacia el DOVPR (Robardet, 1976; Robardet et al., 1990; Pardo Alonso y García-Alcalde, 1996)

La gran diversificación del magmatismo es otra de las características más prominentes. Se reconocen episodios magmáticos de diferentes características desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, pero pueden esquematizarse en una serie de procesos magmáticos bien acotados temporalmente. 1) Un magmatismo precámbrico ligado a la formación de un arco volcánico (Bandrés y Eguíluz, 1999b; Bandrés et al., 1999b, 2000b y c). 2) Vulcanismo calcoalcalino Finiproterozoico a Cámbrico inferior ligado a un arco magmático ensiálico de tipo andino (Sánchez-Carretero et al., 1989a; Pin et al., 1999). 3) Un magmatismo bimodal alcalino asociado al rift del Cámbrico Superior-Ordovícico (Galindo et al., 1990 y 1991; Giese y Bühn, 1993; Sánchez-Carretero et al., 1999). 4) Magmatismo calcoalcalino de edad



**Fig. 1.15.- Esquema tectónico de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba.** Esta banda se caracteriza por su estructura en flor y por la tectónica transcurrente que muestran las principales unidades. Al norte se ubica el DOVPR, en el sector central aparece el CBBC y al SE el Dominio de Sierra Albarrana. En su conjunto está limitado por el Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro al NE y por la Falla de Malcocinado y de Azuaga al SW.

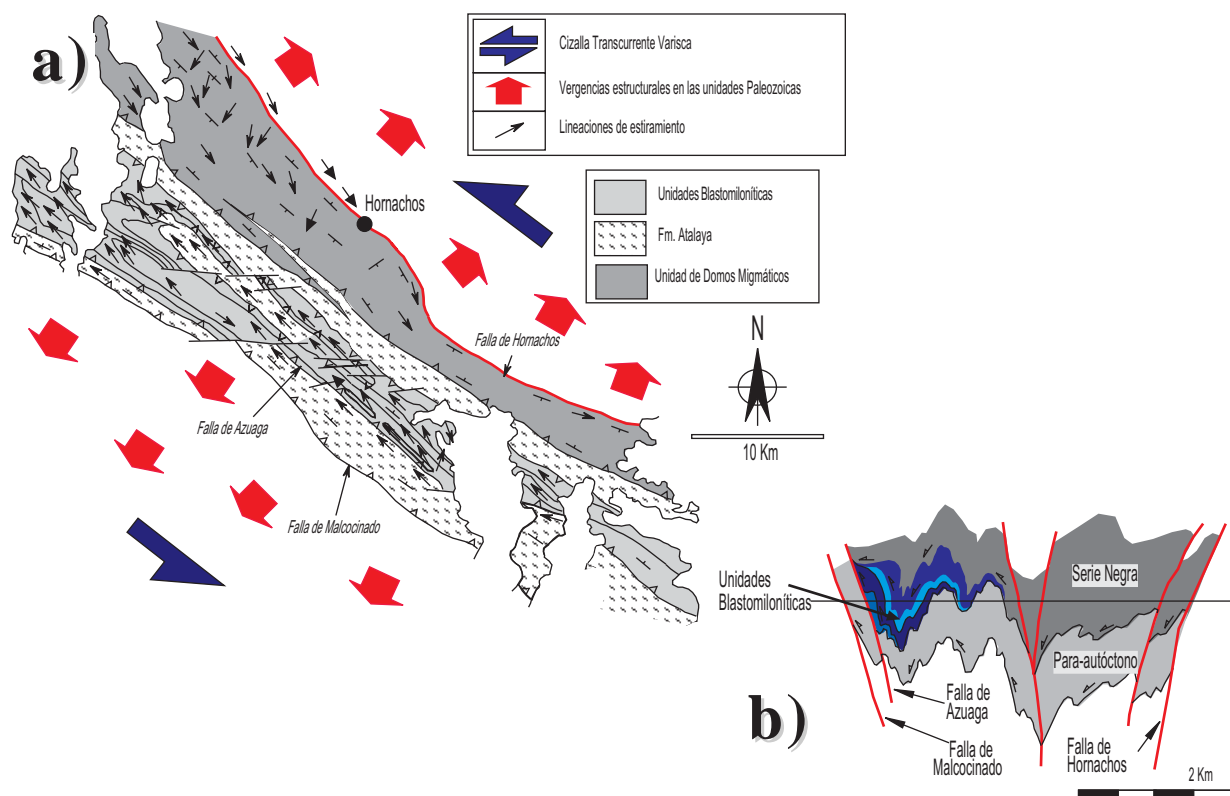
Devónico Superior a Carbonífero Inferior (Bard, 1969, 1970; Santos et al., 1985, 1987; Santos, 1990; Fonseca y Ribeiro, 1993; Dallmeyer et al., 1993) y finalmente un magmatismo complejo bimodal asociado a las cuencas Carboníferas y muy similar al de la ZSP, con tendencia alcalina en los últimos episodios (Sánchez-Carretero et al., 1989b)

Por último cabe reseñar la existencia de una deformación y metamorfismo complejos y no bien explicados, como resultado de la superposición de dos ciclos orogénicos uno cadomiense y otro hercínico, que están desarrollados de forma y en grado distinto en los dominios definidos. De los tres primeros dominios citados el de Beja-Acebuches muestra una clara evolución hercínica ligada, como se ha mencionado, a la subducción del océano suribérico. El de Barrancos-Hinojales, constituido por rocas Paleozoicas, muestra una historia hercínica. La Antiforma de Olivenza-Monesterio muestra una historia cadomiense bien establecida (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983; Eguíluz, 1988; Ordóñez-Casado et al., 1997a) y poco modificada por la evolución hercínica que se restringe a un importante accidente compresivo (cabalgamiento de Monesterio (Eguíluz, 1988; Eguíluz et al., 1989). Los dos últimos son los más problemáticos y el objeto de este trabajo.

### III.D.b. El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

La zona de cizalla de Badajoz-Córdoba es una banda de unos 400 Km de longitud que se extiende en dirección NW-SE desde Tomar (Portugal) a Córdoba (España), dentro de la ZOM. Sus límites no pueden definirse con precisión, pero considerando las zonas con deformaciones transcurrentes significativas podrían situarse en la falla de Malcocinado al SW y el Cabalgamiento de San Pedro de Mérida al NE (Fig. 1.15).

La zona de cizalla es muy heterogénea pero, de forma simple pueden considerarse cuatro sectores (Fig. 1.17). Entre las fallas de Azuaga y Hornachos, un sector central en el que afloran rocas gneísicas y anfibólicas con una importante deformación dúctil y frágil-dúctil que se incrementa en los sectores más próximos a la falla de Azuaga, conocido en la literatura geológica como Corredor Blastomilonítico, cuya anchura oscila entre 5 y 15 Km (Fig. 1.16). Este sector se divide a su vez en dos zonas, una meridional de gneises y anfibolitas blastomiloníticas con metamorfismo de presión intermedia a alta (Unidad Central de Azor, 1994) y otro septentrional de Serie Negra con domos migmáticos de bajas presiones (Mina Afortunada, Fuente Obejuna, etc.) Al sur de la falla de Azuaga aparece una secuencia detrítica fina de carácter flyschoides y de edad controvertida (Formación Azuaga) que ha sido considerada como un dominio (Dominio de Sierra Albarrana; Delgado et al., 1977, y cuya edad ha sido atribuida al Precámbrico (Delgado



**Fig.I.16.- a) Mapa esquemático del CBBC en donde se exponen las principales características tectónicas de este sector. b) Interpretación esquemática de la estructura del CBBC, en donde las unidades blastomiloníticas se apilan cabalgando sobre un paraautoctono (Fm. Atalaya y Esquistos de Azuaga), extraído de Ábalos (1990).**

Quesada, 1971; Quesada et al., 1990) o al Paleozoico Inferior (Apalategui et al., 1983a; Azor et al., 1992). Al norte de la falla de Hornachos aparece el DOVPR, el cual muestra una deformación frágil a frágil-dúctil de edad varisca que afecta de forma más intensa a los cuerpos plutónicos precámbricos que afloran dentro de este dominio.

A continuación se resume la clasificación litoestratigráfica propuesta por Ábalos (1990), la cual se respeta en este trabajo desde el punto de vista petrológico y metamórfico, quien subdivide las rocas del CBBC en dos grupos, una unidad Alóctona y una Unidad Paraautoctona. La Unidad Alóctona registra una serie de eventos metamórficos de alto grado cuyo significado no está bien aclarado. Este metamorfismo de alta temperatura y alta presión (facies de las eclogitas) se ha considerado cadomiense (Delgado Quesada, 1971; Pérez-Lorente, 1979; Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1990; Eguíluz et al., 1999c y 2000), si bien otros autores lo consideran hercínico (Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997; Ordóñez-Casado, 1998). Estas rocas se disponen sobre un para-autoctono relativo constituido por micaesquistos y arcosas que aparecen intruidos por ortogneises alcalinos de edad Cambro-Ordovícica. De este para-autoctono, Fm. Atalaya (Chacón 1979; Ábalos, 1990), no se conoce con certeza la edad, pero hay cierto consenso en correlacionarlo con otros conjuntos con diferente ubicación geo-

gráfica (Fm. El Hoyo, Pérez-Lorente, 1973; Tramo de La Albariza, Delgado Quesada, 1971). En este trabajo a estas rocas se las denominará Fm. El Hoyo.

En el sector central del CBBC la Unidad Alóctona se ha dividido en cinco láminas gneísicas que muestran un metamorfismo de grado medio-alto y presiones elevadas, pero con características litológicas diferentes e historias y evoluciones tectonometamórficas propias (Ábalos, 1990; Ábalos et al. 1990). Estas láminas están apiladas tectónicamente y aparecen separadas entre sí por bandas de ultramilonitas que, de muro a techo, son las siguientes:

- Gneis de Higuera de Llerena. Son gneises oclares con megacrístales de feldespato en una matriz de grano fino formada por cuarzo, biotita y sillimanita. Todo el conjunto está intensamente milonitizado y pasa hacia techo a un potente tramo de ultramilonitas. Dentro del presente estudio se han realizado una serie de cortes geológicos en el área de Argallón (arroyo Argallón), donde se ha puesto de manifiesto que esta lámina se encuentra intercalada, fuera de las láminas blastomiloníticas, con la Formación Azuaga, reconociéndose un metamorfismo de contacto post-esquistosidad principal.

- Lámina Blastomilonítica de gneises migmatícos. Corresponde al tramo de paragneises del Arroyo Argallón de Delgado Quesada (1971) y a los gneises de Azuaga de Apalategui et al., (1985b) y está compuesto

BANDA DE CIZALLA DE BADAJOZ-CÓRDOBA			
	MATERIALES	ESTRUCTURA	METAMORFISMO
	DOVPR	Serie Negra Series volcánicas precámbricas Series paleozoicas de afinidad Centroibérica	vergencias al NE  <u>Cad:</u> grado bajo a medio y granulitas máficas en rocas acumulativas  <u>Var:</u> grado bajo-anquizona
CBBC	Dominio de Domos Migmáticos	Serie Negra migmática Serie Negra de bajo grado Fm. Atalaya (El Hoyo)	vergencias al NE  <u>Cad:</u> grado alto (HT-IP) <u>Var:</u> grado bajo-medio
	Dominio de Gneises Blastomiloníticos (Unidad Central)	Fm. Atalaya (El Hoyo) <u>Unidades Blastomiloníticas:</u> Lámina eclogítica Lámina de Gneises Migmáticos Gneises Milonita Higuera de Llerena Complejo Leptino-Anfibolítico	vergencias al SW  <u>Cad 1):</u> grado alto (HT-IP) <u>Cad 2):</u> grado alto (IT-HP) <u>Var:</u> grado medio
	Dominio de Sierra Albarrana	Fm. Sierra Albarrana (=La Atalaya; El Hoyo)	vergencias al SW  <u>Cad:</u> ¿? <u>Var:</u> grado Alto (HT-IP)

**Fig. I.17.- Cuadro resumen en donde se exponen las principales características de los diferentes dominios que componen la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba. El CBBC ha sido subdividido, en este trabajo, en dos unidades en base a su historia tectonometamórfica y estructuración varisca. (Cad: Cadomiense; Var: Varisco).**

por paragneises migmáticos biotíticos, diferenciados aplopegmatoides deformados, ortogneises anatéticos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas, retroeclogitas (en los tramos basales), nódulos calcosilicatados, etc.

- Lámina Eclogítica. Está constituida por anfibolitas, anfibolitas granatíferas, retroeclogitas, eclogitas (Ábalos 1990) y rocas ultramáficas y es asimilable al tramo de anfibolitas de Las Mesas de Delgado Quesada (1971). Es una unidad discontinua, que engrosa y adelgaza lateralmente y que alcanza una potencia hectométrica en la transversal del cerro de Las Mesas (sobre las que Ordóñez-Casado obtiene una edad de protolito de  $596 \pm 14$  M.a. sobre monocircones). Rocas análogas a las presentes en el cerro de las mesas se reconocen en Los Pocillos, al este de Villalba de los Barros, en donde Ordóñez-Casado (1998) obtiene una edad de U/Pb de  $483 \pm 13$  M.a.

- Complejo Leptino-anfibólico. Consta de anfibolitas, gneises biotíticos, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos de edad Cambro-Ordovícica y marcada signatura mantélica (Azor, 1994) Se dispone por encima de la lámina eclogítica con una potencia hectométrica.

- Serie Negra. Consta de esquistos y cuarzoquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras, análogos a los existentes en otras zonas de la ZOM y se sitúa en la parte más alta del apilamiento. En su base aparecen rocas migmatizadas dentro de las cua-

les llegan a individualizarse diferenciados anatéticos de composición granodiorítica como los presentes en Mina Afortunada y Fuente Obejuna (Bandrés y Eguíluz, 1999a).

### III.D.c. Evolución Cadomiense de la zona de Ossa-Morena.

El modelo evolutivo postulado para la ZOM durante el ciclo Cadomiense es muy semejante al propuesto, por Chantraine et al., (1988) para Bretaña (Eguíluz et al., 1995; Quesada, 1997). En la ZOM se pueden diferenciar dos dominios orogénicos mayores :

- Un dominio orogénico, que engloba el CBBC y los afloramientos situados al norte de éste (DOVPR). Está constituido por series gneísicas, ortogneísicas y leptino-anfibólicas, orto y paraderivadas, que representan diferentes zonas de un arco volcánico. Debido a la intensidad de la deformación hercínica estas zonas están fuertemente adelgazadas y delaminadas por lo que, con los datos actuales, no es posible realizar mayores precisiones. Los materiales ubicados al norte del CBBC representarían un subdominio de proarco (sectores de Palomas, Peraleda del Zaucejo y Oliva de Mérida) caracterizado por presentar metasedimentos tipo Serie Negra intruidos por granitoides (dioritas y ortogneises de Mérida-Valle de La Serena) datados en  $574 \pm 15$  M.a. (Ordóñez-Casado, 1998). El CBBC representaría los restos fuertemente deformados durante el Hercínico de una



pequeña cuenca retroarco.

- Un dominio intraplaca, situado al SW de la falla de Azuaga (zona de Usagre, antifirma de Monesterio y macizo de Aracena), con un carácter continental turrígeno y una contribución importante de materiales volcánicos asociados con el arco volcánico. El metamorfismo progresivo que afecta a estos sectores produce, en las zonas de mayor grado, núcleos migmáticos para los que se ha sugerido una edad de 530 M.a. (Ochsner, 1993; Ordóñez-Casado, 1998).

Por tanto, como han señalado otros autores con anterioridad (Eguíluz, 1988; Ábalos, 1990, 1992; Sánchez Carretero et al., 1989a; Ábalos y Eguíluz, 1992), la evolución cadomiense de la ZOM puede estar relacionada con un proceso de subducción más o menos complejo. De forma esquemática, esta evolución podría sintetizarse en las siguientes etapas (Eguíluz et al., 1995):

- Instalación sobre un margen continental activo de un arco magmático asociado a un proceso de subducción. Los materiales volcánicos mayoritariamente ácidos, representados por parte de la serie gnéicas del CBBC, estarían asociadas a sedimentos clásticos, procedentes del desmantelamiento del arco y al depósito de cuarcitas negras. Además, podrían estar intruidos por rocas basálticas de afinidad pro- y tras-arco (anfíbolitas de Montemolín y equivalentes) (Eguíluz et al., 1990).

- Distensión del margen trasero del arco y apertura de una cuenca tras-arco con desarrollo de un vulcanismo toleítico de carácter distensivo hacia los 611 M.a. (Schäfer, 1990), representado por la lámina eclogítica del CBBC (Ábalos et al., 1991). En esta cuenca se depositan materiales vulcanosedimentarios y en zonas marginales series pelítico-grauváquicas con intercalaciones de cuarcitas negras y de rocas volcánicas (lámina superior de Serie Negra y sucesión Tentudía).

- Inversión tectónica de este dispositivo dando lugar a la subducción hacia el norte de la cuenca tras-arco. Las consecuencias de este proceso son la formación del prisma de acreción que constituye el CBBC, el metamorfismo de grado alto asociado, el desarrollo del plutonismo calcoalcalino sinorogénico (granitos de Ahillones y el Mosquil, datados en 585 y 543 M.a. por Schäfer, 1990 y Ochsner, 1993, respectivamente) y la oclusión de la cuenca marginal con desarrollo de fábricas miloníticas (Ábalos y Eguíluz, 1992).

- Desarrollo del metamorfismo regional consecuencia del engrosamiento cortical. Este proceso se produce entre los 550 y 560 M.a. (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992) y es coetáneo con la estructuración cadomiense de la ZOM que en los dominios meridionales está gobernada por una tectónica tangencial de vergencia al sur (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983; Eguíluz, 1988) y en los septentrionales de vergencia al norte.

- Finalización del periodo orogénico con la consiguiente agregación continental, relajación térmica y tectónica, erosión y adelgazamiento de la corteza previa-

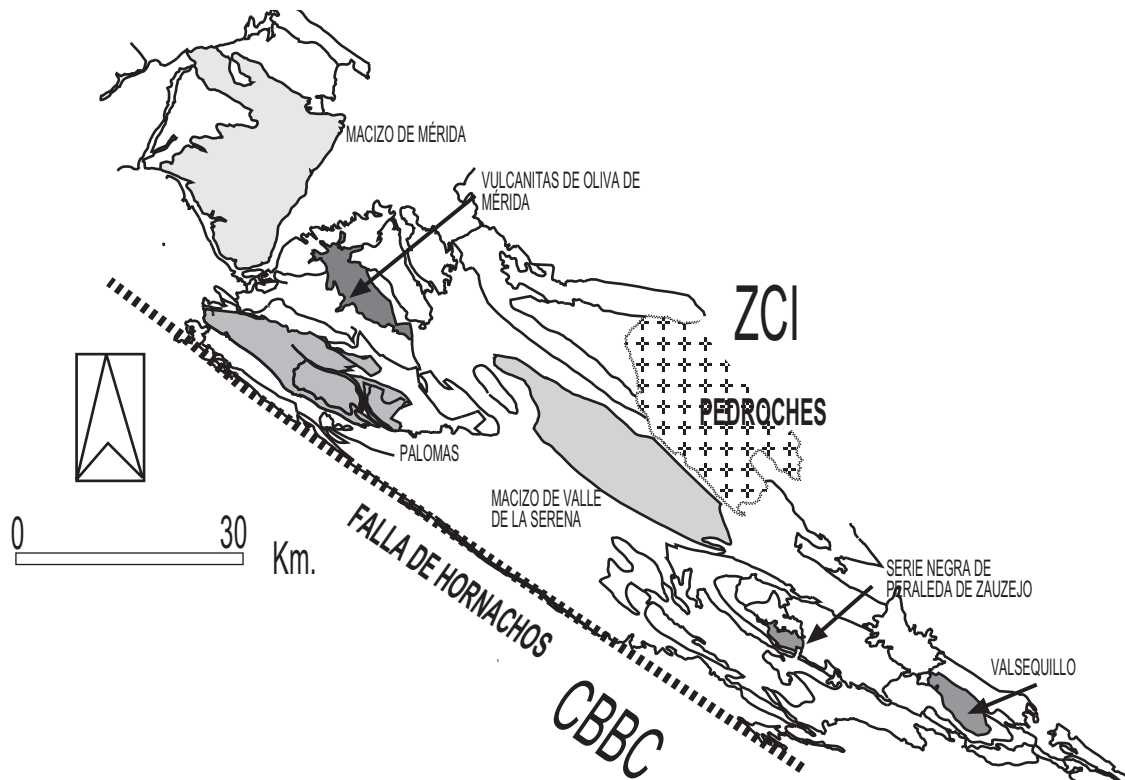
mente engrosada. Durante este periodo tiene lugar un importante episodio vulcanosedimentario finiproterozoico, que incorpora cantos de cuarcitas negras previamente estructurados (Eguíluz, 1988; Ribeiro et al., 1997).

Las últimas reconstrucciones paleogeográficas ubican la ZOM dentro de la cadena cadomo-avaloniense-panafricana (Ábalos y Eguíluz, 1992; Eguíluz et al., 1995). Dentro de este esquema la cadena Cadomiense representaría un margen activo linear con una zona de subducción hacia el este que originaría una cuenca tras-arco. Con posterioridad esta cuenca sufriría una subducción, hacia el oeste, bajo el arco volcánico y éste cabalgaría el margen continental hacia el este (Fig. I. 14).

#### **IV. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina: antecedentes.**

El DOVPR está situado en el sector septentrional de la ZOM. Este Dominio ha sido tradicionalmente considerado como una zona de transición entre la ZOM y la ZCI. El rasgo más distintivo del DOVPR es la presencia de un zócalo preordovícico de afinidad ossamorénica intruido por rocas plutónicas ácidas y dioritoides (Fig. I.18), sobre el que reposa discordante una secuencia paleozoica similar a las series de la ZCI (Cuarcita Armoricana y Paleozoicos Medios típicos). Sin embargo presenta características distintivas propias tanto a nivel estructural como estratigráfico y petrológico que le confieren un significado geodinámico propio cuya historia geológica tanto durante la Orogenia Cadomiense como en la Hercínica demuestran su implicación con el resto de ZOM (Fig. I. 19).

El DOVPR fue definido por Delgado-Quesada et al., en 1977. Se establece el DOVPR como una zona transicional entre la ZOM y la ZCI, con rasgos intermedios entre ambas. Apalategui y Pérez-Lorente (1983) establecen la estructura en el área del Escribano, el sector más oriental del DOVPR, definiendo una serie de láminas cabalgantes hacia el NE que emplazan materiales ígneos (dioritas y rocas intermedias), rocas volcánicas de la Fm. Malcocinado y materiales de la Albariza (cuarcitas y esquistos metamórficos) junto con materiales paleozoicos sobre la cuenca carbonífera de Pedroches. Herranz (1970, 1983, 1984 y 1985) y Herranz Araújo et al., (1977) estudia con detalle la estratigrafía de los materiales preordovícicos y paleozoicos del sector de Oliva de Mérida-Hornachos y define una serie de unidades para las formaciones preordovícicas, estableciendo las oportunas correlaciones de los materiales paleozoicos con áreas próximas al norte de Pedroches. Pérez-Lorente (1971, 1977, 1988) estudia el sector centro-oriental del DOVPR así como los materiales carboníferos de Pedroches y parte del CBBC, estableciendo una orogenia precámbrica y la estructuración hercínica final que muestran estas rocas. Sánchez-Cela y Gabaldón (1973, 1977) estudian la estratigrafía y petrología de los paleo-



**Fig. 1. 18.- Esquema cartográfico de los cuerpos estudiados dentro del DOVPR. La característica más llamativa de este dominio es la existencia de un zócalo cadomiense de afinidad con la ZOM y una cobertera paleozoica de afinidad centroibérica.**

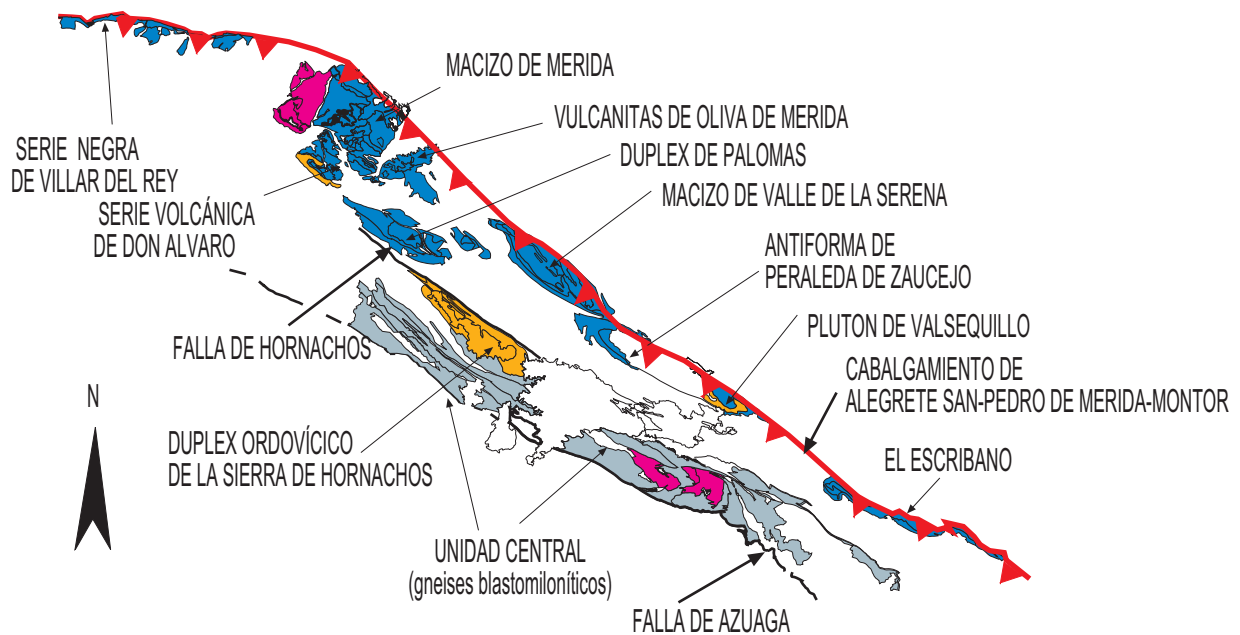
zoicos y algunos cuerpos ígneos presentes bajo los mismos.

En el sector occidental del DOVPR, dentro del Macizo de Mérida, Sos Baynat (1962, 1963), Vegas (1970) y Gonzalo después (1985, 1987, 1988, 1989) estudian y establecen las principales unidades metasedimentarias e ígneas. Gonzalo establece una Serie Anfibolítica de afinidad ossa-morénica diferente al Complejo Esquistograuváquico de afinidad centroibérica que aflora al norte del Macizo de Mérida. Dentro de los cuerpos plutónicos diferencia rocas tardihercínicas y rocas hercínicas precoces, gneisificadas y deformadas, de naturaleza diorítica y leucotonalítica. Con posterioridad el conocimiento exacto de las rocas y unidades que conforman el DOVPR ha recibido un fuerte impulso con la cartografía del plan Magna. Con respecto a las hojas que tratan los principales cuerpos cadomienses merecen ser señaladas las de: Almendralejo (Apalategui et al., 1988c), Mérida (Matia Villarino et al., 1990, en prep.), Oliva de Mérida (Apalategui et al., 1988a), Hornachos (Apalategui et al., 1988b), Valsequillo (Contreras Vázquez et al., 1989, en prep.), Zalamea de la Serena (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1974), Peñarroya-Pueblonuevo (Apalategui et al., 1985a), Adamuz (Apalategui et al., 1985d), Villaviciosa de Córdoba (Apalategui et al., 1985c), Espiel (Apalategui et al., 1985e) y Montoro (Armengot de Pedro et al. 1973). En estos trabajos se establecen las relaciones cartográficas de los principales cuerpos preordovícicos y la deformación que muestran estas rocas

aunque no se establecen correlaciones entre los cuerpos y sus relaciones geodinámicas ni petrogenéticas. Blatrix y Burg (1981) establecen también un metamorfismo cadomiense de grado medio en la Serie Negra de Peraleda del Zauzejo datado en  $550 \pm 10$  M.a. Con posterioridad se han realizado estudios de detalle como el de Castro (1988) que estudia la petrología y la deformación del Macizo de Valle de la Serena y define un dúplex transcurrente con la antiforma de Peraleda del Zauzejo. Dallmeyer y Quesada (1992) definen en las Vulcanitas de Oliva de Mérida un metamorfismo cadomiense a 550 M.a. con un rejuvenecimiento hercínico a 375-400 M.a. (Devónico Inferior-Medio).

Pardo Alonso (1995) y Pardo Alonso y García-Alcalde (1996) estudian los materiales esencialmente devónicos del DOVPR los cuales muestran una afinidad completa con los mismos materiales de la ZCI. Galán et al., (1993), Fernández Caliani et al., (1996) y Fernández Caliani (1996) estudian los materiales carbonatados y metamorfizados del área de Mérida y que son correlacionables con la Fm. de Alconera, el cámbrico carbonatado típico de la ZOM

Finalmente los últimos estudios en el DOVPR han tenido lugar dentro del campo de la geología estructural. Azor (1994), Martínez-Poyatos (1997), Martínez-Poyatos et al., 1997a y b, reconsideran el DOVPR como Zona Centroibérica junto con los materiales al norte de la falla del Matachel, en la cual las unidades precámbricas y paleozoicos cabalgan hacia el NE en mantos tectónicos



**Fig. 1.19.- Esquema tectónico simplificado con la situación de los principales cuerpos y accidentes del DOVPR y del CBBC. Se propone el Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro como nuevo límite septentrional de la ZOM con la ZCI.**

asociados a la tectónica hercínica del CBBC.

#### IV.A. El DOVPR: definición y límites.

El DOVPR está caracterizado por dos hechos principales: la presencia de una tectónica transcurrente izquierda, similar a la del CBBC, junto con el cual forma la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba, y la existencia de dos grupos de rocas con un significado geodinámico y paleogeográfico diferente. Estos dos grupos de rocas son un zócalo ígneo y metasedimentario originado durante la evolución Cadomiense de la ZOM y una cobertera con afinidades estratigráficas y paleontológicas con la ZCI y una tectónica hercínica transcurrente izquierda que afecta al zócalo y a la cobertera de formas diferentes.

Los límites del DOVPR son actualmente objeto de discusión y no existe un consenso unánime. Tradicionalmente se ha considerado que el límite meridional es la falla de Hornachos. Esta falla es un accidente frágil-dúctil subvertical, con vergencias variables pero dominantes hacia el NE. Presenta una cinemática transcurrente izquierda y es oblicuo a las estructuras hercínicas. Azor (1994) interpreta este accidente como una discordancia entre materiales precámbricos y paleozoicos. Sin embargo en los sectores en los que la Falla de Hornachos es un accidente lineal, se reconocen rocas de falla gneisificadas y milonitizadas con las características propias de bandas de cizalla (deformación no coaxial y heterogénea) que afectan a materiales profundos y materiales de la cobertera.

El límite septentrional del DOVPR es más problemático y en la literatura geológica se recogen diferentes propuestas. Lotze (1945) y Julivert et al., (1974) sitúan el

límite en el batolito de los Pedroches, Castro (1988) lo sitúa en la falla de la Serena-Peraleda, Azor (1994) incluye este Dominio en la ZCI, etc. En el presente trabajo se propone como límite del Dominio y de la ZOM el cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro. Se trata de un cabalgamiento subvertical cuya traza pasa por Alegrete en Portugal y en la zona española separa la Serie Negra de Villar del Rey y la Roca de la Sierra de los paleozoicos de la Puebla de Obando. En los sectores centrales del DOVPR el accidente separa el Macizo de Mérida, compuesto por rocas ígneas cadomienses, de los materiales devónicos de Sierra Bermeja y del plutón de Sierra Bermeja. El Cabalgamiento se puede continuar hasta el Macizo de Valle de la Serena, con la misma disposición estructural que en el Macizo de Mérida. En Valsequillo y la Antiforma de Peraleda la disposición estructural es análoga. En el granito del Escribano, petrologicamente similar a los anteriores, Apalategui y Pérez-Lorente (1983) definen una serie de escamas de rocas cadomienses y del Paleozoico Inferior que cabalgan sobre materiales paleozoicos de la Cuenca de Pedroches, que serían la prolongación de esta estructura.

El Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro es un accidente cabalgante al NE con una componente transpresiva muy acusada y un funcionamiento dilatado en el tiempo. En el sector portugués este accidente es frágil. En el sector de Mérida presenta una deformación frágil-dúctil que evoluciona a estadios frágiles hacia el este (Valsequillo). El corte tipo de la estructura se ha realizado en el Macizo de Mérida (San Pedro de Mérida), donde las rocas ígneas del Macizo (dioritas y leucotonalitas) cabalgan sobre arcosas y conglomerados

## C.I.- El DOVPR

dos del Tremadoc y estos sobre rocas devónicas las cuales dibujan una antiforma tardía verticalizada. En las rocas cadomienses próximas al contacto NE se desarrolla una milonitización que lleva asociada una foliación muy penetrativa con lineaciones de estiramiento mineral definidas por ribbons de cuarzo, minerales de anfíbol, feldespato y plagioclasa.

Apalategui y Pérez-Lorente (1983) definen el DOVPR como un sector mixto compuesto por rocas afines a la ZCI (rocas Arenig a Devónico Superior), que forman un autóctono, y por rocas afines a la zona de Ossa Morena (rocas pre-Arenig), que representan un alóctono. En cualquier caso, con los datos obtenidos en este trabajo a partir de una revisión detallada de la cartografía del área, en el DOVPR pueden reconocerse dos grandes unidades que presentan diferencias sustanciales: un zócalo preordovícico, básicamente constituido por rocas precámbricas y una cobertera paleozoica.

El zócalo preordovícico está formado por rocas que, pese a presentar características diferentes de los materiales precámbricos típicos de los sectores meridionales de la ZOM, son claramente correlacionables con ellas. Estas rocas han sido estructuradas con anterioridad al depósito de los materiales de edad ordovícica (Tremadoc y Cuarcita Armoricana) y presentan un metamorfismo y estructura reconocibles en el campo.

Básicamente son rocas plutónicas ácidas y básicas intruidas en materiales atribuibles a la Serie Negra y en rocas volcánicas y volcanoclásticas, con las que muestran relaciones genéticas. Por encima de estas rocas aparece una sucesión pelítica de grano fino sin equivalentes claros en la ZOM ni en la ZCI (Serie pelítica del embalse de Alange). En discordancia sobre todos estos materiales se disponen rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado, que incluyen conglomerados, rocas volcánicas ácidas y básicas, rocas volcanoclásticas y calizas. La cobertera paleozoica está formada por rocas de edad Paleozoico Inferior-Medio. El Carbonífero representa un ciclo nuevo en la evolución geodinámica y paleogeográfica. En el DOVPR aparece formando cuencas intramontañas sin- a post-orogénicas en los sectores centrales del DOVPR y adquiere un gran desarrollo hacia el este (cuencas de Retamal, La Granjuela, Peñarroya-Bélmez y Espiel).

En los capítulos que siguen se abordará la descripción en detalle de estos materiales, así como el análisis de su evolución.

# *CAPÍTULO II*

## *LITOESTRATIGRAFÍA DEL DOVPR*



## I. ORGANIZACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO-PUEBLA DE LA REINA DENTRO DEL CONTEXTO DE LA ZONA DE OSSA-MORENA.

En las cartografías del plan Magna (Apalategui et al., 1983a), el DOVPR ha sido tradicionalmente subdividido en una serie de subdominios de carácter local de forma análoga al resto de la ZOM (Fig. II.1). Estos subdominios están separados por accidentes longitudinales de carácter lineal que teóricamente individualizan series litoestratigráficas diferentes. El estudio pormenorizado de estos accidentes y de las distintas series ha permitido comprobar que las rocas y formaciones presentes en los diferentes subdominios son análogas. La mayoría de estos accidentes longitudinales no tienen ningún significado paleogeográfico y son consecuencia de la evolución varisca del DOVPR. Sin embargo, se detecta un claro condicionamiento tectónico en algunas de las series (p. e. en la Cuarcita Armoricana, Herranz, 1985; Apalategui et al., 1988c).

Las rocas que forman el zócalo preordovícico aparecen en el interior de estructuras transcurrentes (Macizo de Mérida, Macizo de Valle de la Serena, Palomas, Oliva de Mérida, y Valsequillo) en muchos casos casi totalmente cubiertos por los materiales terciarios y pliocuaternarios de la Cuenca neógena del Guadiana (Serie Negra de Villar del Rey y Roca de la Sierra). Los principales afloramientos precámbricos se han denominado macizos en alusión a la presencia de importantes cuerpos ígneos intrusivos asociados. No obstante corresponden en realidad a unidades aisladas por contactos tectónicos que, normalmente, presentan una geometría de sigmoides transcurrentes, en los que se encuentran las rocas plutónicas y sus encajantes. En todos los afloramientos estudiados, las rocas preordovícicas se sitúan bajo la discordancia definida por las arcosas conglomeráticas del Tremadoc. En estos conglomerados se reconocen cantos con composiciones similares a las de todas las facies ígneas reconocidas en la zona, así como de las series metapelíticas y metavolcánicas estudiadas.

El zócalo preordovícico está constituido por rocas de clara afinidad ossamorénica (Serie Negra y Fm. Malcocinado) las cuales no aparecen en el resto del Macizo Ibérico. La sucesión litoestratigráfica tipo establecida está constituida de muro a techo por: Serie Negra, Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, Vulcanitas de Oliva de Mérida, Fm. pelítica del embalse de Alange, Fm. Malcocinado, Fm. Torreárboles, Fm. Carbonatada, Fm. El Hoyo (Albariza o La Atalaya) y arcosas de edad Tremadoc. Estas últimas se han incluido con los materiales preordovícicos puesto que aparecen estrechamente asociadas a los mismos.

La Serie Negra es una serie esquistosa, metapelítica,

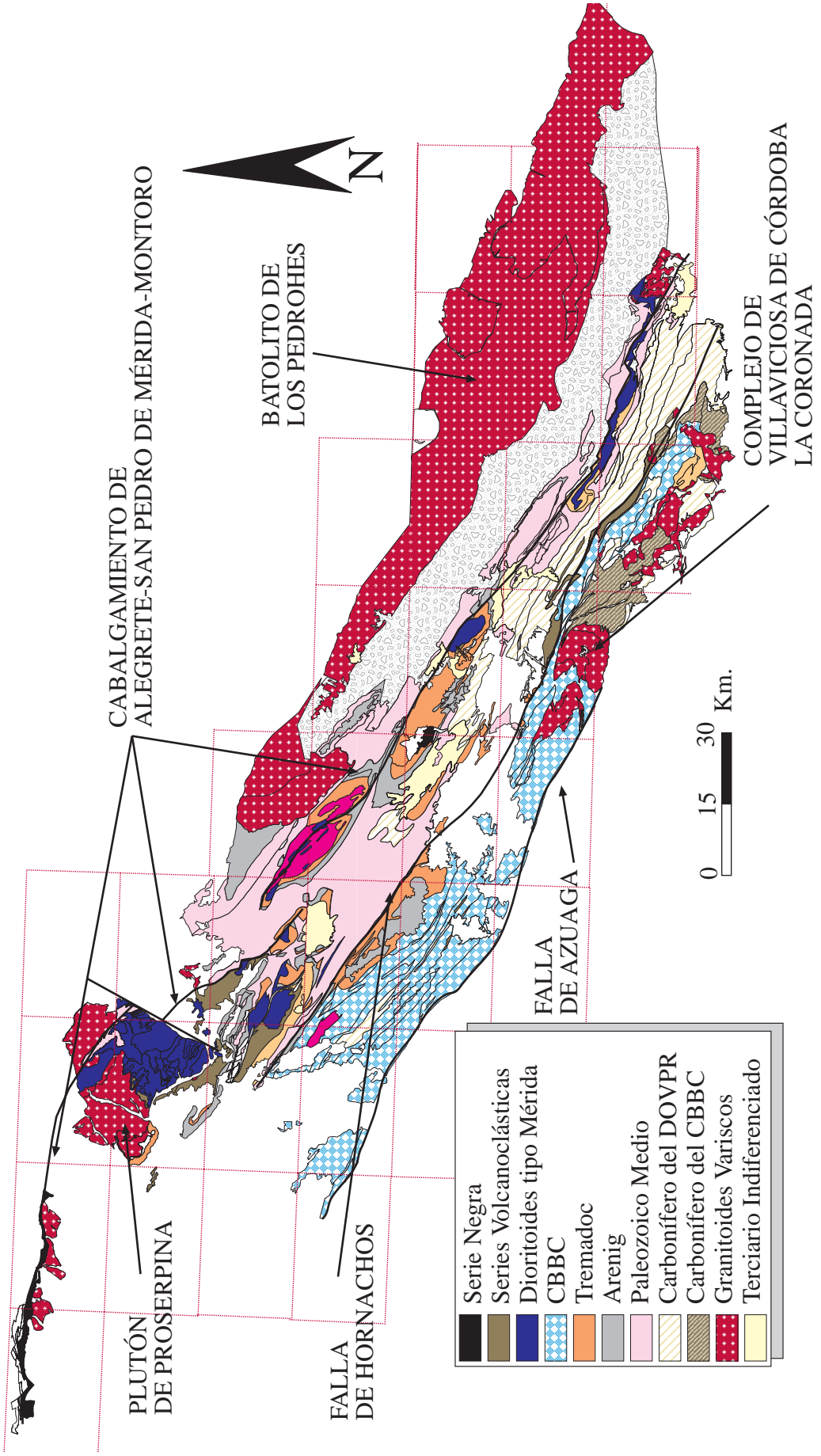
con niveles de calizas, nódulos de chert volcánico negro (cuarcitas negras), niveles de anfibolitas y metavulcanitas. La base de esta serie es desconocida y a techo pasa gradualmente a la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro. Esta última está compuesta por rocas volcanoclásticas de grano fino, metavulcanitas ácidas y anfibolitas de grano fino, incorporando niveles metasedimentarios, grauvácicos y pelíticos. Sobre esta serie se dispone en aparente concordancia las Vulcanitas de Oliva de Mérida, una serie marcadamente volcánica con abundantes tramos riolíticos masivos de potencias decamétricas. Intercala escasos niveles de anfibolitas, tobas volcánicas, cineritas y masas de gneises riolíticos a intermedios de grano fino y tramos de micaesquistos con granate. Sobre esta serie en tránsito gradual, pero rápido, reposa la Formación pelítica del embalse de Alange, que aflora en las inmediaciones del citado embalse. Se trata de una serie de varios cientos de metros de potencia, con niveles volcánicos en su base intercalados con cuarcitas de grano fino, limolitas y niveles decimétricos de pelitas con abundantes estructuras sedimentarias características de plataforma somera.

Discordante sobre la formación anterior, se deposita la Fm. Malcocinado, una de las series más características de la ZOM, a la que se le atribuye una edad vendiense (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984; Sánchez-Carretero et al., 1989a; Liñán y Quesada, 1990; Quesada et al., 1990). Dentro del DOVPR esta formación aparece discordante sobre las series anteriormente citadas así como sobre cuerpos intrusivos ácido-básicos. Presenta un vulcanismo bimodal calcoalcalino muy desarrollado con intercalaciones de calizas marmóreas, conglomerados poligénicos y niveles sedimentarios muy heterométricos. Esta formación ha sido tradicionalmente considerada como un complejo volcánico de tipo andino (Sánchez-Carretero et al., 1989a; Eguíluz et al., 1999, Pin et al., 1999).

Sobre las unidades anteriormente citadas aparecen algunos afloramientos dispersos correspondientes al Cámbrico: La Fm. Torreárboles y la Fm. carbonatada, que afloran en las proximidades de Alange y en Mérida, donde se han denominado calizas de Mérida (Fm. Alconera o calizas de Zafra, Eguíluz et al., 1997c). La Fm. Torreárboles (Liñán, 1978) es otra de las unidades características de la ZOM y constituye el tramo detritico basal del Cámbrico con fósiles. Esta Fm. está constituida por arcosas de grano fino y pizarras violáceas que incluyen lentejones de potencias métricas de calizas con arqueociátidos que han sido datadas como Ovetiense (Apalategui et al., 1988a). Las calizas de Mérida afloran únicamente en Mérida en una serie de roof pendant escarnizados a consecuencia de la intrusión del granito tardihercínico de Proserpina (Gonzalo, 1987). La Fm. El Hoyo (denominada igualmente esquistos de La Albariza o Fm. Atalaya) aparece en el contacto con las unidades gneísicas de alto grado del CBBC. Es una formación de edad problemática, azoica, y en este trabajo se le asigna



*Fig. II.1.- Mapa esquemático del DOVPR y del CBBC con los principales conjuntos litológicos diferenciados en el presente trabajo. La característica más reseñable del DOVPR es la existencia de un zócalo de afinidad ossa-morénica sobre el que reposa en discordancia una cobertura paleozoica de afinidad centribérica. La estructuración de estas rocas es análoga a la que tiene lugar en el CBBC, pero bajo tasas de deformación y metamorfismo menores.*



una edad Cámbrico Medio-Superior por correlación con otras unidades de la ZOM y del Macizo Ibérico. Está compuesta principalmente por micaesquistos, cuarzoesquistos, lentejones calcáreos, cuarcitas de grano fino y arcosas de grano medio y microconglomeráticas. La base de esta serie es desconocida pero se encuentra en contacto mecánico con un zócalo compuesto por dioritoides tipo Mérida y anfibolitas con granate intrusivas en rocas migmáticas pertenecientes a la Serie Negra del CBBC.

Discordantes sobre todos estos materiales aparecen rocas de edad Tremadoc. Son facies azoicas arcósicas y conglomeráticas que afloran preferentemente sobre las rocas precámbricas y cámbricas.

Dentro del grupo de rocas pertenecientes al zócalo preordovícico aparecen intrusivos una serie de cuerpos plutónicos de naturaleza básica. Estos cuerpos intruyen en los términos más bajos de la serie descrita y sobre ellos se dispone en discordancia la Fm. Malcocinado, la cual contiene cantos análogos a la mayoría de estas facies plutónicas. Son cuerpos dioríticos, con términos que incluyen rocas ultrabásicas acumulativas con granate, leucotonalitas, granodioritas y granitos subvolcánicos.

Las rocas agrupadas en este trabajo como cobertera paleozoica representan series de margen pasivo e incluyen las rocas Arenig-Devónico Superior. En general son rocas de gran similitud con las series de edad análoga del borde meridional de la ZCI (área de Almadén, Sierra de San Pedro,...), donde la Cuarcita Armoricana, una de las facies más típica, aflora extensamente y dibuja las principales alineaciones estructurales del dominio.

Esta formación presenta facies más groseras e inmaduras que en la ZCI y se observa un fuerte control tectónico durante su depósito, que se traduce en importantes variaciones laterales y en cambios de potencia (Herranz, 1985; Apalategui et al, 1988a). El DOVPR constituye el sector más meridional en donde aparecen estas rocas. Al sur de la falla de Hornachos tanto el Arenig como el resto de la sucesión litoestratigráfica paleozoica pre-devónica muestra diferencias en facies, litologías y faunas.

El objeto del presente trabajo se centra en los materiales y estructura de las rocas preordovícicas. Los materiales paleozoicos han sido reconocidos, cartografiados y estudiados de forma puntual cuando afloran asociados a las rocas preordovícicas. Pardo Alonso y García Alcalde (1996) reconocen faunas diferenciadas con respecto a la ZCI meridional, y una gran laguna estratigráfica de edad Devónico Medio, junto con ciertas peculiaridades en la sucesión estratigráfica.

Los materiales carboníferos presentan una evolución totalmente diferente a las rocas del Paleozoico Medio. El Carbonífero representa los últimos estadios dentro de la evolución del orógeno varisco. Aparece en cuencas estrechas y alargadas definiendo el eje central de la megaestructura en flor que conforma el DOVPR. Dentro de estas cuencas las rocas sedimentarias (conglomerados, cuarcitas, pizarras y calizas masivas) se intercalan con abundante plutonismo y vulcanismo complejos con series calcaolcalinas y alcalinas (Garrote y Sánchez-Carretero, 1983). En general, representan rellenos de cuencas intramontañosas sintectónicas (Wagner, 1999).

## II.- EL ZÓCALO PREORDOVÍCICO.

### II.A.- LA SERIE NEGRA DE DON ALVARO.

#### II.A.1. Situación geográfica y geológica.

La Serie Negra de Don Alvaro (Serie Anfibolítica de Gonzalo, 1987) se sitúa dentro del Macizo de Mérida (Fig. II.2.). Es una serie metapelítica y metaarenítica con niveles metavolcánicos y metavolcanoclásticos ácidos y básicos retrabajados. La presencia de niveles y nódulos decimétricos de cuarcitas negras recristalizadas con abundante grafito, junto con la litologías presentes, permite correlacionarla con la Serie Negra (Carvalhosa, 1965; Eguíluz, 1988) que aflora extensamente en la zona central de la ZOM. Las rocas de Don Alvaro correspon-

derían a la Formación Montemolín (Eguíluz, 1988), parte inferior de la Serie Negra, y sobre ella se sitúan los materiales volcanoclásticos de Don Alvaro y las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Estos materiales son equivalentes a la Serie Negra que aflora dentro de la Antiforma del Zújar y a la de Villar del Rey.

Se desconoce la base de esta serie así como su potencia total, dado que todo el conjunto del macizo presenta una fuerte estructuración. No obstante se ha podido deducir que la Serie Negra se sitúa a muro de la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, en el núcleo de una antiforma compleja, y el contacto entre ambas está mecanizado. Además se observan numerosos diques cuarzo-feldespáticos y de leucotonalitas variablemente deformadas, así como diques hercínicos de pórfidos que intruyen siguiendo las principales directrices estructurales.

A continuación se describen las principales litologías reconocidas.

#### II.A.2. Metaarenitas y metagrauvascas.

Son las facies más abundantes y corresponden a rocas de grano medio a fino (0.5-2 mm), de tonos ocres, muy esquistosadas. Al microscopio presentan alternancias milimétricas de metaarenitas con micaesquitos y cuarzoesquitos. Los primeros son rocas granoblásticas poco recristalizadas, inequigranulares, orientadas, constituidas

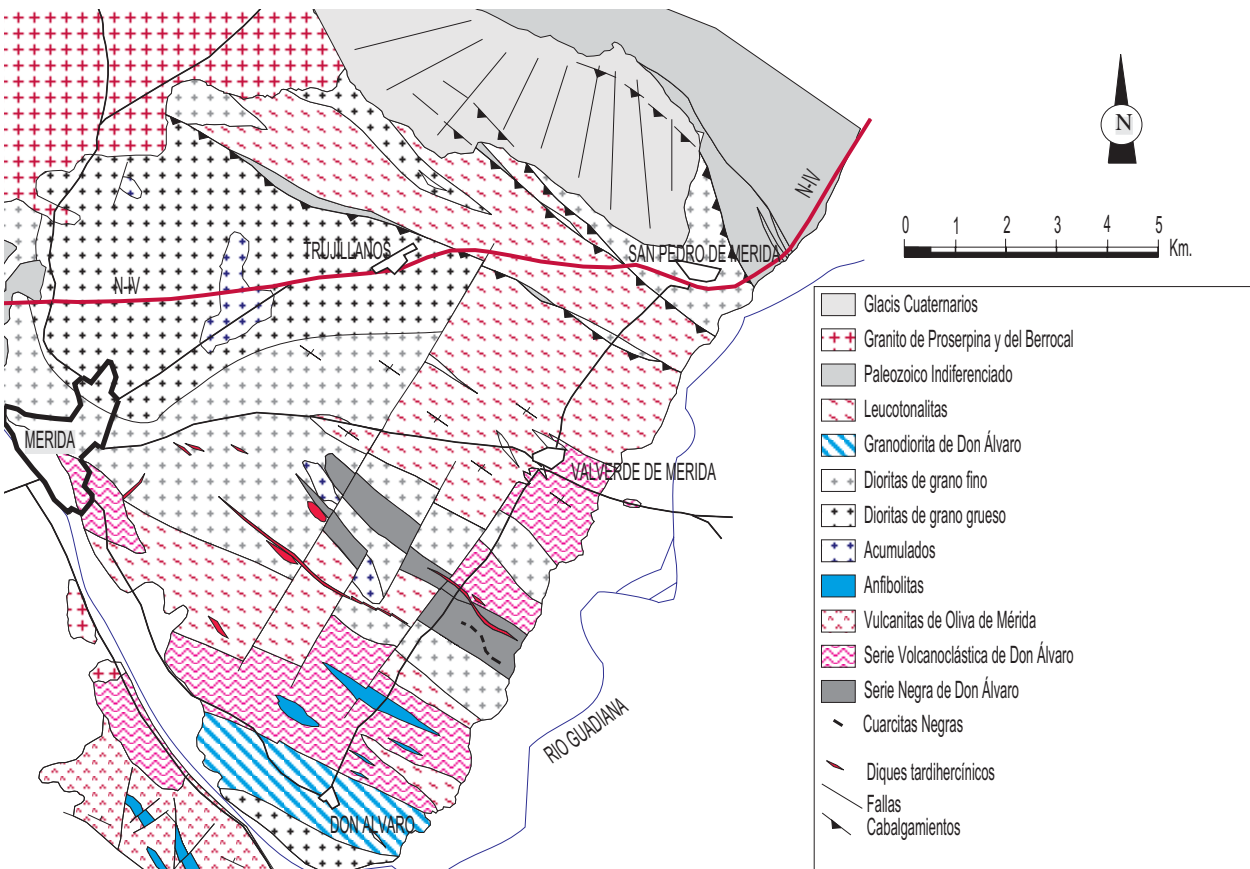


Fig. II.2.- Mapa del Macizo de Mérida mostrando los afloramientos de la Serie Negra de Don Alvaro. Esta serie ocupa las posiciones centrales del macizo y sobre ella se dispone la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro.

por Qtz y en menor medida Ab y Kfs, con tamaños de grano entre 0.1-1.5 mm. Entre los límites de grano aparecen algunos cristales hojosos de Chl, Ms y Bt. Los granos cuarzofeldespáticos tienen formas subeuhedrales a anhedrales, con escasas inclusiones de opacos de grano fino diseminadas dentro de los cristales y no presentan alteración. Además, se observan algunos niveles de naturaleza metagrauváquica, de granulometría similar, pero con mayor abundancia de feldespato, generalmente alterado a sericita, y con una matriz de grano fino a muy fino con Ms, Chl, Bt, Cal±Ab y Ep. Son cristales, en general aislados, que crecen entre los granos de Qtz y Kfs, de forma desorientada (en las muestras más deformadas desarrollan texturas granolepidoblásticas esquistosadas). Estos niveles intercalan pasadas milimétricas de cuarzo-esquistos y micaesquistos muy ricos en biotita y moscovita, con texturas lepidoblásticas bien desarrolladas. Algunas muestras estudiadas presentan granates submilimétricos euhedrales, pre-esquistosos, muy fracturados, con inclusiones groseramente orientadas de cuarzo y biotita, que generan sombras de presión. Definen una asociación metamórfica de la parte alta del grado bajo o la parte baja del grado medio: Grt+Bt+Ms+Ep+Ab+Qtz.

### II.A.3. Anfibolitas.

Son finos niveles de potencias métricas, no individualizados en cartografía, que aparecen intercalados entre las metaarenitas. Son anfibolitas foliadas, de fábrica planar y grano fino, microscópicamente similares a las que aparecen dentro de la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, por lo que no se describen detalladamente en este apartado. Mineralógicamente están constituidas por hornblenda verde-marrón y plagioclasa intermedia-ácida con una textura granonematoblástica bien desarrollada y bandeado metamórfico submilimétrico. Sobre esta paragénesis se sobrepone una asociación mineral constituida por actinolita y clorita (muy abundantes), cuarzo, calcita esfena, ilmenita y albita, orientados formando un ángulo bajo con la primera, que corresponde a la facies de los esquistos verdes.

### II.A.4. Esquistos cloríticos.

Son rocas de composición básica que aparecen de forma esporádica, como niveles decimétricos a métricos, de tonos marrónceos a verdosos, de grano fino, muy esquistosados intercalados entre el resto de litologías de la Serie Negra. Al microscopio son esquistos con actinolita y clorita y proporciones subordinadas de cuarzo, plagioclasa y albita. Presentan texturas granonematoblástica a granolepidoblásticas con una esquistosidad definida por la orientación de agregados fibrosos a columnares de actinolita y clorita de grano medio a fino (0.1-0.5 mm), con abundantes inclusiones de esfena, opacos y apatito. Los granos de cuarzo y albita, aparecen dispersos, recris-

talizados y orientados paralelos a la esquistosidad de la roca.

### II.A.5. Cuarzitas Negras.

Las masas y nódulos de cuarcitas negras individualizadas en cartografía son rocas de tonos negros ricas en grafito y muy recristalizadas que, al microscopio, presentan un fino bandeado composicional. Aparecen intercaladas en los niveles más pelíticos, algunos de los cuales corresponden a cineritas y rocas volcanoclásticas ácidas de grano muy fino. Estas cuarcitas aparecen desmembradas en masas arrosariadas de potencias métricas a decimétricas y se disponen concordantes con la foliación varisca del macizo. La mayoría de las masas de cuarcitas negras dibujan sigmoides izquierdos con lineaciones de estiramiento mineral muy pronunciadas.

Petrográficamente son cuarcitas de grano muy fino (0.01 mm), con cuarzo como mineral principal junto con cantidades menores de grafito y opacos. La roca muestra un fino bandeado submilimétrico definido por alternancias en el tamaño de grano del cuarzo y por la presencia de niveles ricos en opacos y grafito. Los opacos corresponden a cristales euhedrales, inequigranulares de piritita, mientras que el grafito forma finos cristallitos de hábito acicular. El cuarzo está recristalizado, con neoformación de subgranos fuertemente orientados, definiendo una textura milonítica masiva con extinción ondulante sobreimpuesta.

## II.B.- LA SERIE NEGRA DEL ZÚJAR.

### II.B.1. Situación geográfica.

La Serie Negra del Zújar aflora en un área de 12-14 Km<sup>2</sup> en el sector NW de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo (Fig. II.3.). Aparece cortada por el río Zújar en el tramo en el cual este río hace de frontera entre las provincias de Badajoz y Córdoba. Se trata de un punto muy referenciado en la literatura regional, que ha sido considerado por muchos autores como una evidencia de la presencia de Serie Negra en la ZCI (Llopis et al., 1970; Blatrix y Burg, 1981; Abalos, 1990; Azor, 1994) donde correspondería al zócalo pre-Esquito Grauváquico.

Se trata de un pequeño afloramiento muy recubierto por los glaciares y rañas pliocuaternarias de las sierras ordovícicas circundantes. Los materiales observados son esquistos grafitosos muy replegados con niveles de cuarcitas negras decimétricas y pasadas metagrauváquicas y metacuarcíticas. Sánchez-Cela y Gabaldón (1973) citan la presencia de niveles marmóreos de potencia decamétrica, que no han podido localizarse en el presente trabajo.



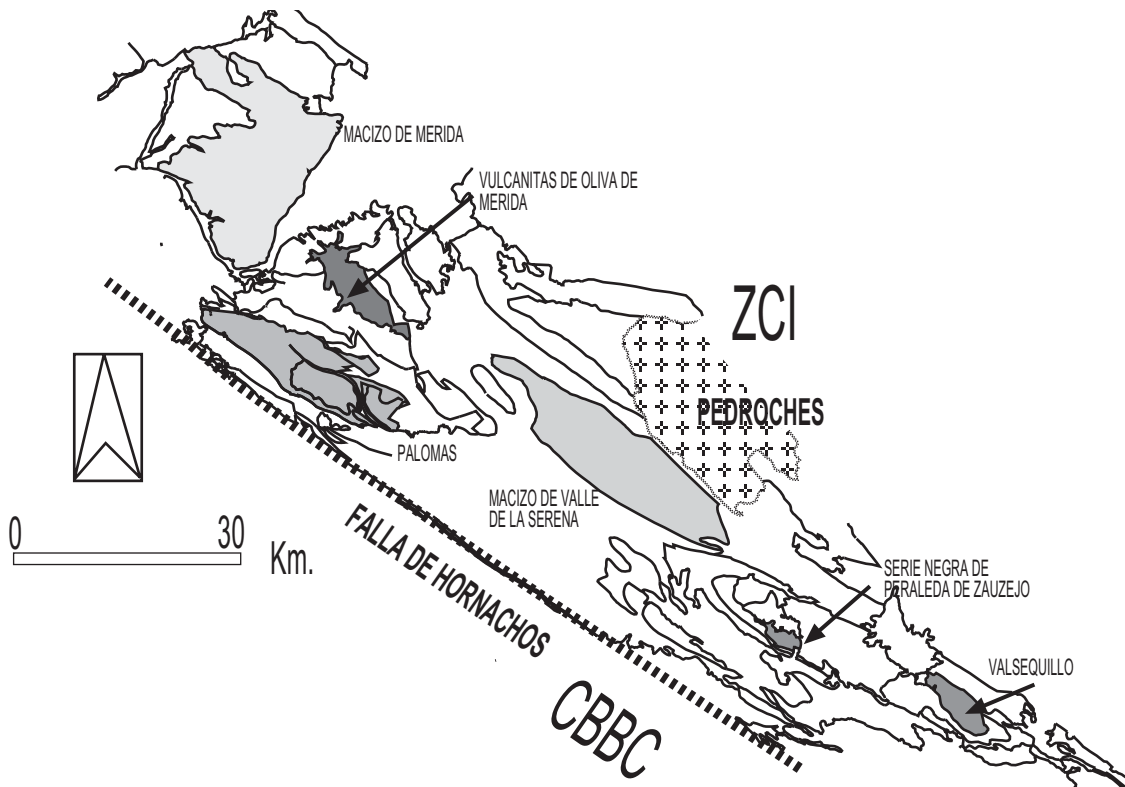


Fig. II.3.- Esquema del sector NW del DOVPR con la situación de la Serie Negra de Peralada del Zauzejo.

jo.

Sobre estas rocas se disponen, en una clara discordancia angular, las arcosas microconglomeráticas del Tremadoc (carretera de Peralada a Los Blazquez, junto al río Zújar). En estas arcosas aparecen numerosos cantos de esquistos de la Serie Negra junto con riolitoides no deformados y cuarzo hidrotermal. En algunos de ellos se reconoce una esquistosidad penetrativa que no se continúa en la matriz de la roca, lo que sustenta la hipótesis de una estructuración preordovícica (Herranz, 1985). Sobre el Tremadoc se dispone un potente tramo de ortocuarcitas blancas recrystalizadas correspondientes a la Cuarcita Armoricana. Las rocas ordovícicas muestran una débil esquistosidad subvertical de plano axial asociada a la formación de la Antiforma de Peralada del Zauzejo. La estratificación de las rocas paleozoicas tiene una dirección N100°-120°E y buzamientos de 60-70° hacia el SW que contrasta con las direcciones dominantes en los esquistos que varían de N125°-150°E y tienen buzamientos variables.

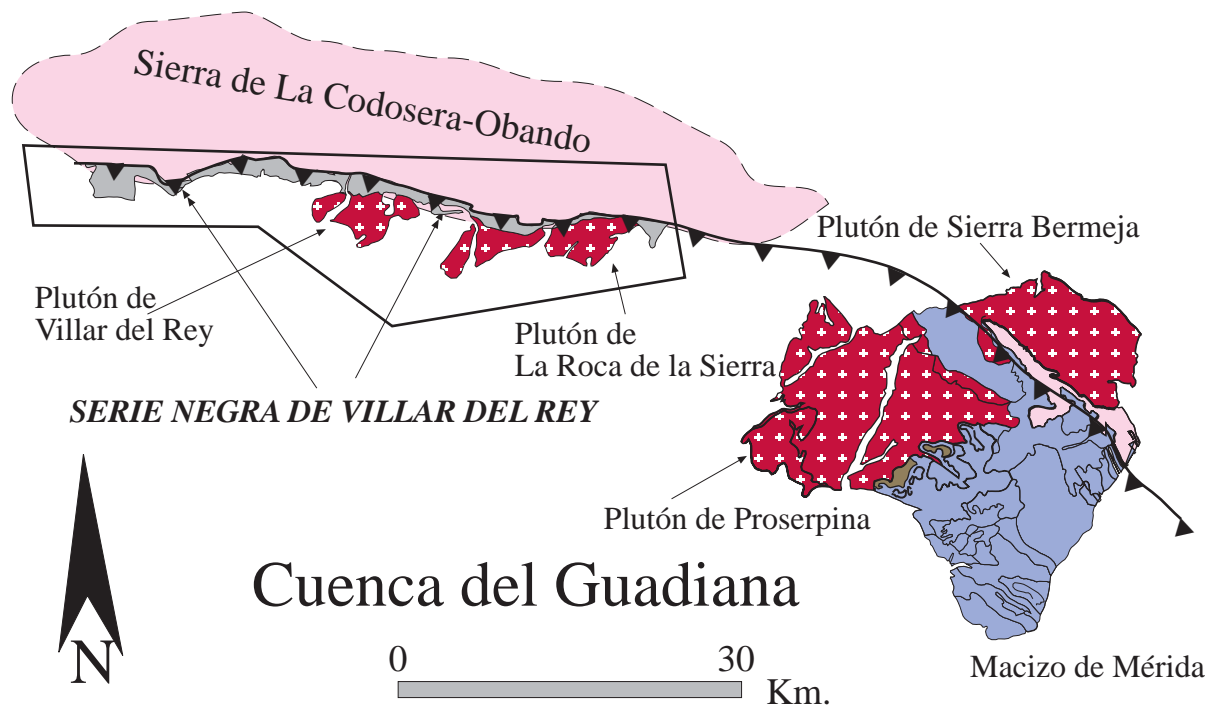
### II.B.2. Esquistos.

Los esquistos constituyen la litología más frecuente y muestran una esquistosidad muy penetrativa. Presentan texturas blastopsamíticas y lepidoblásticas de grano medio a fino formadas por Ms, Qtz, Bt, Chl, Kfs, Ab, Opac, Zrn y Ap. La esquistosidad principal (S2) es sintectónica de un metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes) y está definida por un bandedo litológico de

escala submilimétrica con alternancias de niveles micáceos (Ms±Bt y Chl) y niveles cuarzo-feldespáticos heterométricos, en los que destacan cristales subeuhedrales de plagioclasa intermedia-ácida de 1-3 mm. El cuarzo forma niveles alternantes a escala milimétrica, a menudo con geometrías lenticulares y muestra texturas granoblásticas. Esporádicamente aparecen cristales de granate submilimétricos y euhedrales, muy fracturados y retrogradados. Estos cristales suelen crecer en niveles ricos en biotita parda-roja. Intercalados con los lechos de biotita aparecen grandes masas de moscovita con texturas entrecruzadas producto de la retrogradación de sillimanita, aunque no se han reconocido restos de la misma. Pese a que Blatrix y Burg (1981) describen en estas rocas una paragénesis de grado medio indicada por el par granate-estaurolita, en trabajos posteriores (Azor, 1994) y en el presente no se ha podido verificar la presencia de estaurolita.

### II.B.3. Metaarenitas y metagrauvacas.

Estos materiales aparecen como intercalaciones centimétricas a milimétricas dentro de los esquistos micáceos. En general, se trata de cuarzo-esquistos, cuarzo-esquistos micáceos, metaarenitas y metagrauvacas muy inmaduras. Aparecen esquistosados y fuertemente replegados, con dos fases de deformación claramente reconocibles y una fase de crenulación incipiente, mal desarrollada. Son rocas heterométricas de grano medio a grueso (0.2-1 mm) constituidas por Bt+Ms+Ab+Kfs+Qtz+Chl y como



*Fig. II.4.- Esquema geológico del sector de Villar del Rey. La Serie Negra que aflora en esta zona aparece en una estrecha banda definiendo el Cabalgamiento de San Pedro de Mérida-Montoro. Estas rocas están intruidas por una serie de cuerpos graníticos similares al plutón de Proserpina. En el esquema se indica el afloramiento (entre Villar del Rey y La Roca de la Sierra) del asomo granítico reconocido en este trabajo.*

accesorios aparece circón detrítico y apatito. Presentan texturas granoblásticas (lechos más ricos en cuarzo) a psamíticas (niveles grauváquicos), con un bandeado submilimétrico definido por variaciones en el tamaño de grano. Destaca la presencia de cristales de plagioclasa intermedia de tamaño superior a la moda y hábitos subhedrales, que presenta golfos de corrosión e inclusiones de circón subhedral, que indican un origen plutónico de los mismos.

#### II.B.4. Cuarcitas Negras.

Dentro de la Serie Negra del Zújar aparecen niveles centimétricos a decimétricos, discontinuos y de geometrías arrosariadas de cuarcitas negras de grano fino, una de las litologías típicas de esta unidad. Definen la S2 observable en el resto de las facies. Al microscopio están constituidas por cuarzo de grano fino recrystalizado y textura granoblástica orientada. Presentan numerosos niveles submilimétricos de opacos ricos en grafito y moscovita. Texturalmente son similares a las cuarcitas negras descritas en la Serie Negra de Don Alvaro.

### II.C.- LA SERIE NEGRA DE VILLAR DEL REY.

#### II.C.1. Situación geográfica y marco geológico.

En la zona de Villar del Rey-La Roca de la Sierra aparece una banda de Serie Negra al sur de la estructura de la Codosera-Puebla de Obando (Soldevila, 1992). Esta banda se extiende al oeste del Macizo de Mérida y llega hasta la frontera con Portugal siguiendo la traza del cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida (Fig. II.4.). Se dispone cabalgando sobre rocas del Ordovícico Medio-Superior y está parcialmente recubierta por las rocas neógenas de la Cuenca del Guadiana. Está intruída por, al menos, tres cuerpos graníticos de dimensiones kilométricas. El reconocimiento de este sector (Río Guerrero, hoja 751 de Villar del Rey, UTM: 29SPD305941) ha permitido identificar un cuerpo granítico de grano medio a grueso con textura porfídica seriada y fenocristales de feldespato potásico peritítico orientados a 100-120°N, paralelamente a la estructuración hercínica, que es textural y mineralógicamente similar a los granitos de Villar del Rey y La Roca de la Sierra,



## C.II.- Serie Negra

situados respectivamente a dos kilómetros al oeste y este. Presumiblemente, este asomo, junto a los dos citados, es parte de un cuerpo mayor recubierto por las rocas terciarias de la Cuenca del Guadiana. El encajante corresponde a una serie pelítica esquistosada con pasadas arenosas y una fuerte blastésis estática de andalucita desarrollada sobre los planos de esquistosidad. No se ha podido establecer con claridad la edad a estos sedimentos y se les atribuye de forma tentativa una edad Llanvirn-Llandeilo por similitud con las facies presentes al norte, en la estructura de La Codosera-La Puebla de Obando (Soldevila, 1992).

La Serie Negra de Villar del Rey está formada por esquistos satinados, de tonos oscuros, con esporádicas pasadas de metaarenitas y cuarcitas negras afectados por un metamorfismo de grado bajo. En la carretera de circunvalación de La Roca de la Sierra afloran paquetes decamétricos de mármoles oquerosos impuros y niveles métricos de anfíbolitas de grano fino fuertemente replegados. Sobre estas rocas se dispone la sucesión paleozoica, bien mediante una discordancia angular o bien en un contacto mecánico que es el responsable de la imbricación de algunas unidades paleozoicas en el flanco sur de la antiforma de La Puebla de Obando-La Codosera. La Serie Negra aparece afectada por fracturas tardías con salto en dirección dextro a N340-030°E subverticales que generan una partición espaciada.

La S2 de estas rocas muestra direcciones a N070-120°E y buzamientos de 65-80°SW con lineaciones de estiramiento mineral a N330°E/25°NW y sentidos de movimiento del bloque de techo hacia el NE, según el cual la Serie Negra cabalga sobre las rocas paleozoicas de la antiforma de La Puebla de Obando-La Codosera.

### II.C.2. Esquistos, metaarenitas y meta-grauvacas.

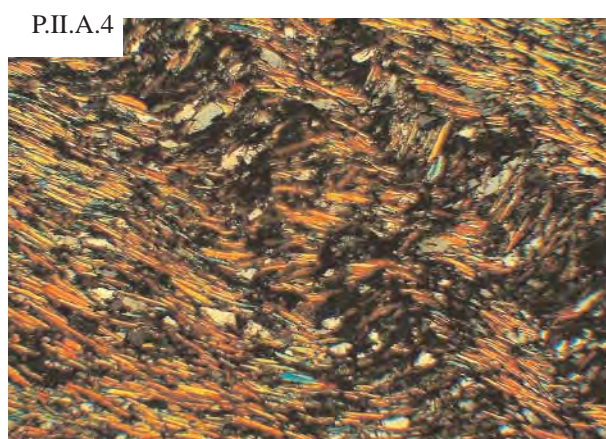
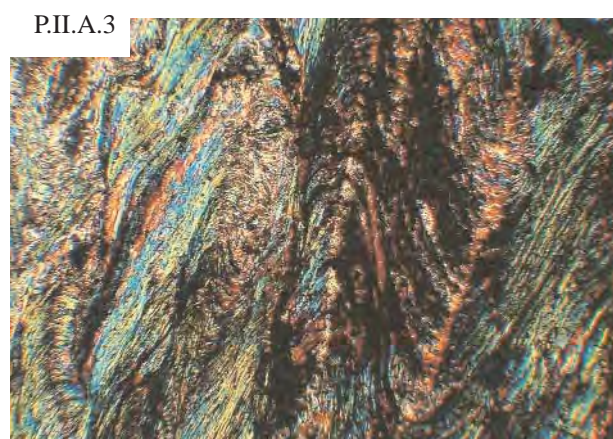
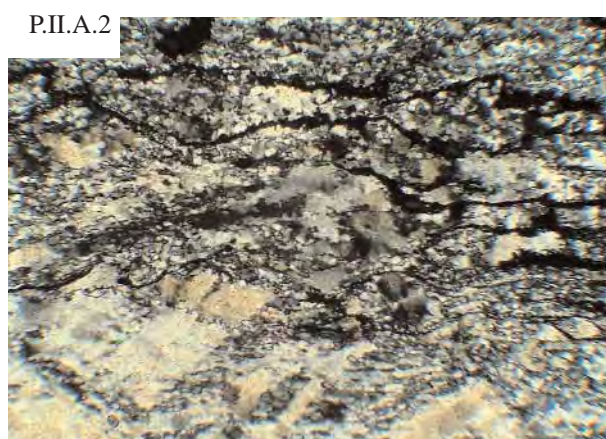
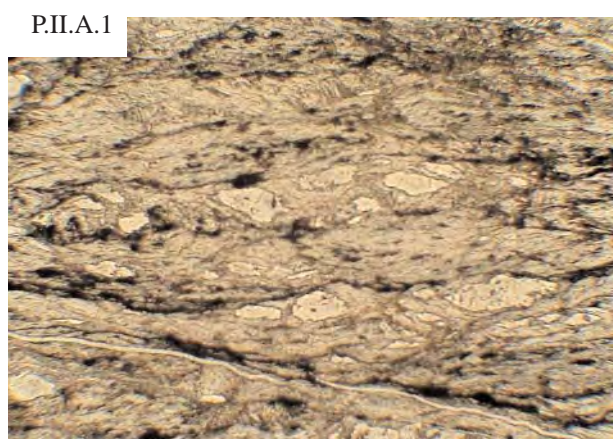
Se trata de una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y pizarras líticas, con una foliación bien desarrollada, que constituye el grueso de la serie. Al microscopio muestran texturas esquistosa o granolepidoblásticas y se reconocen abundantes estructuras de tipo flaser, dentro de las cuales aparece cuarzo recristalizado dinámicamente muestra criterios de movimiento izquierdo. Los niveles cuarcíticos y grauváquicos son abundantes y se intercalan con los niveles metapelíticos en alternancias centimétricas a decimétricas. Son rocas de grano medio a fino (0.2-1 mm) constituidas mayoritariamente por cuarzo detrítico, feldespato, albita, circón y opacos. Presentan texturas granudas masivas que evolucionan de forma incipiente a texturas blastopsamíticas recristalizadas. De forma excepcional aparecen niveles milimétricos de placeres constituidos por cristales de opacos detríticos.

### II.C.3. Niveles calcáreos.

En la carretera de circunvalación de La Roca de la Sierra, intercalados dentro de la Serie Negra y en contacto con paquetes métricos de anfíbolitas de grano fino, aparecen unos paquetes decamétricos de mármoles esquistosados y replegados. Son rocas de grano fino, con un bandeado centimétrico caracterizado por variaciones en el tamaño de grano y por variaciones de color (blanco sucio y gris oscuro). Microscópicamente se caracterizan por la presencia de calcita, cuarzo, moscovita, grafito y opacos. Se reconoce un bandeado litológico (S2) de escala milimétrica, muy constante, definido por variaciones en el tamaño de grano y textura de los granos de calcita. Este bandeado está afectado por una esquistosidad penetrativa oblicua, a favor de la cual se desarrollan moscovita y opacos. La textura es granoblástica a nematoblástica con los cristales orientados según el bandeado litológico.

### II.C.4. Anfíbolitas.

Las anfíbolitas son rocas de grano fino foliadas que aparecen en paquetes métricos, junto a los mármoles, dentro de la Serie Negra. Al microscopio están formadas por anfíbol verde-pardo, clinozoisita, esfena, epidota, actinolita-tremolita y opacos, con cantidades menores de plagioclasa y cuarzo. La foliación está definida por la orientación preferente de los cristales de anfíbol hornbléndico. El anfíbol, mineral más abundante, aparece como prismas subhedrales orientados, con una débil extinción ondulante y presenta inclusiones de opacos (ilménita). Se reconoce un anfíbol subeuhedral primario, de color verde-pardo de tipo hornbléndico sobre los cuales se desarrollan cristales de anfíbol secundario, de tipo actinolítico, dispuesto en haces orientados, junto a agregados de grano fino de esfena y opacos.



Plancha II.A.

P.II.A.1. Micaesquisto de la Serie Negra de Don Álvaro. Estas rocas muestran un esquistosidad que evoluciona hacia una esquistosidad milonítica asociada al proceso de cizallamiento izquierdo que afecta a los materiales del macizo de Mérida. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.A.2. Cuarzita negra milonitizada procedente de la Serie Negra de Don Álvaro. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.A.3. Micaesquisto de la Serie Negra de Peraleda del Zaucejo. A la izquierda de la microfotografía aparece una masa de moscovita de grano muy fino con texturas entrecruzadas que se han interpretado como resultado de la retrogradación de sillimanita. Ancho de la microfotografía: 1.5 mm.

P.II.A.4. Micaesquisto grosero de la Serie Negra de Peraleda del Zaucejo. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.A.5. Metagrauvaca de la Serie Negra de Don Álvaro. Dentro de estas litologías destaca la presencia de numerosos clastos con morfologías pseudo-bipiramidales en el cuarzo y una abundante matriz sericítica-micácea que sugiere un origen volcanoclástico para estas rocas. Ancho de la microfotografía: 1 mm.

P.II.A.6. Fotografía de campo de las calizas que aparecen en el interior de la Serie Negra de Villar del Rey.



## LOS COMPLEJOS VOLCANICOS DEL DOVPR.

Dentro del DOVPR, en Oliva de Mérida y en Alange, se reconocen una serie de afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas, discordantes bajo la Fm. Torreárboles por lo que pueden considerarse de edad Pre-Cámbrico, dado que dicha Fm. tiene fósiles de edad Ovetiense (Apalategui et al., 1985b).

Estos materiales han sido agrupados en dos unidades: La Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, dentro del Macizo de Mérida (Serie Anfibolítica de Gonzalo, 1987; Almarza, 1996; Bandrés y Eguíluz, 1999a) y las Vulcanitas de Oliva de Mérida (Apalategui et al., 1988a), que afloran entre las localidades de Mérida, Don Álvaro, Guareña, Oliva de Mérida y Alange. Ambas series poseen características tectónicas y petrológicas que las hacen diferentes. Se ha supuesto que las Vulcanitas de Oliva de Mérida se sitúan sobre la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro y, en efecto, el tránsito entre ambas unidades, visible en la Carretera de Mérida-Alange, corresponde un contacto gradual en donde la serie va evolucionando desde términos volcanoclásticos hacia términos claramente volcánicos, con un grado de deformación y metamorfismo menor. El límite se ha establecido en los primeros paquetes riolíticos masivos, los cuales son visibles en la urbanización Miralrío (Km. 7 de la carretera de Mérida a Zarza de Alange). A su vez, la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, se sitúa sobre la Serie Negra de Don Alvaro (Gonzalo, 1987; Bandrés et al., 1999b).

Estas formaciones volcánicas han sido tectonizadas durante la orogenia hercínica, pero se pueden reconocer evidencias de una deformación previa, asociada a un metamorfismo de grado medio (granate-estaurolita), acaecida durante la orogenia cadomiense, y que están sellada por los materiales cámbricos. Las directrices estructurales de esta deformación precámbrica son muy similares a las hercínicas, si bien son algo más norteadas (140-170°N). La cinemática deducida para ambos procesos son similares con una deformación transcurrente izquierda. Esta analogía tiene lugar en otros macizos cadomieneses europeos, como el Macizo Armoricano francés, en donde está bien preservada la orogenia cadomiense, la cual muestra una clara cinemática transcurrente.

## II.D. LA SERIE VOLCANOCLÁSTICA DE DON ALVARO.

### II.D.1. Situación geográfica y geológica.

La Serie Volcanoclástica de Don Alvaro aflora en el sector meridional del Macizo de Mérida (Fig. II.5.), en tránsito gradual sobre la Serie Negra. Se trata de una potente sucesión constituida en su tramo inferior por grauvacas, esquistos biotíticos, cuarzoesquistos y esquistos verdes. Hacia arriba intercala pasadas de riolitas, riolitas y anfibolitas de grano fino-medio, más abundantes a techo de la Serie (Apalategui, et al., 1888a). Algunas de estas anfibolitas son diques dioríticos con texturas ígneas preservadas y fábrica planar. A techo, la secuencia ya francamente volcánica, intercala además paquetes cuarcíticos de grano fino, cineritas, tobas cristalinas y algunos niveles de esquistos biotíticos y cuarzoesquistos.

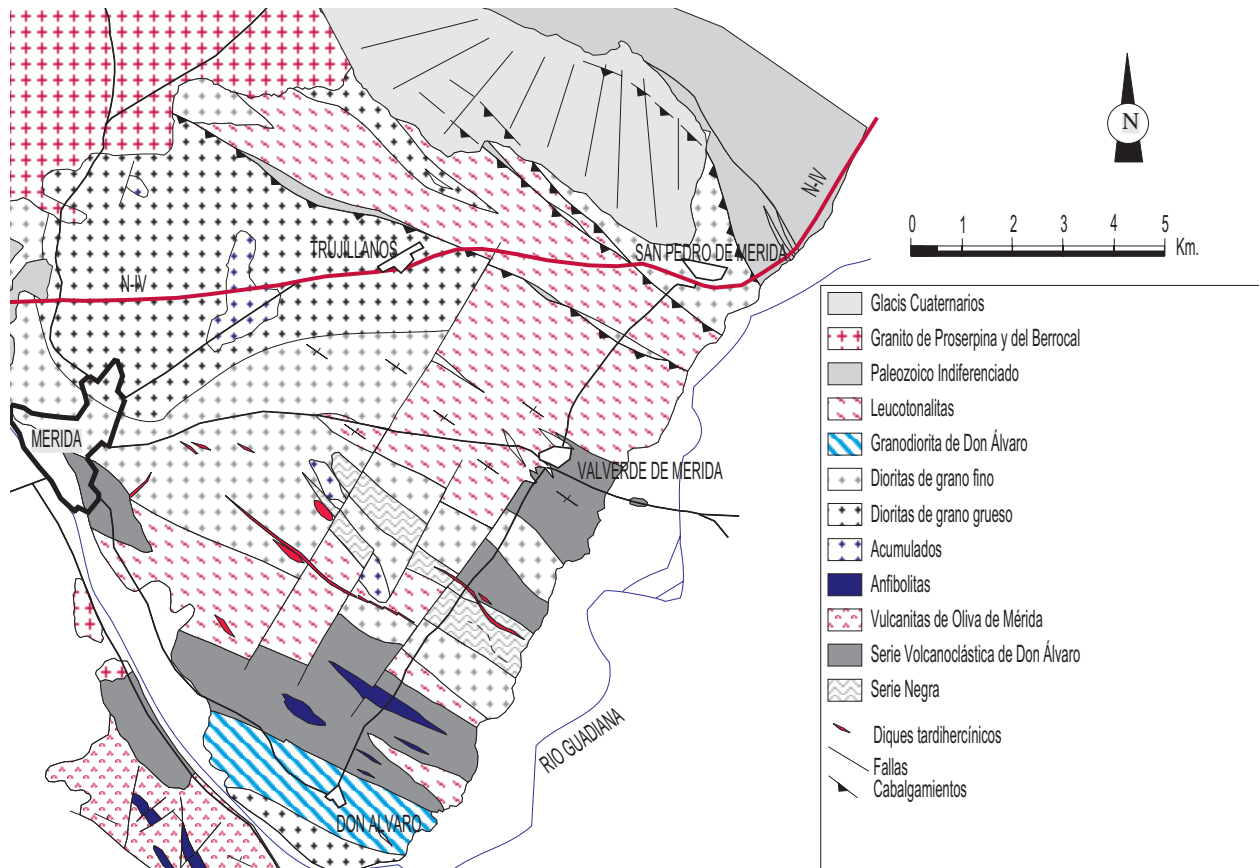
Esta serie está afectada por el metamorfismo de contacto ligado al emplazamiento de las intrusiones cadomieneses (dioritoides de Mérida). Este metamorfismo, puesto de manifiesto en la recrystalización de las riolitas y la blastésis de andalucita en los esquistos, se sobrepone a un metamorfismo regional de grado bajo (Gonzalo, 1987) siendo más patente cuando afecta a los términos superiores de la serie.

No se conoce el techo de esta serie pero términos análogos a los descritos aparecen en el área de Alange, donde Apalategui et al., (1988c) describen intercalaciones de cuarcitas negras dentro de los materiales volcánicos. Hacia el este se observa un tránsito gradual a las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Ambas series se diferencian por el grado de deformación y por los litotipos que presentan. En la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro los materiales son de naturaleza más detrítica dominando los términos de grano fino. En Oliva de Mérida los materiales son claramente volcánicos y la deformación es menor.

El metamorfismo se expresa en los niveles más micáceos con las paragénesis de Bt-Ms-Grt y Grt-St. En los materiales anfibolíticos la paragénesis es hornblenda verde-plagioclasa. El metamorfismo hercínico de grado bajo se manifiesta en las metavulcanitas por el desarrollo de la paragénesis Ab-Qtz-Chl, Qtz-Ab-Ep-micas blancas y en las rocas básicas por la asociación Czo-Ab-Ep-Chl-Tr-Qtz-Spn.

### II.D.2. Metagrauvacas y metaarenitas.

Las metagrauvacas y metaarenitas son rocas relativamente abundantes dentro de esta serie y aparecen claramente cortadas por las anfibolitas dioríticas. En general,



**Fig. II.5.-** Mapa esquemático del macizo de Mérida mostrando la posición de la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro. Esta serie se sitúa en los sectores centro-meridionales en donde la deformación varisca es de menor intensidad.

son rocas de grano fino y muestran una gran inmadurez sedimentológica. Afloran en bancos de potencias métricas intercalados entre los niveles volcanoclásticos. De visu son rocas de tonos ocre, con una esquistosidad bien desarrollada, en las que se reconocen clastos orientados de tamaño milimétrico de cuarzo y feldespato. En el campo resulta difícil diferenciar estas rocas de las rocas volcanoclásticas y no han sido individualizadas en cartografía a causa de su escasa potencia.

Las metaarenitas son más abundantes en los términos más altos de la serie, en las proximidades de Don Álvaro. En lámina delgada estas rocas presentan texturas granoblásticas de grano fino (0.1-1 mm), con fuerte recrystalización dinámica. Están constituidas por Qtz + Ab + Kfs + Ms + Bt + Chl + Ap + Zrn y Opac. Presentan un bandeo milimétrico definido por bandas cuarcíticas y bandas de naturaleza metaarcósica de grano más grueso (0.25 mm). Los granos son equigranulares y apenas tienen matriz, excepto algunas intercalaciones metagrauáquicas con Chl+Bt+Ms.

Las metagrauavacas, se caracterizan por un gran contenido en matriz y por la fuerte heterometría de los clastos. Los clastos son de cuarzo, plagioclasa, y en menor medida de feldespato potásico. En lámina delgada presentan texturas granoblásticas a blastopsamíticas, en general de grano fino (0.1-0.5 mm) constituidas por Qtz, Ab, Pl,

Kfs, con una matriz más fina rica en Bt, Ms y Chl con Ap, Zrn, Ilm y Opac como accesorios. Se observan evidencias de recrystalización en condiciones de grado bajo y una esquistosidad grosera.

### II.D.3. Anfibolitas.

Dentro de la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro aparecen anfibolitas y diques de dioritas anfibólicas así como masas menores de leucotonalitas.

Las anfibolitas, poco abundantes, son rocas de grano fino que muestran una fábrica planolinear acusada. Están formadas por plagioclasa, hornblenda verde y cantidades menores de cuarzo y esfena. Poseen texturas granonematoblásticas a protomiloníticas y en algunas muestras se reconocen bandeos composicionales de anfíbol y de plagioclasa. Muestran potencias métricas y corridas hectométricas, y es de destacar la presencia de dos grandes masas en las proximidades de la Ermita de San Bernabé. También afloran relativamente bien en los taludes de la carretera de Don Alvaro a Valverde de Mérida, con una potencia superior a los 500 metros. En el campo se han podido diferenciar anfibolititas masivas de grano muy fino, anfibolitas banales y alternancias de anfibolitas y niveles cuarzofeldespáticos en bandas centimétricas. En los taludes de la carretera de Valverde a Guareña afloran

de igual forma paquetes de potencias métricas intercalados entre tramos riolíticos masivos. Todas estas rocas muestran una foliación y, a menudo, lineaciones de estiramiento mineral concordantes con el resto de la serie.

Al microscopio están constituidas por hornblenda verde (en algunas muestras es verde muy pleocroica), Pl, Qtz, Ab, Act, Ep, Czo, Kfs, Spn y opacos. La foliación está marcada por la orientación de los minerales, sobre la que crecen minerales del bajo grado mal orientados (Chl y Act junto a alineaciones de granos de  $Ep \pm Czo$ , Spn y Opac). Definen texturas granonematoblásticas inequigranulares de grano fino (0.2 mm). Se reconoce un bandeo submilimétrico de niveles ricos en anfíbol y niveles leucocráticos, siendo los niveles máficos mucho más abundantes. Los primeros son de grano fino a muy fino, nematoblásticos, y están constituidos por hornblenda euhedral, muy limpia, equidimensional, dentro de la cual aparecen cristales aislados de gran tamaño de esfena euhedral (hasta 0.4 mm). La hornblenda está muy retrograda a Act y Chl, que forman agregados fibrosos, anhedrales con una orientación oblicua (15-25°) al anfíbol primario. Las bandas leucocráticas son granoblásticas, inequigranulares poco orientadas y alotriomórficas. Están formadas por Qtz, Ab, Kfs y Pl junto con cristales aislados de Ep, Czo y agregados de Act.

Ocasionalmente se reconocen muestras de grano muy fino ricas en biotita, siempre asociada a epidota y actinolita y otras anfibolitas muy ricas en anfíbol (70 %) con texturas porfidonematoblásticas, que se caracterizan por porfidoblastos de hornblenda marrón y plagioclasa, muy albitizada.

#### II.D.4. Anfibolitas dioríticas.

Los diques de dioritas anfibólicas presentan potencias decamétricas y extensión lateral variable, en general hectométrica, aunque no han sido diferenciadas en cartografía. Son más abundantes cerca de los contactos con las facies dioríticas plutónicas. En el campo se reconocen de forma inequívoca apófisis y diques que, partiendo de los dioritoides, cortan al encajante volcánico. Estos diques están tectonizados y las fábricas visibles en afloramiento son subcondordantes con el encajante. En la zona del Guijo de Valverde, cerca de la carretera se puede observar como estas rocas cortan las estructuras previas del encajante y presentan bordes de grano más fino. Al microscopio son rocas de grano fino a medio, apareciendo los diques menos potentes con texturas afaníticas, doleríticas o subofíticas (Gonzalo, 1987), aunque en ocasiones se preservan texturas ígneas tipo intersecional. Presentan una intensa cataclásis con desarrollo local de texturas protomiloníticas en la matriz, pero tienen menos deformación que las rocas volcánicas en las que intruyen.

Son rocas de grano fino (0.2 a 0.5 mm), formadas por Hbl, Pl, Ab, Qtz, Ep, Ilm, Chl, Ap, Spn y Opac, y, a dife-

rencia de las anfibolitas de fábrica planolinear, la esfena y el apatito son muy abundantes. La plagioclasa (totalmente seritizada y con inclusiones de Qtz y Ep), es anhedral, inequigranular y no orientada. El anfíbol es subeuhedral, con hábito prismático alargado, y se dispone en haces. Presentan gran cantidad de inclusiones de esfena subeuhedral dispuesta en los planos de exfoliación y en menor medida de apatito euhedral. Finalmente se reconoce una paragénesis orientada que define un metamorfismo de grado bajo (Act-Tr-Czo-Ab-Qtz-Ser-Ep-Spn).

#### II.D.5. Metariolitas y gneises riolíticos.

Como se ha mencionado, el incremento a techo del componente volcánico en la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro da lugar a la aparición de riolitas, riolacitas y anfibolitas de grano fino-medio. Las riolitas son rocas metavolcánicas de grano fino y texturas afaníticas fuertemente desvitrificadas en las que se reconocen de forma ocasional fenocristales de cuarzo con un fuerte estiramiento y esporádicamente texturas flameadas concordantes con la foliación. Aparecen en paquetes de escala métrica e intercalan niveles centimétricos a decimétricos de esquistos biotíticos y cuarzoesquistos y de metatobas de grano fino. Dentro de estas metatobas se reconocen clastos líticos de vidrios volcánicos y fragmentos de cristales de cuarzo y de plagioclasa. Los mejores afloramientos se sitúan en los alrededores de Valverde de Mérida, junto al repetidor de TV (carretera a Don Álvaro) y en la Carretera de Valverde de Mérida a Guareña.

Estas rocas están recrystalizadas por el metamorfismo térmico inducido por los plutones del Macizo de Mérida. En general están gneisificadas, aunque se pueden reconocer clastos de cuarzo y de feldespato. Composicionalmente son riolitas, riolacitas y dacitas, siendo las primeras más abundantes. En consecuencia los principales tipos petrográficos son: gneises riolíticos, gneises riolacíticos-gneises dacíticos y tobas soldadas.

##### II.D.5.i.- Gneises riolíticos.

Son rocas abundantes que afloran principalmente al este de Valverde. De forma general presentan texturas protomiloníticas a miloníticas, en las facies de grano fino y gneisicas en las de grano más grueso. De visu tienen aspecto vítreo masivo, aunque pueden aparecer fenocristales orientados de cuarzo ( $\pm$  feldespato) de 1-2 mm.

Al microscopio se caracterizan por la presencia fenocristales de Qtz, Pl, Kfs, Ms, Chl, Ab, Ep, Cal, Ser y Opac, dispersos en una matriz (80-90%) constituida por Qtz, Kfs, Ab y Chl, Ep, Opac, de grano muy fino (< 0.01 mm) recrystalizada y muy orientada definiendo una textura milonítica incipiente, que desarrolla cintas de cuarzo grano fino y recrystalización dinámica de granos. La epidota, clorita y opacos se disponen en finos agregados

y masas definiendo la foliación de la roca. Los fenoclastos de 1-2 mm son de cuarzo y en menor medida de feldespato potásico y se disponen elongados según la foliación. El cuarzo es subeuhedral a anhedral, limpio, sin inclusiones, muy fracturado y deformado y forma, a menudo, pequeños aglomerados de 2-4 individuos. En algunos casos se reconocen morfologías claramente bipiramidales junto a grandes golfos de corrosión. Desarrollan sombras de presión asimétricas donde cristaliza preferentemente Qtz, Ab y Ser. Los fenoclastos de plagioclasa son escasos, de menor tamaño y están muy retrogradados a sericita. Son subeuhedrales, muestran recrecimientos y reemplazamientos por albita, y están orientados con la foliación de la roca, generando sombras de presión asimétricas.

#### **II.D.5.ii.- Gneises riolíticos y gneises dacíticos.**

Son rocas de grano fino a medio, con texturas deformacionales generalizadas, en general de tipo gneíscico a protomilonítico. De visu no se diferencian fácilmente de los gneises riolíticos, excepto en las variedades más ricas en fenocristales de feldespato. Mineralógicamente están constituidas por Qtz, Kfs, Ab, Pl, Ms, Bt, Zrn, Ap, Ep, Chl, opacos y sericita. Presentan una matriz de grano fino muy deformada, similar a la de los gneises riolíticos aunque más rica en micas y opacos, y gran cantidad de fenoclastos con texturas seriadas de feldespato, cuarzo y plagioclasa. Los fenoclastos de cuarzo son de pequeño tamaño (0.2-0.5 mm) de hábito subeuhedral a anhedral y poco importantes cuantitativamente. Los fenoclastos de feldespato son subeuhedrales, muy afectados por la deformación, con una reducción de grano en los bordes y grandes sombras de presión asimétricas, al igual que la plagioclasa. Aparecen con texturas seriadas (0.2 a 2 mm), o forman aglomerados de 2-3 individuos siempre orientados con la S1 de la roca. Muestran esporádicas inclusiones de circón y pueden estar muy retrogradados a sericita, cuarzo y albita.

En las rocas de grano más grueso la textura es gneíscica a cataclástica. Los clastos más numerosos son de plagioclasa intermedia-ácida, con maclas de la periclina deformadas y rotas. La matriz está constituida casi exclusivamente por un agregado muy fino y orientado de cuarzo y moscovita, que desarrolla grandes sombras de presión en torno a los fenoclastos.

#### **II.D.5.iii.- Tobas y tobas soldadas.**

Asociados a los niveles riolíticos se intercalan paquetes de aspecto tobáceo, formados por clastos estirados de 1-3 mm de longitud y aspecto flameado, que son especialmente abundantes en algunos niveles. Estas rocas están intensamente deformadas y milonitizadas, formada por micas y cuarzo, dentro de la cual aparecen gran cantidad de fragmentos líticos de naturaleza cuarcítica o feldespática.

La matriz está constituida por cuarzo de grano muy fino, recristalizado, albita, pequeños fragmentos angulo-

sos de feldespato, moscovita y masas de agregados de sericita. Dentro de ella aparecen gran cantidad de fragmentos angulosos (30-50 % de la roca) y estirados de 0.1 a 2 mm. Los más abundantes y de mayor tamaño son de cuarzo, aunque existen muchos de naturaleza lítica, constituidos en su mayoría por agregados de cuarzo granoblástico recristalizado dinámicamente. El resto de fenoclastos son cristales de feldespato y plagioclasa, en general muy deformados y retrogradados, con texturas seriadas y grandes golfos de corrosión. Los fragmentos de menor tamaño son angulosos y parecen producto de la cataclásis de estas rocas.

#### **II.D.6. Rocas piroclásticas (cineritas).**

Intercalados entre los gneises riolíticos aparecen rocas de grano fino a muy fino de tonos claros y tacto untuoso. Dentro de estos materiales se reconocen dos tipos de rocas: volcanoclásticas y cineritas.

Las cineritas aparecen como niveles de 10 cm a 2-4 m de potencia de escasa continuidad lateral, intercaladas en facies más groseras, entre las que se reconocen con dificultad. Son rocas de tonos claros, grises a blancos, muy laminadas, con niveles milimétricos de tonos negros ricos en azufre nativo. Aparecen muy replegadas y tectonizadas, con una crenulación subvertical bien desarrollada. Al microscopio están constituidas por Qtz, Ms, Chl, Opac, Ceol y Ser, que se orientan de forma paralela y definen una S1 de tipo slaty cleavage muy penetrativa. Bandas de opacos de grano muy fino (< 0.01 mm) resaltan la S1. Se reconoce una fina laminación submilimétrica definida por la variación mineralógica y textural (tamaño de grano) y gran cantidad de granos criptocristalinos subredondeados de < 0.01 mm, que se concentran en los niveles más finos, con morfologías esferulíticas radiales poco visibles que se han interpretado como restos de material vítreo de origen volcánico.

Las rocas volcanoclásticas, las más abundantes de la serie, son de grano medio (1-2 mm) a muy fino (Gonzalo, 1987) y aparecen con frecuencia intercaladas con metaarenitas y metagrauvas en niveles de potencias métricas a decamétricas. Presentan una fuerte deformación con una foliación bien definida y lineaciones de estiramiento en los niveles más finos. En lámina delgada se caracterizan por la gran cantidad de feldespatos que contienen, así como por texturas relictas de probable origen ígneo volcánico. Están constituidas por Qtz, Kfs, Ms, Chl, Cal, Ep, Ab, Pl, Ser y Opac. Presentan una matriz muy abundante y deformada, de naturaleza esquistosa milonítica a claramente milonítica constituida por Qtz, Kfs, Ep, masas de sericita-mica blanca y minerales micáceos (Ms, Chl). Los fenocristales de feldespato, albita-plagioclasa intermedia y cuarzo son inequigranulares, subeuhedrales a anhedrales y definen texturas porfídicas a microporfídicas. Los feldespatos, de hasta 2 mm, con maclas en enrejado (¿microclina?), están orien-



tados y muy fracturados según microlitones con sentido de movimiento izquierdo, con sombras de presión asimétricas., en donde recrystaliza Qtz+Ab+Ms±Cal, y recrystalización en los bordes de grano. La plagioclasa, escasa en general, tiene características similares al feldespato. El cuarzo, en proporciones muy variables, es subeuhedral a anhedral, sin inclusiones se encuentra deformado y orientado según la foliación. Algunos cristales presentan grandes golfos de corrosión y morfologías bipiramidales relictas, que indican un posible origen volcánico de estos clastos.

### II.D.7. Esquistos actinolíticos y cloríticos.

Los esquistos actinolíticos y cloríticos son niveles de potencias métricas o menor formados por anfíbol verde pálido, plagioclasa intermedia y cuarzo, bastante abundantes en esta unidad. Afloran de forma aleatoria en toda la serie, siendo más frecuentes junto a los niveles meta-cuarzíticos. Gonzalo (1987) diferencia claramente dos tipos principales: esquistos actinolíticos y esquistos cloríticos.

Los esquistos actinolíticos son rocas esquistosadas, concordantes con el resto de la serie volcanoclástica. Mineralógicamente están constituidas por Qtz, Ab, Kfs, Hbl, Act, Cal, Ilm, Py, Spn, Ep, Zrn, Ms, Bt y Ath. Son rocas de grano fino (0.2-1 mm), con texturas nematoblásticas generalizadas definidas por la orientación de los anfíboles y clorita principalmente. El anfíbol es hornblenda verde, muy pleocroica, a menudo reemplaza por actinolita y antofilita en agregados fibrosos o prismas alargados según la S1. El anfíbol primario (hornblenda), es subeuhedral, limpio, sin inclusiones, orientado, con hábitos prismáticos cortos. Los anfíboles secundarios están asociados a grandes cristales de epidota y esfena subeuhedrales y orientados. Intercalados entre los anfíboles aparecen cristales dispersos de cuarzo, albita, plagioclasa intermedia y feldespato, en general anhedrales y de grano muy fino (0.2 mm). El Qtz define bandas y cintas en donde aparece recrystalizado de forma orientada, definiendo la S1. Los esquistos cloríticos son de tonos verdosos pálido en muestra de mano, deleznales. Al microscopio están constituidos básicamente por clorita y cuarzo. La clorita forma cristales prismáticos, subeuhedrales, muy bien orientados, entre cuyos huecos aparecen pequeños cristales de cuarzo anhedral recrystalizado.

### II.D.8. Micaesquistos y esquistos con granate.

Son niveles muy finos y muy escasos que forman intercalaciones de escasa potencia en otras litologías. Son mayoritariamente esquistos biotíticos y en ellos se desarrollan las paragénesis metamórficas de grado más alto reconocidas dentro de esta serie que incluyen grana-

te y/o cloritoide.

Se trata de rocas de grano fino a muy fino, muy esquistosadas y replegadas. En afloramiento se reconoce una S1 definida por un fino bandeado submilimétrico, que está traspuesta por una S2 que desarrolla pliegues apretados vergentes. Sobre estas esquistosidades se desarrolla una esquistosidad de crenulación subvertical no siempre reconocible en el campo.

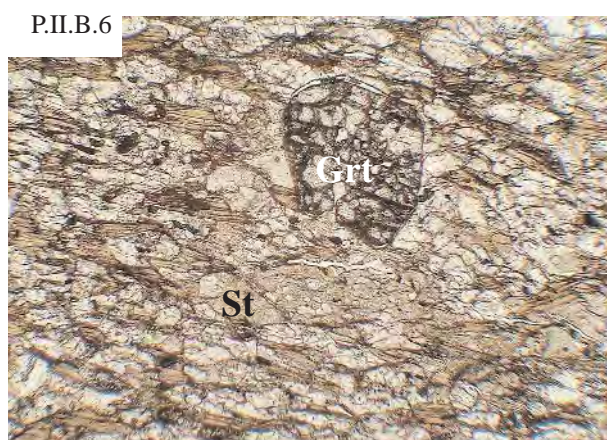
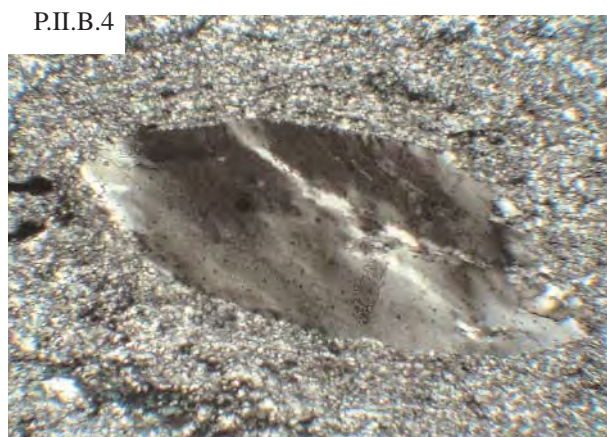
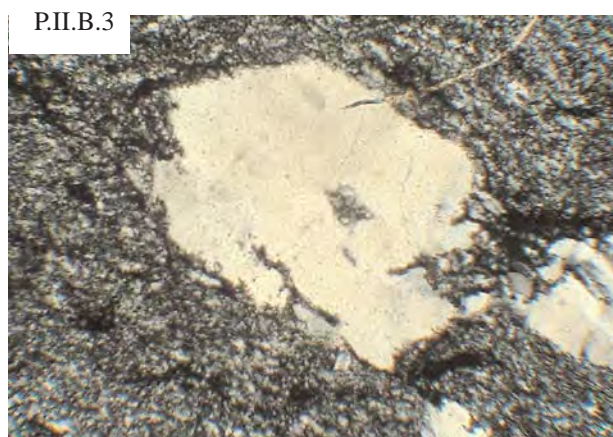
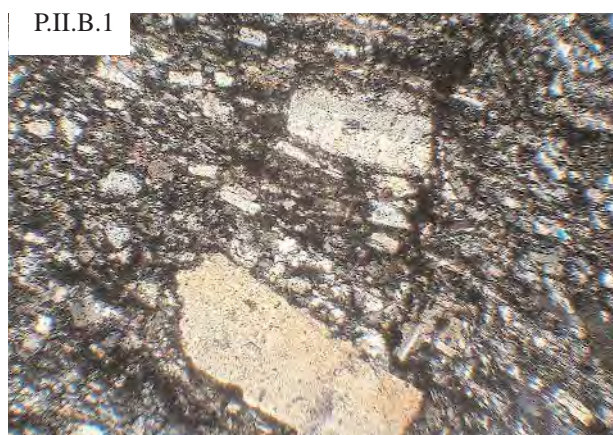
Petrográficamente son rocas con Qtz, Ab, Kfs, Ms, Bt, Ilm, Zrn, Ep, Czo, Chl, Grt y Cld. Desarrollan texturas granolepidoblásticas muy replegadas a porfiroblásticas. El granate es de grano fino (0.3-0.4 mm), muy fracturado, de color rosa pálido, subeuhedral a anhedral, con sombras de presión simétricas y sinesquistoso. Presenta gran cantidad de inclusiones, sin orientar, de cuarzo y, en menor medida, de albita. El cloritoide, cuando aparece, forma cristales muy anhedrales, orientados groseramente con la esquistosidad, de mayor tamaño que el granate y asociados a éste. Presenta gran cantidad de inclusiones de cuarzo con el mismo tamaño que las que aparecen dentro del granate y sin orientar. Desarrollan grandes sombras de presión donde recrystaliza preferentemente la albita. La albita y el cuarzo forman bandas finas, granoblásticas y recrystalizadas entre los niveles micáceos. Son de grano muy fino (0.1 mm), subeuhedrales a euhedrales, limpios, con numerosos puntos triples. Aparecen orientados de forma oblicua a los planos de esquistosidad, definiendo una foliación de forma. En estos niveles leucocráticos hay abundantes granos detríticos subeuhedrales de circón. La biotita y, en menor medida, la moscovita, los minerales más abundantes de estas rocas constituyen niveles donde aparece preferentemente el granate definiendo la paragénesis metamórfica: Grt+Bt+Ms+Qtz+Ab. Desarrollan texturas lepidoblásticas bien desarrolladas, con porfiroblastos de granate dispersos en bandas aleatorias.

### II.D.9. Cuarzoesquistos.

Los cuarzoesquistos forman finos niveles e intercalaciones dentro de otras litologías. De forma habitual aparecen como intercalaciones milimétricas a centimétricas entre los paquetes de gneises riolíticos. Son rocas de grano muy fino (0.2 mm), muy esquistosadas y tonos marronáceos a grises. La esquistosidad está definida por la orientación de las bandas ricas en Qtz y por la elongación de minerales micáceos (fundamentalmente moscovita). De visu están intensamente replegadas y desarrollan una esquistosidad de crenulación subvertical muy visible en lámina delgada. Son rocas constituidas por Qtz, Ab, Kfs, Ms, Ep, Cal, Opac y Ser. En los cuarzoesquistos estudiados destaca la gran abundancia de epidota, por lo que algunas muestras son esquistos con epidota.

Texturalmente son rocas granoblásticas a blastopsamíticas de grano fino formadas básicamente por Qtz y Ep.





Plancha II.B.

P.II.B.1. Gneis metariodacítico de la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro. Destaca la abundancia de fenoclastos subeuhedrales de plagioclasa ácida dentro de una matriz gneísica-milonítica. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.B.2. Detalle de las metariodacitas. La matriz aparece recristalizada y fuertemente deformada, absorbiendo gran parte de la deformación y conservando poco deformados los fenocristales. Ancho de la microfotografía: 1 mm.

P.II.B.3. Detalle de un gneis riolítico con fenocristales bipiramidales de cuarzo preservados. Estas rocas ponen en evidencia el vulcanismo ácido dominante de estas series. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

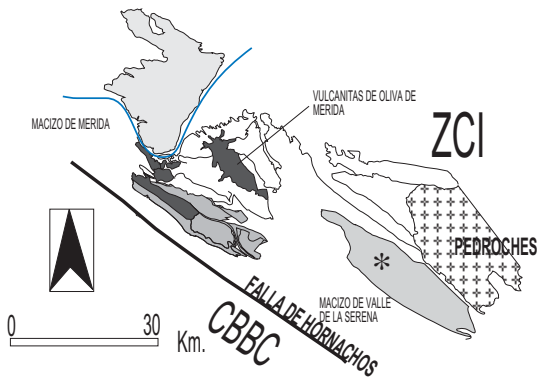
P.II.B.4. Idem P.II.b.4. Ancho de la microfotografía: 1.25 mm.

P.II.B.5. Metagrauvaca deformada con la asociación de estaurilita (retrogradada), granate y biotita. El Grt y la St son precinemáticos con respecto a la esquistosidad ( $S_2$ ) de la roca. Ancho de la microfotografía: 1 mm.

P.II.b.6. Idem P.II.b.5. La estaurilita es claramente precinemática con respecto a la esquistosidad ( $S_2$ ) de la roca. Ancho de la microfotografía: 1.25 mm.



## C.II.- Vulcanitas de Oliva



**Fig. II.6.- Esquema geológico mostrando los principales afloramientos de las Vulcanitas de Oliva de Mérida (gris oscuro). En gris claro se indican los principales afloramientos de rocas cadomienses de este sector. El asterisco indica la presencia de rocas volcanoclásticas dentro de bandas de cizalla en el macizo de Valle de la Serena.**

El cuarzo es detrítico, aparece recrystalizado dinámicamente y estirado según la S1. Los niveles ricos en cuarzo son de grano fino (0.05 mm) y aparecen sucios por las abundantes inclusiones de opacos. Entre los cristales de Qtz aparecen algunos cristales de feldespato muy alterado, anhedral e inequigranular. Las bandas ricas en cuarzo alternan con niveles ricos en clorita, moscovita y epidota, los cuales desarrollan pliegues apretados con geometrías de flanco largo-flanco corto y sentido de movimiento izquierdo. Estos pliegues a menudo están replegados definiendo una esquistosidad de crenulación subvertical, en cuyas charnelas se concentran los minerales micáceos.

### II.D.10. Cuarzoesquistos con metamorfismo de contacto.

La Serie Volcanoclástica de Don Álvaro está intruida por dioritoides y leucotonalitas correspondientes a las facies plutónicas del macizo de Mérida. Las dioritas muestran una facies de borde de grano fino y es frecuente observar enclaves metapelíticos de escala decimétrica muy cerca del contacto. Este metamorfismo solo se aprecia en los 100-150 m inmediatos a la intrusión, en parte por la naturaleza volcanoclástica de la mayoría de estas rocas por lo que sólo es perceptible en los niveles metapelíticos intercalados en las vulcanitas. En la carretera de Mérida a Don Álvaro, en el término de Cumbres se observa el desarrollo de una banda de 2-5 metros de rocas de aspecto migmatítico caracterizadas por un bandado centimétrico de niveles leucocráticos, cuarzofeldespáticos, y niveles melanocráticos, biotíticos. Son rocas de texturas granoblásticas a lepidoblásticas muy recrystalizadas y aspecto estromático (Menhert, 1968). En lámina delgada se reconocen blastos pseudomórficos, forma-

dos por Ms+Bt+Qtz de grano muy fino que se han interpretado como precursores de blastos de silicatos de aluminio. Los leucosomas muestran texturas granoblásticas, entre las que puede aparecer alguna biotita aislada. El melanosoma se dispone en bandas milimétricas, de textura lepidoblástica, formadas fundamentalmente por biotita y cantidades menores de clorita y opacos.

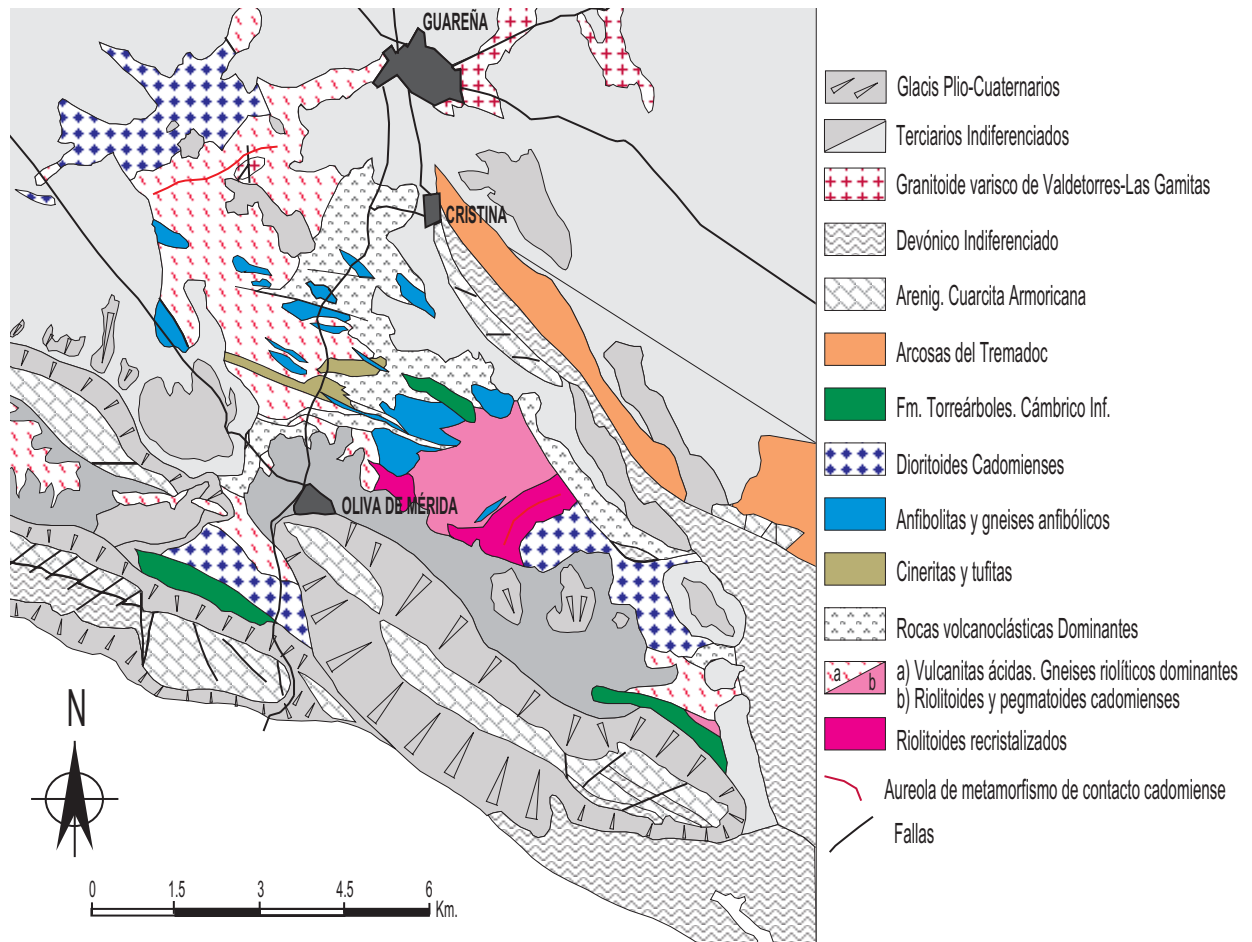
La blastos descritos con anterioridad se disponen desorientados sobre los planos de esquistosidad. No se han reconocido paragénesis que sobrepasen la isograda de la andalucita. Los blastos son de escala milimétrica y, a menudo, fuertemente retrogradados a una masa de Ms+Bt+Ser. Los blastos cortan claramente la esquistosidad definida por la matriz, la cual aparece fuertemente recrystalizada. Sobre la estructura de la matriz y los blastos de andalucita se desarrolla una paragénesis metamórfica de bajo grado con cristales de Czo+Bt+Ms+Act con una orientación poco marcada. Las vulcanitas muestran una fuerte recrystalización y desvitrificación sin desarrollar minerales índice del metamorfismo de contacto pero sí muestran recrystalizaciones de opacos que forman cristales aciculares desorientados dentro de la matriz de estas rocas.

## II.E.- LAS VULCANITAS DE OLIVA DE MÉRIDA.

### II.E.1. Situación geográfica y geológica.

Las Vulcanitas de Oliva de Mérida (Apalategui et al., 1988a, Almarza, 1996, Bandrés y Eguíluz, 1999b) se sitúan al SE del Macizo de Oliva de Mérida y al norte del Plutón de Palomas (Fig. II.6.). Incluye diversos afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas cortados por intrusivos cadomienses que aparecen de forma discontinua bajo los materiales paleozoicos situados entre Alange-Zarza de Alange, Oliva de Mérida y Guareña. Es una serie compleja constituida por metavulcanitas deformadas que incluyen riolitas y gneises riolíticos, con cantidades subordinadas de dacitas y riodacitas, cineritas y tobas, con algunas tobas soldadas, y por micasquistos y cuarzoesquistos biotíticos. Están intruidas por plutones como las dioritas del Macizo de Mérida (facies porfídica de Guareña y gabros de Don Alvaro y Alange), que incluyen rocas acumulativas con granate (diorita acumulativa de Oliva de Mérida y la Diorita con granate del Cortijo de Valdapeña) y por el plutón de Palomas. En el sector central también aparecen rocas ácidas (granitos y granodioritas) y diferenciados migmatíticos con granate cuyas relaciones espaciales y genéticas no se han podido precisar.

Buenos afloramientos de estas rocas se encuentran en la carretera de Guareña a Oliva de Mérida (BA-604) y en



**Fig. II.7.- Esquema geológico simplificado de las Vulcanitas de Oliva de Mérida en esta localidad. Al sur de las sierras paleozoicas los afloramientos se continúan y pasa gradualmente hacia techo a la serie pelítica del embalse de Alange. Lateralmente estas litologías se continúan en el sector de Alange, intruidas, de igual modo, que en Oliva de Mérida, por cuerpos diorítico-gabroicos cadomienses.**

los arroyos Cristina y San Juan, si bien no afloran todos los litotipos diferenciados en cartografía (Fig. II.7.). Así, en esta carretera afloran paquetes potentes (20-30 m) de riolitas con fenocristales de cuarzo de 1-2 milímetros, con frecuencia con costras ferruginosas, entre los que se intercalan niveles piroclásticos groseros con bombas y fragmentos de bombas volcánicas (se han reconocido bloques de 0.5 m de diámetro (Km. 5 de la carretera BA-604). Todo ello se encuentra englobado en metagrauvas y metaarenitas de grano fino con texturas foliadas a miloníticas alternantes con metagrauvas inmaduras mal clasificadas y con abundante matriz. Finalmente se han diferenciado tobas soldadas de grano fino y composición riolítica a riodacítica, tobas ácidas de grano fino a medio y tufitas. Estas últimas, de tonos oscuros en el campo, están formadas por un armazón irregular de granos de cuarzo fino, fuertemente cementadas por óxidos de hierro, con granoclasificación y laminaciones finas, con frecuentes impregnaciones de fosfatos de uranio (torbernita y autunita). Estas rocas, diferenciadas con precisión en cartografía, han permitido reconstruir la megaestructura de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Hacia el este estas rocas pasan a gneises riolíticos de

grano fino y paragneises cuarcíticos que alternan con pasadas de micaesquistos y de esquistos cuarcíticos. En proporciones subordinadas aparecen masas métricas a decamétricas de anfibolitas de grano fino.

Las Vulcanitas de Oliva de Mérida están intruidas por diversos cuerpos plutónicos de naturaleza básica. Al NW de las vulcanitas intruye la diorita-tonalita de Guareña la cual produce un claro metamorfismo de contacto en los niveles más pelíticos. Este metamorfismo de contacto produce únicamente andalucita, que crece sin orientar en los planos de esquistosidad previos. Al SW aparece la diorita de Oliva de Mérida, que no genera un metamorfismo claro. Algunas de estas masas aparecen intercaladas en la serie dando lugar a pasadas de metadioritas y gneises anfibólicos. En el sector central aparecen rocas graníticas deformadas (ortogneises leucocráticos) que se presentan como masas sin estructurar dentro de las rocas volcánicas, formadas por microclina perfitica, cuarzo y plagioclasa, que puede englobar cristales de granate subidiomorfo.

### II.E.2. Metagrauvas y metaarenitas.

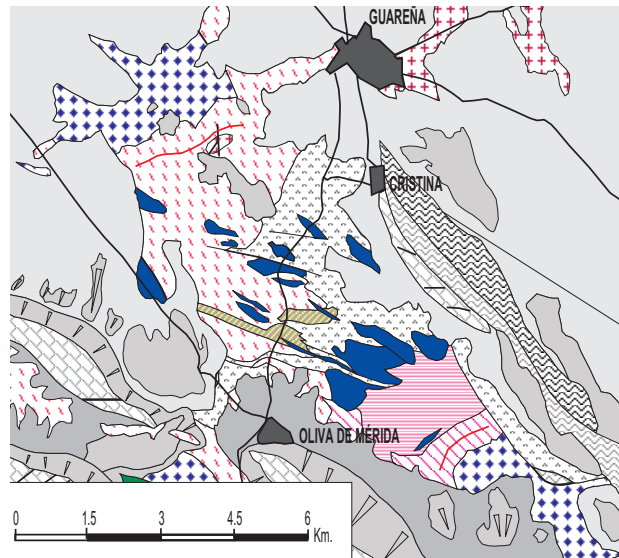
Las metagrauvas y metaarenitas constituyen el término más abundante dentro de la serie y llevan intercalados los niveles de vulcanitas ácidas diferenciados en cartografía.

De visu son rocas de grano medio a fino (0.5-2 mm), aparecen en niveles centimétricos a decimétricos y raramente en niveles más potentes. Se caracterizan por presentar texturas clásticas (metapsamíticas), en los sectores menos deformados (área de Guareña y Canal del Zújar), a gneísicas de grano medio-fino. No se han reconocido ningún tipo de estructuras sedimentarias, excepto la presencia de intercalaciones finas de micaesquistos.

Al microscopio las metaarenitas y metagrauvas son rocas de grano fino, en general foliadas o esquistosadas, de tonos marronáceos sucios. Están constituidas por Qtz, Ab, Chl, Kfs, Bt, Ser, Zrn y Opac. La textura varía de granoblástica a psamítica deformada. Los granos, de tamaños variables (0.5-2 mm), son, en general, redondeados y homométricos en las diferentes bandas. La roca está caracterizada por un bandeo de escala milimétrica definido por contenidos en matriz o tamaños de grano diferentes, que se corresponden con lechos grauváquicos, areníticos y, ocasionalmente, arcósicos. Los más abundantes son los segundos, formados por granos de cuarzo con matriz granosostenida que en las rocas más deformadas evoluciona hacia términos granoblásticos orientados. La matriz de estas rocas está constituida por cristales de hábito planar de moscovita y clorita que se disponen entre los clastos sin una orientación muy marcada. En los niveles o bandas de naturaleza grauváquica además de la matriz abundante y recristalizada es especialmente frecuente la presencia de clastos subangulosos de feldespato y plagioclasa y son escasos los clastos líticos, que son de naturaleza cuarcítica. Presentan texturas granoblásticas inequigranulares a psamíticas granosostenidas y algunas variedades petrográficas se clasifican como litarenitas. Estas últimas son rocas de grano más grueso (1-2mm) poco estructuradas y muy homogéneas, con fuerte heterometría de los granos, abundancia de granos de feldespato y de fragmentos líticos, que presentan una matriz muy recristalizada rica en biotita, dispersa en la matriz o en bandas submilimétricas junto con clorita y epidota.

### II.E.3. Anfibolitas.

Las Vulcanitas de Oliva de Mérida presentan abundantes intercalaciones de rocas básicas, ricas en anfíbol, foliadas y gneisificadas que habitualmente aparecen como diques y lentejones. Han sido clasificadas como: anfibolitas y metadioritas, si bien no han sido diferenciadas en cartografía (Fig. II.8.). Las primeras son rocas con texturas granonematoblásticas bien desarrolladas, mientras que las segundas tienen grano más grueso y desarro-



**Fig. II.8.-** Mapa esquemático de las Vulcanitas de Oliva de Mérida en donde se han remarcado los principales afloramientos de anfibolitas y gneises anfibólicos.

llo de texturas gneísicas a nematoblásticas incipientes, y a menudo conservan texturas subvolcánicas relictas (diques de dioritas subvolcánicas deformadas).

Las anfibolitas son rocas de grano fino, de tonos oscuros, con una fábrica S-L muy desarrollada. Aparecen como masas de potencias métricas a decamétricas, y extensión lateral hectométrica, concordantes con el resto de la serie, asociadas frecuentemente a niveles de gneises riolíticos y micaesquistos (Foto II.1). Es de destacar la escasez de estas rocas junto a los niveles de riolitas masivas de los sectores occidentales. Ocasionalmente aparecen cortadas por diques centimétricos de aplitoides y rocas ácidas de composición granodioríticas variablemente deformados.

Al microscopio existe gran variedad petrográfica, pero la más común es una anfibolita de grano fino (1-2 mm) muy foliada y con textura granonematoblástica. Está constituida por hornblenda verde-marrón a verde pálido, Ab, Spn, Ilm, Aln, Qtz, Opac y Bt. El anfíbol es poco pleocroico, aparece fuertemente recristalizado y orientado, es equigranular, idiomorfo a subidiomorfo, con hábitos prismáticos y escasas maclas polisintéticas, e inclusiones de Spn±Ilm, dispuestas según la foliación de la roca. La albita, en bandas de 0.1-0.3 mm entre los niveles anfibólicos, aparece limpia, recristalizada, sin zonar y con maclas polisintéticas. Aparece en cristales euhedrales de hábito tabular que se orientan oblicuos a los anfíboles. Sobreimpuesta a todo aparece una paragénesis de bajo grado metamórfico constituida por Act, Bt, Ep y Spn dispuestas según la foliación de la roca.

Algunas variedades son muy ricas en hornblenda (>90%) recristalizada a anfíbol verde subidiomorfo y anfíbol verde-marrón de pequeño tamaño (0.1-0.01 mm) idiomorfo y orientado. Asimismo es frecuente observar grandes cristales de anfíbol relicto, formando clots orien-



tados, blindados por cristales de menor tamaño de anfíbol marrón euhedral, con abundante esfena asociada.

Las anfibolitas muestran procesos de cataclásis en facies de esquistos verdes, que originan la extinción ondulante de hornblenda y albita y la fracturación generalizada de los granos minerales, lo que da lugar a una foliación irregular que se hace más penetrativa hacia el NE.

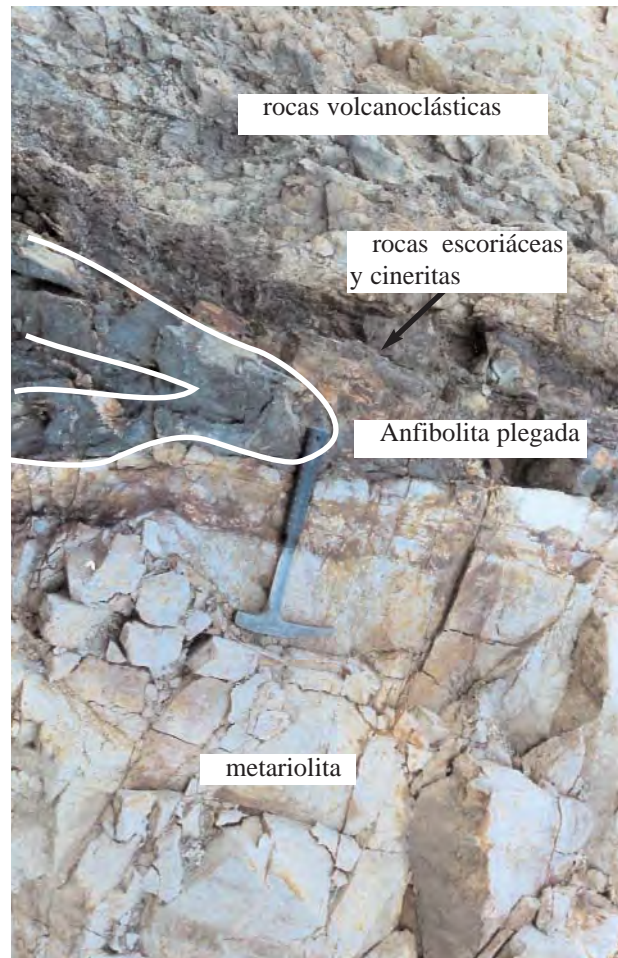
#### II.E.4. Metadioritas y gneises anfibólicos.

Las metadioritas y gneises anfibólicos son diques y masas elongadas con cierta diversidad textural, muy similares, de visu, a las anteriores. En general dominan las rocas de grano fino, con texturas ígneas relictas de tipo dolerítico a subofítico, variablemente deformadas, cataclastizadas o gneisificadas. Petrográfica y mineralógicamente son similares a los diques de dioritas de grano fino que aparecen dentro del Macizo de Mérida y se han considerado como parte del complejo de diques que acompañan a las intrusiones dioríticas reconocidas en el sector de Oliva de Mérida.

Al microscopio se caracterizan por presentar plagioclasa intermedia-ácida y anfíbol verde como minerales principales y Mag, Ilm, Spn, Ap, Chl, Czo, Qtz, Ep, Act y Ab, como accesorios.

Las rocas más deformadas presentan texturas cataclásticas a gneisicas con desarrollo de protomilonitas incipientes con una matriz muy rica en cuarzo y minerales de bajo grado que desarrollan una paragénesis orientada atribuible a la zona de esquistos verdes que define la foliación principal. Generalmente la plagioclasa aparece muy fracturada y retrogradada a Cal+Ab+Qtz+Ep. Muestra maclas plegadas y rotas y generan grandes sombras de presión asimétricas. El anfíbol está muy fracturado y retrogradado a actinolita y clinozoisita y esfena, que se disponen orientados sobre las texturas previas. Muestra una orientación muy grosera con clastos rotos y reorientados con extinción ondulante y maclas polisintéticas rotas.

En los sectores menos deformados (Arroyo Cristina y de San Juan) se observan rocas con texturas ígneas preservadas a la que se sobrepone una débil cataclásis. La plagioclasa presenta texturas seriadas con cristales subeuhedrales, con zonados normales y maclas polisintéticas, de 0.1-3 mm y frecuentemente aparece reorientada. Muestra recristalizaciones de albita en las sombra de presión que, en general, son poco importantes y de carácter local. El anfíbol es hornblenda verde pleocroica, anhedral, inequigranular, con maclas polisintéticas y escasas inclusiones (Spn e Ilm metamórficas). Muestra una importante retrogradación a Chl-Act y Czo, que crecen orientadas dentro del anfíbol. Las muestras menos deformadas presentan cristales de plagioclasa definiendo un entramado euhedral desorientado en cuyos huecos aparece hornblenda de grano más fino, definiendo textu-



**Foto II.1.- Fotografía de campo mostrando las relaciones entre las metariolitas, anfibolitas y rocas volcánoclasticas (Carretera de Oliva de Mérida a Guareña).**

ras ofíticas a subofíticas, ocasionalmente con un marcado carácter porfídico.

#### II.E.5. Esquistos cloríticos y anfibólicos.

Son esquistos verdes que aparecen, con frecuencia, como niveles decimétricos y más raramente métricos intercalados en los gneises riolíticos y rocas volcánoclasticas. Muestran una S1 penetrativa, plegada y crenulada, con las mismas directrices estructurales que el resto de la serie. Aparecen preferentemente a techo de los paquetes riolíticos masivos y no han sido diferenciados en cartografía debido a su escasa potencia.

Microscópicamente están constituidos por hornblenda verde, Pl, Ab, Chl, Kfs, Qtz, Opac, Spn, Zrn y micas blancas que definen una textura esquistosa de grano fino (1-2 mm) o granonematoblástica inequigranular seriada. Destaca la gran abundancia de esfena y apatito, siempre asociados a hornblenda. El anfíbol forma bandas de grano fino (1 mm) nematoblásticas, orientadas, junto con cristales subeuhedrales de clorita y actinolita y opacos euhedrales. En estas bandas es muy frecuente la presencia de granos de esfena y apatito de gran tamaño (0.5-1



## C.II.- Vulcanitas de Oliva

mm), que se disponen rodeando los cristales de hornblenda. Alternando con los niveles anfibólicos aparecen bandas milimétricas granoblásticas, constituidas por cristales anhedrales, inequigranulares groseramente orientados de plagioclasa intermedia-ácida, albita y cuarzo. La plagioclasa muestra inclusiones de apatito, no está zonada y aparece muy retrogradada.

### II.E.6. Metariolitas y gneises riolíticos.

Las metariolitas y gneises riolíticos constituyen el conjunto de rocas más peculiar de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Cartográficamente ocupan el sector occidental de Oliva y se extienden hasta Alange y Zarza de Alange y se han diferenciado como vulcanitas ácidas (Fig. II.10.). Afloramientos de menor tamaño aparecen cerca del cortijo de Valdelapeña cortados por pegmatoides masivos de probable edad tardihercínica. Los afloramientos más espectaculares de estas rocas se encuentran en los desmontes del Canal del Zújar (arroyos de Cristina y el Caballo) y en la carretera BA-604 entre los kilómetros 5 a 8 (al norte de Oliva de Mérida).

Varios cuerpos menores de dioritoides intruyen en los niveles de metariolitas. El metamorfismo térmico asociado, induce la recrystalización de las riolitas masivas, que adquieren un aspecto vítreo y color verdoso, con cristales aciculares de 1-10 mm de opacos dispersos en la roca. En los niveles más finos abundan la moscovita euhedral de 3-5 mm, sin orientar y sobrepuesta a la textura deformacional de estas rocas.

En el campo aparecen dos tipos de rocas claramente diferenciables: metariolitas masivas y gneises riolíticos:

#### II.E.6.i. Metariolitas.

Las metariolitas son rocas de tonos claros, ocre a blancos, poco deformadas, con una débil partición espaciada que localmente pasa a una esquistosidad gneílica incipiente. Afloran exclusivamente en los sectores centrales de Oliva de Mérida (1-2 Km al norte de la citada localidad), en donde la deformación varisca es poco importante. Aparecen en bancos métricos a decamétricos, con superficies ferruginizadas a modo de costras de 10-30 cm de espesor y aspecto escoriáceo brechificado, con escasas intercalaciones de otras litologías, aunque, a techo llevan asociados niveles de potencia variable de cineritas y tobas oquerosas. Estos niveles se han interpretado como restos de riolitas vesiculares, pumitas y material vítreo. Al microscopio están formados por una matriz vesicular criptocristalina de color oscuro con microlitos de feldespato y cuarzo globular muy fracturado. Dentro de estos niveles se reconocen abundantes fragmentos angulares de tamaños variables (centimétricos a decimétricos) de riolitas vítreas con fenocristales de cuarzo y material escoriáceo. Se han llegado a reconocer fragmentos (de hasta 60 cm de f) con morfologías de bombas volcánicas, constituidas por una corteza de 2-



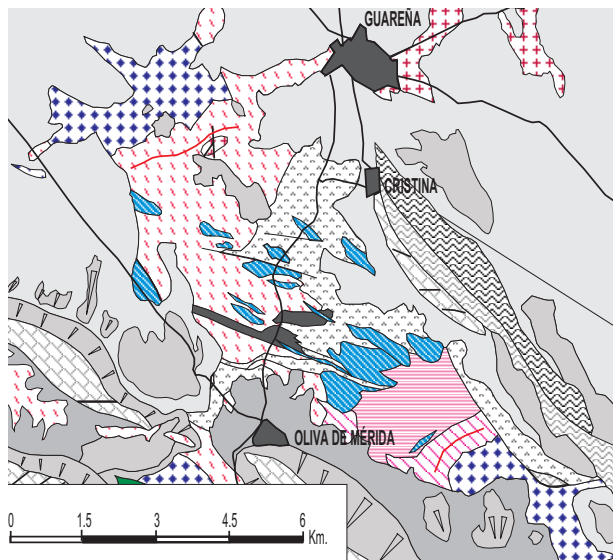
*Foto II.2.- Fotografía de visu (ancho de la foto: 2 cm) de un nivel cinerítico de las Vulcanitas de Oliva de Mérida.*

3 cm y un núcleo criptocristalino vacuolar con microlitos de Qtz y Kfs. Las metariolitas están formadas por una matriz de grano muy fino en la que se reconocen cristales de 1-2 mm sin orientar u orientados de cuarzo subhedral con morfologías globulares a pseudo-bipiramidales y cristales del mismo tamaño de feldespato euhedral. En los sectores en donde la deformación es más severa estas rocas desarrollan una foliación y lineación visibles, sin fenocristales. Estas rocas más deformadas son metariolitas de tonos marrones claros, con bandas de 2-6 mm de biotita y opacos dispuestos según la foliación. Estas metariolitas, en las zonas más deformadas, pasan de forma gradual a gneises riolíticos.

Al microscopio estas rocas se caracterizan por presentar una textura hialocristalina débilmente foliada. Algunas muestras son porfídicas, con fenocristales deformados de cuarzo, feldespato potásico y albita, orientados según la foliación. El cuarzo con hábitos globulares, o bipiramidales, habitualmente agrupados en 2-3 individuos, presenta tamaños seriados (0.1-2 mm), es subhedral y no tiene inclusiones. El feldespato (ortosa) es subhedral, con escasas maclas de Carlsbad y texturas seriadas. La matriz está recrystalizada y se reconocen cristales de Qtz y Kfs <0.01 mm junto con cristales subhedrales de Bt, Chl y pajillas de opacos, que muestran una orientación mineral. Algunas variedades son totalmente vítreas, con una matriz recrystalizada y esquistosada. Otros litotipos presentan fenocristales envueltos por una matriz rica en microlitos de plagioclasa y Kfs orientados según una dirección de flujo, que paralela a una esquistosidad poco patente.

#### II.E.6.ii. Gneises riolíticos.

Son más abundantes que las anteriores y su composición varía entre riolitas y dacitas. Aparecen de forma generalizada en el sector de Oliva de Mérida intercalados entre cuarzoesquistos, micaesquistos y anfibolitas de grano fino, como niveles potentes, en ocasiones de varias decenas de metros. Son rocas de grano fino a medio, deformadas, con estructura gneílica de tipo S-C visibles



**Fig. II.9.-** Mapa esquemático de las Vulcanitas de Oliva de Mérida en donde se han remarcado las rocas cineríticas y tobáceas diferenciadas en cartografía.

en el campo, que aparecen cortadas por rocas de naturaleza diorítica (diques). En las proximidades de los cuerpos dioríticos y granitoides hercínicos, muestran una recristalización importante. Los pórfidos riolíticos y pegmatoides de grano grueso son muy abundantes en el área del cortijo de Valdelapeña, donde inducen un fuerte metamorfismo térmico.

Son rocas de tamaño de grano, deformadas. Están constituidas por Qtz, Pl, Kfs, Ep, Zrn, Ms, Bt, Chl y opacos. La textura más frecuente es hialocristalina, vitrofídica a microporfídica. Algunas muestras presentan grandes fenocristales muy deformados de cuarzo, a menudo dispuestos como glomérulos, con golfos de corrosión, y/o feldespatos potásico, con tamaños de 0.2-2 mm. La matriz está recristalizada, es de grano muy fino, y naturaleza gneásica a milonítica, constituida por una masa compacta y orientada de Qtz+Ab+Ep+Chl con abundantes cristallitos de opacos.

### II.E.7. Tobas y cineritas.

Son rocas de tonos oscuros a negros, reconocidas solo en el sector central de la antiforma de Oliva de Mérida, cuya fácil determinación ha permitido su uso como nivel guía para establecer la estructura (Fig. II.9.). Aparecen como finos niveles de potencias métricas a decimétricas dispersos entre los paquetes riolíticos masivos. Los mejores afloramientos de estas rocas se encuentran en los taludes de la carretera BA-604 de Oliva de Mérida a Guareña a 2 Km al norte de Oliva de Mérida, y en la carretera de Oliva de Mérida a Villagonzalo a 3 Km al oeste de la primera localidad.

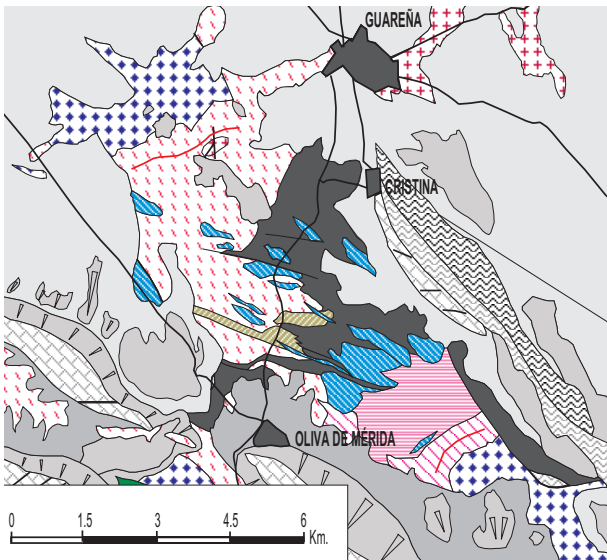
De visu son rocas finamente laminadas y muy porosas, ricas en óxidos de hierro, que les confiere sus típicos tonos oscuros, y con abundantes impregnaciones de

minerales de uranio (torbernita y autunita). Aparecen fuertemente plegadas con dos generaciones de pliegues y una crenulación subvertical bien desarrollada. Los niveles más característicos son paquetes de potencias variables (0.5 –5 m), por lo común métricos, de tobas oquerosas laminadas, con cristales ocasionales, e intercalaciones centimétricas de cineritas de tonos grises y esporádicos lechos centi- milimétricos de tufitas cristalinas ácidas, e incluso masas decimétricas mal estructuradas y dispersas de pumitas de colores grises a pardos. Representan los estadios finales de erupciones volcánicas subaéreas y no se han reconocido rocas y texturas indicativas de vulcanismo submarino.

Al microscopio presentan una textura laminada, con una matriz de grano muy fino (afanítica criptocristalina), en la que se reconocen fragmentos de cristales de cuarzo y cristales de fosfato de uranio de 0.2-1 mm, éstos últimos parcialmente reemplazados por óxidos de hierro, ilmenita y rutilo amorfo. La matriz aparece rodeando poros subcirculares con una disposición no granosostenida (que es granosostenida en las alternancias de grano más fino). Estos poros aparecen rellenos por Ceol, óxidos amorfos, Chl y Qtz, que se han interpretado como restos de vacuolas de carácter volcánico.

Como intercalaciones dentro de estas tobas oquerosas aparecen niveles milimétricos formados por óxidos de hierro euhedrales y ceolitas junto a una matriz escasa formada por Chl y Ms de grano muy fino. Se han llegado a reconocer masas mal estructuradas y dispersas de pumitas de colores grises a pardos en niveles decimétricos. Están, al igual que el resto de la serie, impregnadas en óxidos de hierro, fosfatos y cuarzo secundario, con texturas protomiloníticas incipientes y recristalizadas.

Los niveles de cineritas constituyen pasadas esporádicas de 1-2 cm en los paquetes de tobas, aunque aparecen muy afectadas por la deformación desarrollando pliegues apretados y una crenulación muy patente (Foto II.2). En afloramiento muestran una impregnación pulverulenta de azufre nativo. En las cineritas de tonos grises a blancuzcos y tacto untuoso, se reconocen cristales aislados de plagioclasa y cuarzo subeuhedrales en ocasiones con apariencia flameada. Al microscopio son rocas afaníticas, con una matriz laminada formada por minerales de la arcilla y fragmentos de pequeño tamaño (<0.05 mm) de vidrios recristalizados (fragmentos angulosos de grano muy fino alterados a masas de Chl-Ms-Ep). Dentro de estos niveles llegan a aparecer cristales y fragmentos de cristales de plagioclasa muy alterados y cuarzos estirados y deformados.



**Fig. II.10.-** Mapa esquemático de las Vulcanitas de Oliva de Mérida en donde se han remarcado las rocas volcanoclásticas diferenciadas en cartografía. Junto a estas litologías aparecen frecuentes paquetes de cuarzoesquistos, micaesquistos y gneises riolíticos con metamorfismo de grado medio de edad cadomiense.

### II.E.8. Micaesquistos y cuarzoesquistos.

Los micaesquistos y cuarzoesquistos han sido cartografiados como parte de las rocas volcanoclásticas. Aparecen intercalados, en paquetes que nunca sobrepasan los 10-20 metros, junto con gneises riolíticos, metaarenitas y metagrauvas. Son rocas fuertemente deformadas y replegadas, con una esquistosidad S1 de tipo slaty-cleavage, afectada por pliegues isoclinales apretados de escala centimétrica, ocasionalmente con geometrías de flanco largo-flanco corto y una crenulación, que asocia una Sc muy penetrativa de escala milimétrica y subvertical. En muestra de mano son rocas de tonos rojizos, satinadas, ricas en biotita y moscovita.

Al microscopio se han diferenciados dos grandes conjuntos, que se intercalan en todas proporciones: micaesquistos y cuarzoesquistos. Los cuarzoesquistos son rocas de mineralogía banal, muy similar a los niveles de metaarenitas. Los micaesquistos, por el contrario, registran con precisión el metamorfismo de la serie, en la que se han reconocido paragénesis con Grt+Bt+Ab, aunque Quesada y Dallmeyer (1994) citan la presencia de asociaciones de Grt-St propias de un metamorfismo de grado medio.

#### II.E.8.i. Micaesquistos.

Son rocas de grano fino, que al microscopio se caracterizan por presentar texturas granolepidoblásticas, sobre la que se superponen procesos de cataclásis más o menos intensos. Algunas muestras aparecen impregnadas por fosfatos de uranio, cristalizando en los niveles más micáceos al igual que ocurre en las cineritas y tobas oquero-

sas. Muestran un bandeo metamórfico - tectónico de escala submilimétrica, muy replegado, definido por la alternancia de niveles micáceos y cuarzofeldespáticos. Estos últimos presentan texturas granoblásticas de grano fino (0.1 mm), equigranulares y muy recrystalizadas, definidas por Ab, Ms, Bt, Qtz, Kfs, Chl, Ep, Opac y Rt. El cuarzo muestra procesos de recrystalización dinámica con reducción de tamaño de grano y formación de nuevos granos orientados de forma oblicua a la S1. El feldespato potásico es de forma subeuhedral y aparece muy sustituido por agregados de epidota de grano fino. Junto a estos componentes se han observado cristales de origen secundario de rutilo alineados en bandas según la S1, junto a otros minerales opacos. Los niveles micáceos están constituidos por Bt, Ms, Chl±Ep±Opac, que definen texturas lepidoblásticas con cristales equidimensionales, subeuhedrales y limpios, en ocasiones, muy ricos en moscovita (micaesquistos moscovíticos). Estas rocas aparecen fuertemente tectonizadas, con charnelas de micropliegues desenraizadas y afectadas por una intensa crenulación y texturas milonítica, con lentes de 1-2 mm de cuarzo con procesos de recrystalización dinámica y reducción importante en el tamaño de grano.

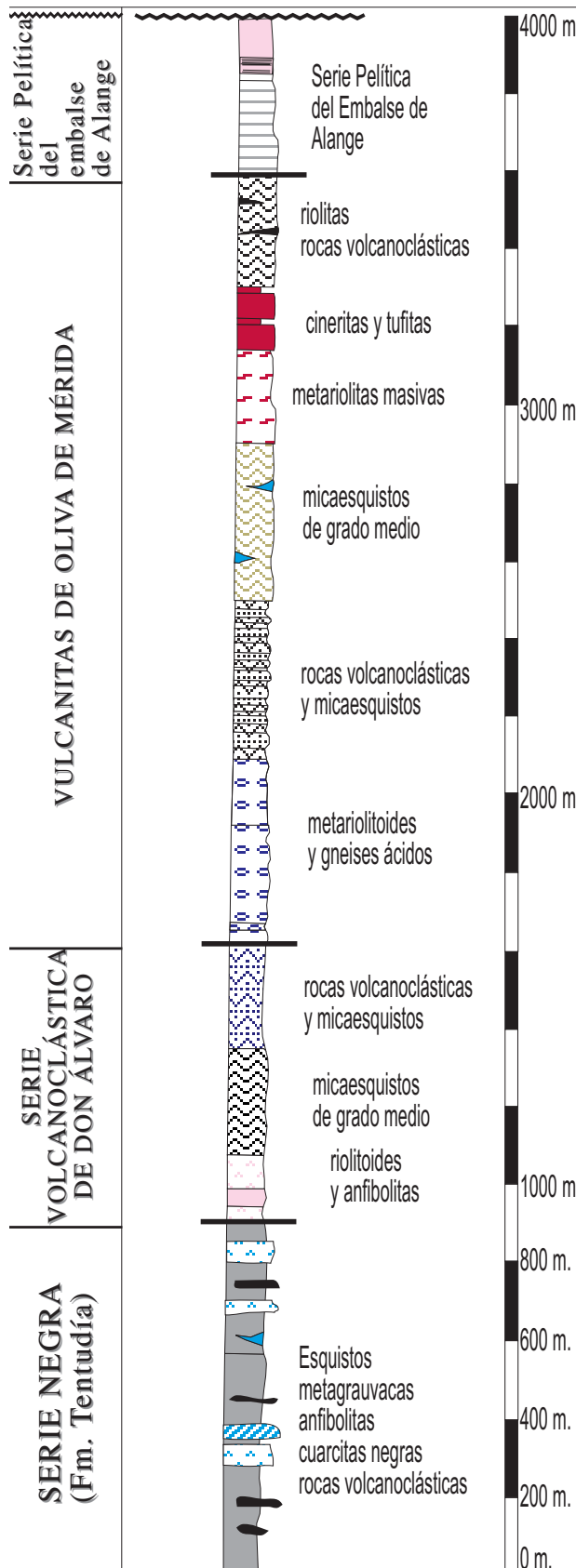
En algunos niveles se han observado porfidoblastos de granate poiquilítico y de albita. El granate es de color rosáceo, con abundantes inclusiones globulares de cuarzo y albita de tamaño de grano sensiblemente inferior al de la matriz de la roca y sin orientación preferente. Presenta tamaños de 0.2-0.3 mm, es euhedral a subeuhedral, está corroído por la matriz y retrogradado a biotita y epidota. Desarrollan sombras de presión simétricas de pequeño tamaño. Los porfidoblastos de albita son de 0.2-0.5 mm, fuertemente poiquilíticos, presentando las mismas inclusiones que el granate. Son blastos anhedrales, orientados con la S1 de la roca y desarrollan sombras de presión en las que recrystaliza Qtz+Ab. En ocasiones se observan ambos minerales juntos, en aparente equilibrio textural.

#### II.E.8.ii. Cuarzoesquistos.

Son rocas de tonos claros, grano fino y una deformación análoga a la que presentan los micaesquistos con que están asociados. Están constituidos por Qtz, Kfs, Ab, Ms, Ep, Ser y Rt secundario, que definen una textura esquistosa, la cual evoluciona a texturas de tipo milonítico. El cuarzo, principal constituyente, es inequigranular, aparece recrystalizado y orientado de forma oblicua a los planos de esquistosidad, con desarrollo de subjuntas y dominios intracrystalinos orientados. Forma bandas submilimétricas anastomosadas limitadas por moscovita y opacos. Los minerales opacos son euhedrales, dispuestos a menudo de forma arrosariada o en bandas, con una importante reducción en el tamaño de grano, en las cuales aparecen reemplazados por ilmenita y rutilo secundario. Estas bandas alternan con otras con una reducción sensiblemente menor y peor orientación de los subgranos. Algunos cuarzoesquistos son muy ricos en biotita,



**PLUTONISMO BÁSICO  
DEFORMACIÓN  
PRE-MALCOCINADO**



formada a partir de la clorita, y presentan porfidoblastos de albita de 0.1-0.2 mm, subeuhedrales a anhedrales, sin inclusiones, blindados por cristales de Ms y Bt y orientados según la S1 de la roca.

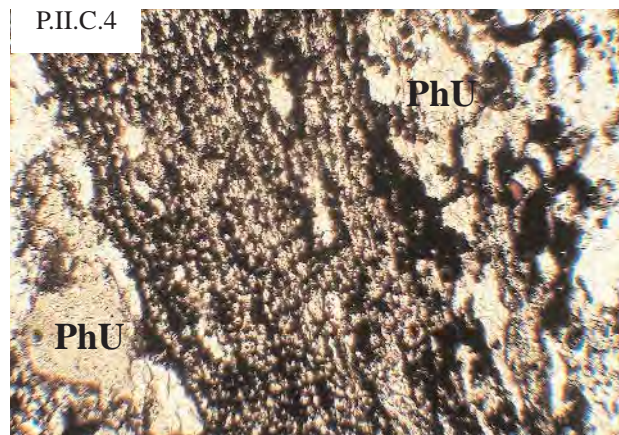
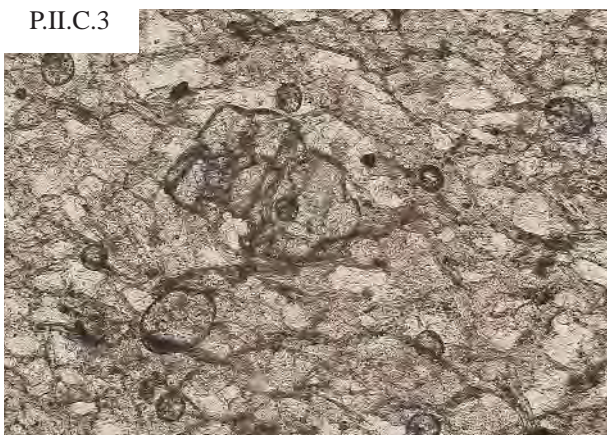
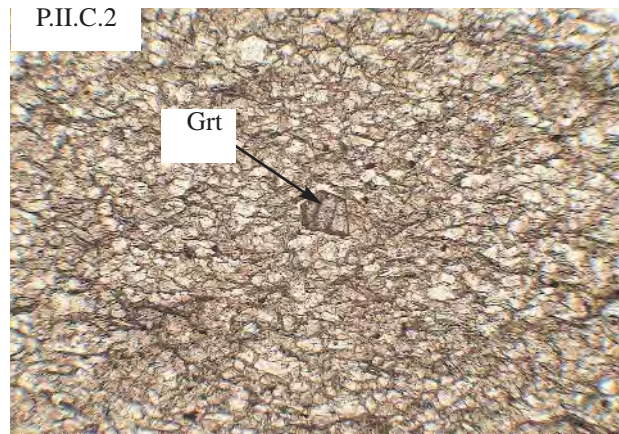
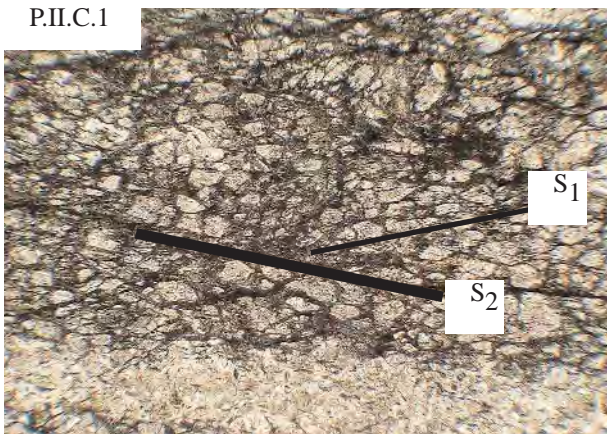
**II.E.9. Ortogneises leucocráticos.**

Dentro de este conjunto, entre Oliva de Mérida y el cortijo de Valdelapeña aparecen rocas gneísicas fuertemente deformadas. Son rocas de carácter ortoderivado, intrusivas en los niveles de gneises riolíticos y cortadas por grandes masas de pegmatoides hercínicos precoces. Las condiciones de afloramiento sólo permiten observaciones puntuales y no se ha podido establecer con precisión su geometría. En base a sus texturas, composición mineralógica y grado de deformación se han interpretado como pequeñas apófisis de dioritoides y rocas asociadas similares a las que afloran en el cortijo de Valdelapeña.

Son rocas ácidas, de composición granítica a tonalítica de grano medio a fino (1-20 mm), consideradas por Almarza (1996) como granitos antiguos de edad cadomiense. Petrográficamente son tectonitas S-L, con porfidoclastos de albita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Mineralógicamente están constituidas por Qtz, Ab, Pl, Kfs, Ep, Zrn, Cal, Ms, Chl y Opac. Son ortogneises leucocráticos muy ricos en plagioclasa intermedia, con composición de leuconalitas, y textura gneísica con matriz protomilonítica. Presentan fenoclastos de plagioclasa de hasta un centímetro, de hábitos subeuhedrales, angulosos, inequigranulares, poco zonados, con maclas rotas y plegadas de la periclina, o abundantes fragmentos angulosos, fracturados y rotados, dispersos por la matriz. El feldespato potásico (microclina), anhedral y mucho más infrecuente, presentan análogas relaciones texturales que la plagioclasa y un importante grado de alteración y fracturación. El cuarzo aparece con una fuerte reducción del tamaño de grano, forma cintas, subgranos y granos reorientados, aunque se reconocen granos heredados de 0.2-10 mm y morfologías globulares.

*Fig. II.11.- Columna esquemática de las unidades pre-Malcocinado del DOVPR. Las potencias de las series volcanoclásticas son estimadas. Se desconoce la base de la Serie Negra que aflora dentro de este dominio. En el lateral se resumen las principales litologías diferenciadas y se propone su situación estratigráfica, no obstante, las rocas de la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro y la base de las Vulcanitas de Oliva de Mérida aparecen fuertemente tectonizadas, hecho que dificulta la reconstrucción estratigráfica.*





Plancha II.C.

P.II.C.1. Metaarenita de grano medio a fino con dos esquistosidades oblicuas. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.C.2. Metaarenita con granate. Localmente se reconocen paragénesis de Grt-St en litologías similares y en micaesquistos. Ancho de la microfotografía: 1 mm.

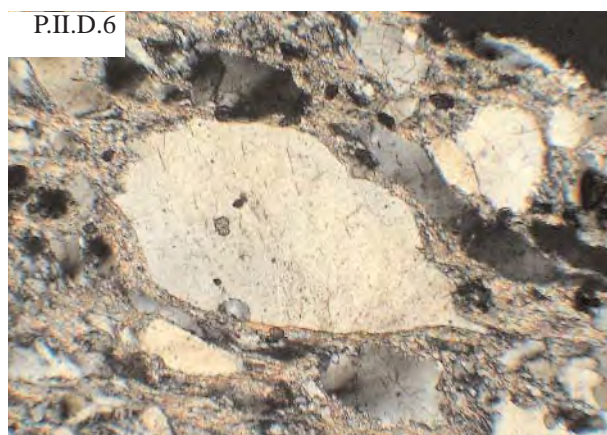
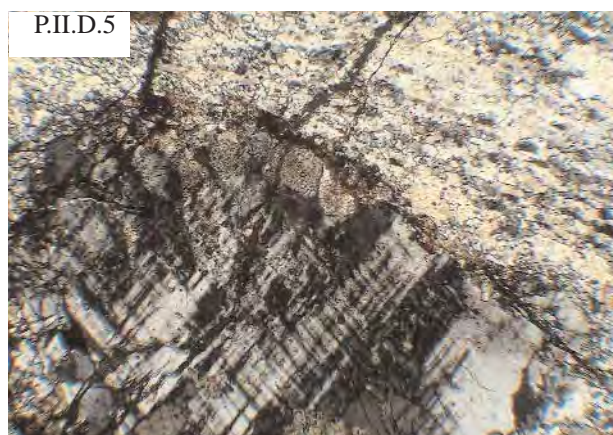
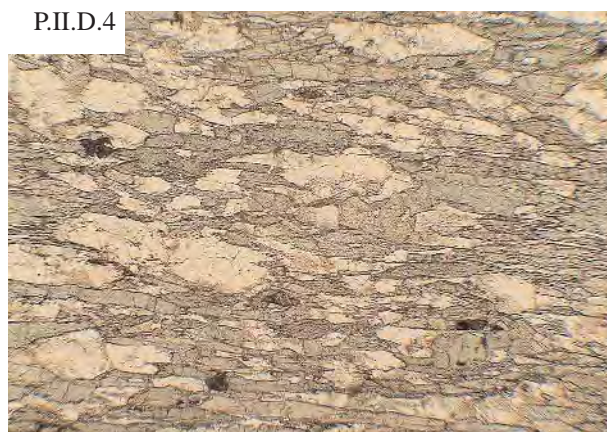
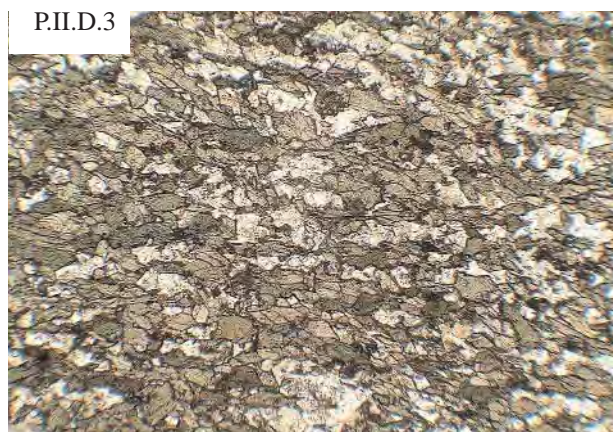
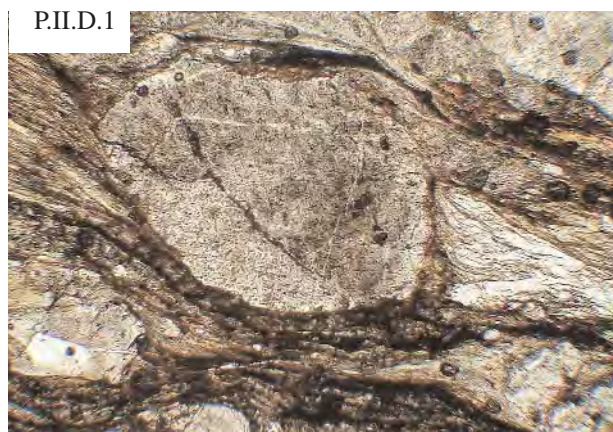
P.II.C.3. Detalle de la lámina anterior. El granate es precinemático con respecto a la esquistosidad más desarrollada, la cual tiende a envolver al cristal. Ancho de la microfotografía: 2.5 mm.

P.II.C.4. Toba oquerosa intercalada entre metariolitas masivas. Estas rocas aparecen fuertemente reemplazadas por óxidos de hierro y por fosfatos de uranio (torbernita y autunita). Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.C.5. Fotografía de campo de gneises riodacíticos de grano fino volcanoclásticos con abundantes cristales de feldespato potásico dispersos en una roca fuertemente deformada y plegada.

P.II.C.6. Detalle de afloramiento de un nivel de tobas y cineritas. Los niveles más claros corresponde a cineritas y los más oscuros a tobas oquerosas y niveles volcanoclásticos (tufitas líticas, cristalinas,...).





## Plancha II.D.

P.II.D.1. Gneis riolítico milonítico. Detalle de un fenoclasto de feldespato potásico dentro de una matriz milonítica muy rica en sericita, moscovita y biotita. Estas litologías aparecen siempre con un importante grado de deformación asociado. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.D.2. Gneis riolítico milonítico similar a la lámina anterior. Muchos de los fenoclastos aparecen con morfologías subeuhedrales a pesar de la deformación. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.D.3. Anfibolita de fábrica planolinear. Estas rocas desarrollan una textura granonematoblástica definida por cristales de plagioclasa intermedia y hornblenda verde-marrón. Ancho de la microfotografía: 2.5 mm.

P.II.D.4. Anfibolita de fábrica planolinear. La textura nematoblástica es mucho más acusada que en el ejemplo anterior y está definida por un abundante entramado de hornblenda pargasítica. Ancho de la microfotografía: 2.5 mm.

P.II.D.5. Ortogneises leucocráticos de Oliva de Mérida. Estas rocas aparecen intensamente deformadas con grandes cristales de plagioclasa y microclina envueltos por una matriz milonítica. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.D.6. Arcosa milonítica del cabalgamiento (Cristina) de las Vulcanitas de Oliva de Mérida sobre los materiales paleozoicos situados al NE. Ancho de la microfotografía: 2 mm.



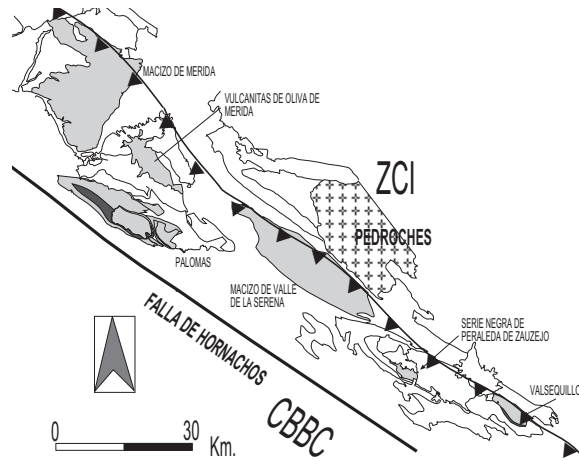
## II.F.- LA SERIE PELÍTICA DEL EMBALSE DE ALANGE.

### II.F.1. Situación geográfica

La serie pelítica del Embalse de Alange aflora en los márgenes del embalse que le da nombre, al Oeste del cuál queda cubierta por los depósitos pliocuaternarios, y puede seguirse hacia el Este en los sectores de Palomas. De igual forma afloran localmente en Valsequillo (Fig. II.12. y 14). Se trata de una serie alternante de pizarras y grauvacas, con intercalaciones poco potentes de conglomerados poligénicos maduros, rocas piroclásticas y rocas volcánicas poco re trabajadas. Su edad es desconocida, aunque se le ha atribuido una edad Rifeense-Vendiense, (Febrel, 1963; Apalategui et al., 1985b; Apalategui y Quesada, 1987; Contreras Vázquez et al., 1989; Almarza, 1996; Martínez-Poyatos, 1997) por situarse debajo de las rocas de la Fm. Malcocinado. Estas Fm. está afectada por el metamorfismo de contacto de los dioritoides tipo Mérida, datados, en este trabajo, en  $554 \pm 3.4$  M.a. En el área de Palomas-Puebla de la Reina estas rocas aparecen en paso transicional sobre las sucesiones volcanoclásticas precámbricas y separada de la unidad suprayacente (Fm. Malcocinado) por una discordancia angular de alto ángulo.

### II.F.2. Columna estratigráfica.

A lo largo de la carretera local Alange-Palomas se puede realizar un corte parcial de esta serie hasta el contacto intrusivo con el granitoide de Palomas (Fig. II.13.). La serie tiene una potencia de 300-500 metros y comienza con una alternancia de cuarcitas verdes de grano fino y grauvacas de grano medio, en bancos centimétricos a decimétricos, con lechos centimétricos de pizarras. Aparecen además numerosos niveles de potencias variables (centimétricas a métricas) de riolitas afaníticas alteradas y desvitrificadas y de tobas volcánicas groseras de naturaleza ácida a intermedia. La serie evoluciona a una alternancia de pizarras y limolitas con cuarcitas y grauvacas de grano fino, donde las rocas volcánicas y volcanoclásticas se hacen progresivamente menos abundantes. Se reconocen abundantes estructuras sedimentarias como ripples de corriente, laminaciones paralelas y laminaciones estratodecipientes, así como estructuras flaser y linsen. La serie continua hacia techo con una alternancia pelítico-areniscosa en niveles muy tableados de 2-30 cm que de forma ocasional intercalan niveles centimétricos de rocas básicas re trabajadas. Los términos más altos de la serie son bancos masivos, mal estratificados formados por cuarcitas y grauvacas de grano fino, con intercalaciones milimétricas de limolitas y de pizarras, con gran



*Fig. II.12.- Esquema geológico de los principales afloramientos de rocas precámbricas del DOVPR en su sector centro-occidental, en donde se indica la situación de las rocas de la serie pelítica del Embalse de Alange. Esta unidad aflora exclusivamente en el sector de Palomas y en Valsequillo y, en ambos casos, está intruida por dioritoides y granitoides cadomienses y recubierta en discordancia, por rocas de la Fm. Malcocinado.*

cantidad de estructuras sedimentarias. En los niveles pelíticos intercalados se reconocen lechos con cristales sinsedimentarios de piritita. La intrusión del plutón de Palomas genera una aureola de metamorfismo de contacto de varios cientos de metros de desarrollo, que, en las proximidades del contacto, alcanza la isograda de la andalucita, que crece desorientada sobre los planos de la esquistosidad.

Esta serie muestra un metamorfismo sincinemático de edad hercínica de bajo grado definido por la asociación de clorita-sericita-biotita verde-albita-cuarzo. Además está afectada por pliegues, apretados, de escala métrica a hectométrica, vergentes hacia el NE, que llevan asociada una esquistosidad de plano axial, que aparecen fosilizados por la aureola metamórfica. Este dato permite afirmar que la serie estaba plegada con anterioridad a la intrusión del plutón de Palomas, pese a que el plegamiento posee vergencias al NE y directrices, análogas a las hercínicas, que con toda probabilidad, han podido modificar las estructuras previas. La serie está intensamente crenulada según directrices hercínicas con direcciones de  $100-120^{\circ}N$ , que son las mismas que afectan a los materiales ordovícicos y devónicos que afloran al NW.

### II.F.3.- Sector de Valsequillo.

La Formación pelítica del embalse de Alange aparece de igual forma en Valsequillo, dentro de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo, donde está intruida por los granitos y dioritas de Valsequillo (Fig. II.14.). La poca extensión de los afloramientos no ha permitido realizar obser-

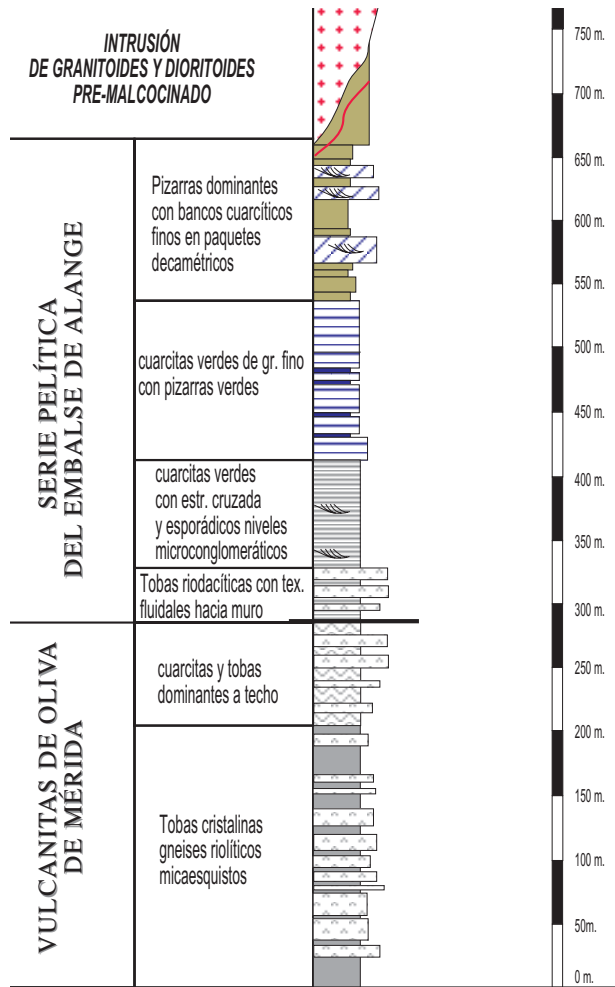
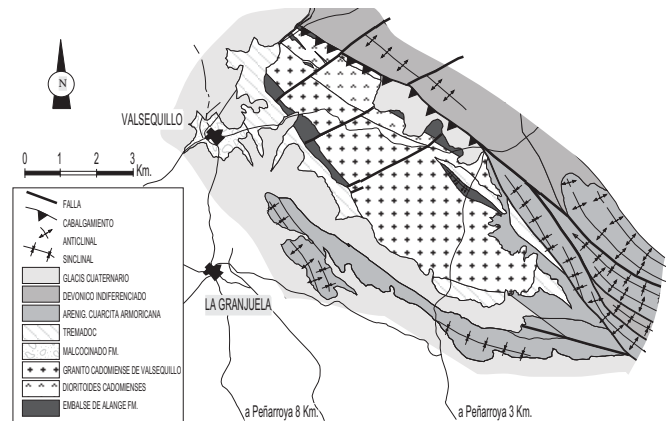


Fig. II.13.- Columna estratigráfica simplificada de la serie pelítica del embalse de Alange, levantada entre los km 10 a 7.5 de la carretera de Alange a Palomas, en las proximidades del citado embalse. El contacto con las vulcanitas de Oliva de Mérida es gradual y el techo de la serie se desconoce debido a la intrusión de los dioritoides de Palomas y Valsequillo.

Fig. II.14.- Mapa geológico del sector de Valsequillo. En esta zona la serie pelítica del embalse de Alange aparece intruída por un granitoide subvolcánico el cual da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto. Sobre esta serie reposa en discordancia rocas de edad Tremadoc. El contacto con respecto a los conglomerados de la Fm. Malcocinado no se observa directamente, aunque éste contiene cantos de pizarras de la serie citada y del granito de Valsequillo.



vaciones detalladas, pero se reconocen las mismas litologías que en Palomas. La serie está formada por cuarcitas recristalizadas de grano fino de color verde, grauvacas de grano fino, pasadas de pelitas y esporádicos niveles centimétricos de conglomerados y microconglomerados. También se han identificado pasadas de rocas volcánoclasticas y rocas básicas. La principal diferencia con los litotipos de Palomas es la presencia de niveles decimétricos de microconglomerados muy inmaduros, de matriz grauváquica y mala granoselección, en donde dominan los cantos de rocas volcánicas ácidas. Esta serie aparece replegada y débilmente metamorfizada por la intrusión del granitoide de Valsequillo. El metamorfismo regional es de grado bajo. Las rocas muestran una esquistosidad de plano axial, expresada como una slaty cleavage en los niveles pelíticos y como una esquistosidad grosera en los niveles cuarcíticos y grauváquicos. Se reconocen pliegues apretados y estructuras cabalgantes (dúplex) vergentes al NE. La dirección de estas estructuras es 170°N, muy oblicua a las directrices de los materiales devónicos que se sitúan tectónicamente por debajo y que muestran direcciones variables comprendidas entre 100-140°N.

#### II.F.4. Correlación con otras rocas del DOVPR.

Esta serie es difícil de correlacionar con otras unidades de la ZOM, donde sobre las rocas de la Serie Negra se dispone en discordancia la Fm. Malcocinado (Eguíluz, 1988). Apalategui et al., 1985c, consideran que estas rocas corresponden a los términos más altos de la Fm. Tentudía (Serie Negra). Sin embargo muestran características sensiblemente diferentes a esta unidad: 1) No presentan niveles de cuarcitas negras. 2) Son series de plataforma somera con abundantes estructuras sedimentarias. 3) Tienen un carácter flischoide.

Dado que no existen rocas comparables en la ZOM se ha considerado que constituyen una litología típica del DOVPR, relacionada con las series volcánicas precámbricas y que representaría los estadios finales de erosión y desmantelamiento de un hipotético arco volcánico (series de tipo fore-arc).

## II.G.- FORMACIÓN. MALCOCINADO.

### II.G.1. Marco geológico y estratigráfico.

La Fm. Malcocinado es una serie volcanoclástica compleja de carácter ácido-intermedio que representa un vulcanismo finiproterozoico de carácter calcoalcalino de tipo andino (Fricke, 1941; Delgado Quesada, 1971; Hernández Henrile, 1971; Liñán, 1978; Sánchez-Carretero et al., 1989a; Quesada, 1991). Esta formación ha sido datada en el sector central de la ZOM usando monocircones (Ordóñez-Casado, 1998), en ca. 514 M.a. en el flanco S de la Antiforma de Monesterio (pórfidos de Bodonal-Cala) y en ca 520 M.a. en el flanco Norte (Fm Malcocinado). En el DOVPR la Formación Malcocinado aflora aisladamente en los sectores de Palomas, Valsequillo (Fig. II.15.) y El Escribano. Martínez-Poyatos (1998) en base a datos geoquímicos y geocronológicos considera que el Plutón de Palomas y los materiales de Malcocinado que aparecen en sus proximidades corresponden al mismo proceso magmático. Sin embargo los datos de campo aportados en este estudio demuestran que la Fm. Malcocinado reposa en discordancia sobre los cuerpos dioríticos cadomienses.

### II.G.2. La Fm. Malcocinado de la sección de Palomas-Puebla de la Reina.

La Fm. Malcocinado ocupa una amplia extensión entre Palomas y Puebla de la Reina donde aparece en discordancia angular sobre la formación pelítica del embalse de Alange (Bandrés y Eguíluz, 1999a), aunque los contactos están tectonizados. Localmente se dispone sobre las dioritas de Palomas sin que se observen evidencias de metamorfismo de contacto, lo que confirma su carácter discordante sobre dicho plutón. Los materiales paleozoicos suprayacentes se encuentran a su vez en discordancia angular sobre dicha Formación (Apalategui et al., 1988a). Está formada por rocas volcánicas y volcanoclásticas, aunque incorpora niveles de mármoles y cuarcitas de grano fino. Estas rocas sólo registran un metamorfismo regional de bajo grado similar al que afecta a los materiales dioríticos.

La Fm. Malcocinado del sector de Palomas (Apalategui et al., 1988a; Almarza, 1996; Martínez Poyatos, 1998), dibuja en cartografía una estructura sigmoidal izquierda en cuyo núcleo se disponen el plutón de Palomas y la formación pelítica del embalse de Alange. En este sector la Fm. Malcocinado es una serie volcánica bimodal compuesta por rocas básicas y rocas ácidas (andesitas, dacitas y riolitas), (Foto. II.5), junto con mármoles de grano medio, brechas marmóreas (Fig. II.16.),

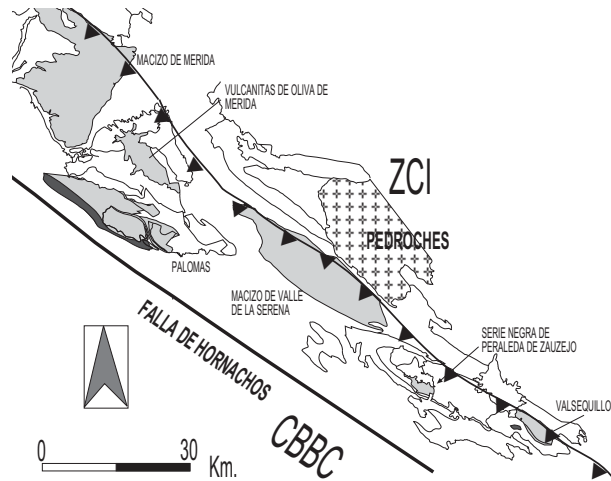


Fig. II.15.- Mapa esquemático del DOVPR con la situación de los afloramientos de la Fm. Malcocinado en la banda de Palomas-Puebla de la Reina y en Valsequillo.

y numerosas rocas volcanoclásticas de grano medio a grueso (tobas, brechas, cineritas), que llevan asociadas masas de sulfuros polimetálicos. En este sector, Almarza, 1996, sostiene que estas rocas se han formado en un ambiente geotectónico de tipo andino con afinidades toleíticas iniciales y una fuerte contaminación cortical que les confiere una signatura calcoalcalina marcada.

### II.G.3. La Fm. Malcocinado de la sección de Valsequillo.

En el sector de Valsequillo (Febrel, 1963; Contreras Vázquez et al., 1989) las rocas de la Fm. Malcocinado reposan en discordancia sobre las rocas de la formación pelítica del embalse de Alange y están cubiertas por las arcosas del Tremadoc también en discordancia angular. Se trata de un conglomerado poligénico muy potente (más de 400 metros) con matriz volcánica. Este conglomerado es comparable con el Conglomerado de Sotillo (Delgado-Quesada, 1971) que puede considerarse un miembro de la Fm. Malcocinado, representado esencialmente en los sectores orientales de la ZOM y que corresponde a los estadios finales del vulcanismo de tipo andino representado por la Fm. Malcocinado en la ZOM.

El antedicho conglomerado aflora en las inmediaciones del Valsequillo como una serie monoclinial muy resistente con una estratificación poco visible a 150N/80°SW. Presenta una fracturación muy irregular, espaciada, de dirección N040-060°E vertical y tardía. La roca muestra una textura seriada granosostenida con cantos de 40 cm máximo y 20 cm de media, engastados en una matriz volcánica heterométrica, cementada por material piroclástico rico en sericita y clorita (Foto. II.4).

Se ha realizado un muestreo detallado en el que se han estudiado 136 cantos del conglomerado, con tamaños variables entre 5 y 40 cm. Porcentualmente corresponden a la Formación Malcocinado en un 60% y a las unidades





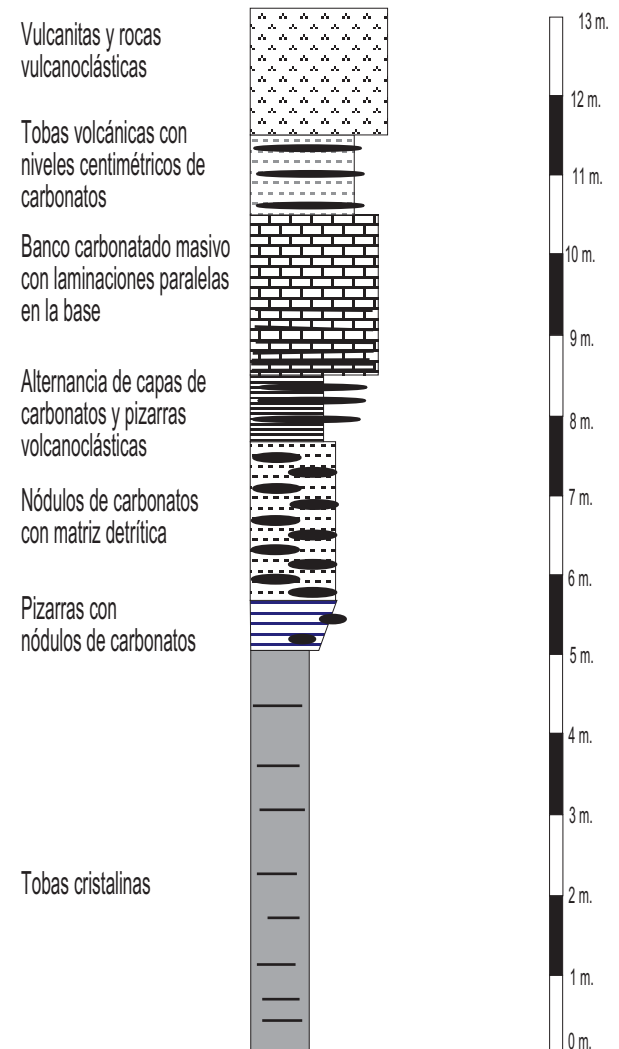
**Foto II.4.- Fotografía de campo del conglomerado poligénico de Valsequillo (Fm. Malcocinado). El canto situado a la izquierda del martillo corresponde con el granito de Valsequillo y ha sido estudiado petrográficamente.**

pre-Malcocinado en un 40% y no presentan alteración ni deformación. Los primeros corresponden a un vulcanismo bimodal con riolitas porfídicas, andesitas y basaltos augíticos, aunque más de la mitad proceden de rocas volcanoclásticas (hialoclastitas, tuffs vítreos, tuffs cristalinolinos) y sedimentarias muy inmaduras. Entre los cantos pre-Malcocinado se han identificado rocas metasedimentarias, sedimentarias, chert (¿cuarzitas negras?) y rocas plutónicas. Entre las últimas se han caracterizado dioritas, granodioritas y monzodioritas, mineralógica y texturalmente análogas a las facies dioríticas de los Macizos cadomienses de Mérida (Gonzalo, 1987; Bandrés et al., 1999a), Valle de la Serena (Castro, 1988; Bandrés et al., 1999b) y Valsequillo (Bandrés et al., 2000a). El resto de litotipos plutónicos corresponden a las facies ácidas similares a las de Palomas (microgranitos) y al granito de Valsequillo. Aunque algunos litotipos graníticos no tienen equivalente con los existentes en Ossa-Morena. En la matriz del conglomerado se han identificado fragmentos de rocas estructuradas de tamaño subcentimétrico tales como protomilonitas y esquistos y cuarzoesquistos con una esquistosidad definida por la orientación de clorita, epidota y moscovita. Ninguno de estos minerales aparece como constituyente de la matriz anquimetamórfica del conglomerado. Todo ello ponen en evidencia procesos de deformación, al menos en condiciones de metamorfismo de grado bajo, anteriores al depósito de la Fm. Malcocinado.

El conglomerado de Valsequillo, correlacionable con el Miembro Sotillo de la Fm Malcocinado (Delgado Quesada, 1971) representa un importante proceso de sedimentación clástica grosera durante la transición al Cámbrico en la Zona de Ossa-Morena. Aquí, la presencia de cantos ígneos de origen plutónico y de cantos deformados y metamorfizados pone en evidencia que durante el Precámbrico terminal tuvo lugar en la ZOM un importante evento tectono-magmático, que en el sector estudiado dio lugar a un arco volcánico en el que se



**Foto II.5.- Fotografía de campo de peperitas ácidas de la Fm. Malcocinado de Palomas-Puebla de la Reina. Estas rocas están asociadas a un vulcanismo bimodal calcoalcalino y llevan asociadas pequeñas masas de sulfuros masivos.**



**Fig. II.16.- Columna de detalle de los bancos calcáreos que aparecen intercalados entre las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Malcocinado de Palomas-Puebla de la Reina. Estos niveles contienen abundantes criterios de polaridad a pesar de su recrystalización.**

## C.II.- Fm. Torreárboles

originaron vulcanitas, dioritoides y otras rocas plutónicas subordinadas. La presencia de cantos estructurados, como protomilonitas y esquistos en facies de metamorfismo de bajo grado atestiguan, igualmente, la existencia de al menos una fase de deformación y metamorfismo de edad pre-Malcocinado.

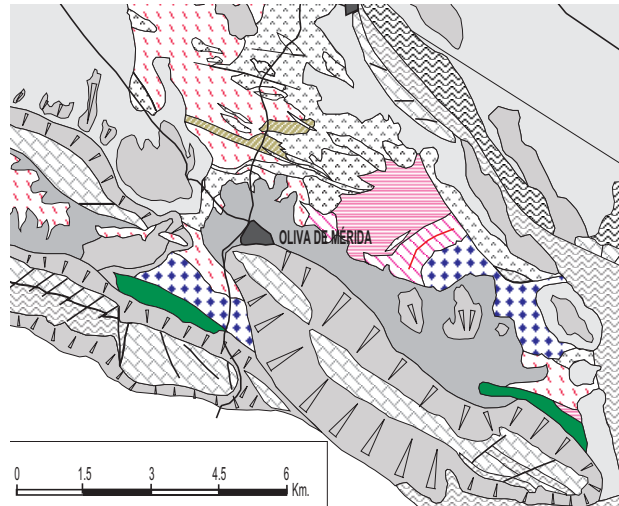
### II.G.4. La Fm. Malcocinado de la sección de El Escribano

En el sector en que aparece el granitoide de El Escribano (Pérez-Lorente, 1979; Apalategui et al., 1985e; Apalategui y Pérez-Lorente, 1983) la Fm. Malcocinado aparece en escamas cabalgantes junto a materiales pertenecientes al granitoide del Escribano y de la Fm. Albariza. Estas rocas están constituidas por materiales volcánicos y volcanoclásticos de naturaleza intermedia (dacítica a andesítica) y rocas básicas. Dentro de estos materiales aparecen ocasionalmente niveles de carbonatos en los que se reconocen estructuras estromatolíticas. Pérez-Lorente (1979) cita la presencia de conglomerados con matriz volcánica y dentro de los cuales aparecen cantos de naturaleza volcánica y metamórfica.

## II.H.- FM. TORREÁRBOLES.

### II.H.1. Situación geográfica.

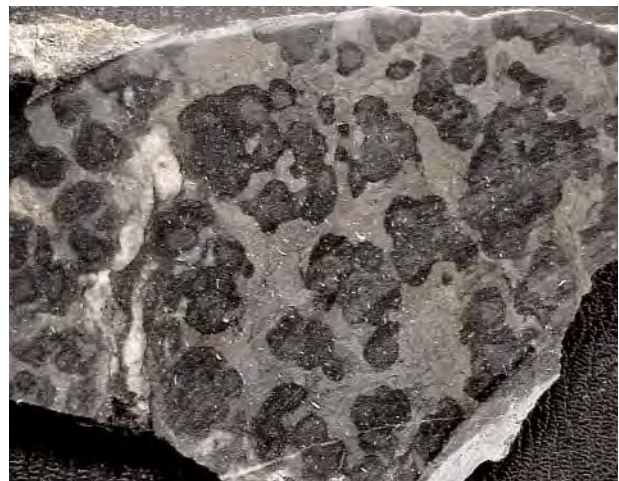
La Fm Torreárboles (Liñán, 1978) se ha reconocido en Alange (al NE de la presa del mismo nombre), en Oliva de Mérida (Fig. II.17. y 18.) y en las láminas cabalgantes de El Escribano (Pérez-Lorente, 1979; Apalategui y Pérez-Lorente, 1983). En el sector occidental del DOVPR aparece en discordancia sobre la Serie Negra y cubierta en discordancia por arcosas del Tremadoc o por la Cuarcita Armoricana. En el sector de Alange se han diferenciado, al igual que en otros puntos de la ZOM, dos miembros (Liñán, 1978; Eguíluz, 1988): un tramo inferior detrítico grosero constituido por arcosas y areniscas de grano grueso y un tramo superior tableado, en el que alternan pizarras y arcosas. El contacto de la Fm. Torreárboles con los materiales subyacentes presenta un fuerte carácter erosivo y reposa en clara discordancia sobre rocas volcanoclásticas intruidas por rocas plutónicas (gabros de Alange, Apalategui et al., 1988c), sellando la aureola de contacto de estos cuerpos. Presentan una estratificación a N100-120°E/65°S que contrasta con la foliación gneísica a protomilonítica del substrato con directrices a N150-160°E/80°W a vertical.



*Fig. II. 17.- Mapa esquemático de las Vulcanitas de Oliva de Mérida mostrando los dos afloramientos reconocido en este sector de la Fm. Torreárboles (en gris obscuro). Estas rocas se disponen sobre dioritoides y sobre gneises riolíticos.*

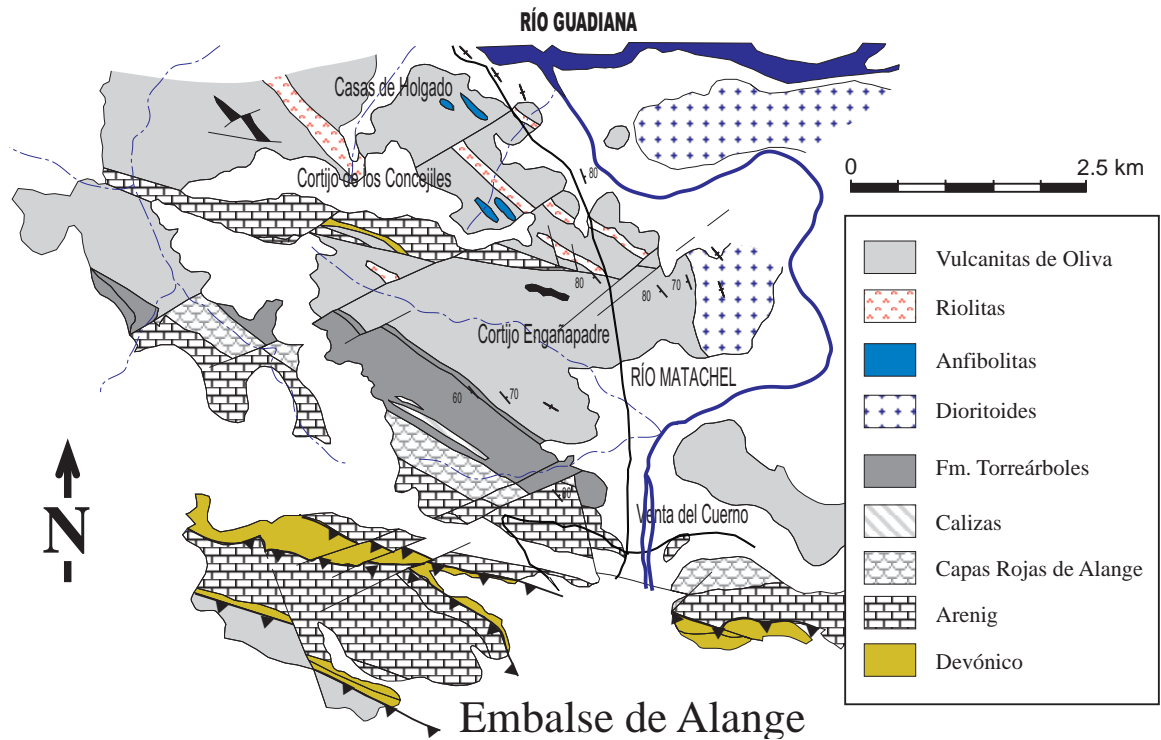
### II.H.2. Columna estratigráfica.

A escala regional la Fm. Torreárboles, dentro del DOVPR, está constituida por una secuencia detrítica gruesa (Fig. II.19.) que comienza por arcosas de tonos blanquecinos con laminaciones paralelas, granoselección, etc. Son rocas muy inmaduras que pasan gradualmente a una alternancia de pizarras negras muy laminadas y arenas finas con gran cantidad de estructuras sedimentarias e icnofósiles. A techo de esta alternancia aparecen bancos de escasa continuidad lateral formados por calizas bioconstruidas y recrystalizadas con restos fósiles (mallas algales, estromatolitos, restos de trilobites, etc.) atribuidos al Ovetiense Inferior (Apalategui et al., 1988a y c), (Foto II.6.). Sobre estos bancos calcáreos se desarrolla



*Foto II.6.- Fotografía de visu de las calizas con arqueociatos de edad Ovetiense, que aparecen como intercalaciones dentro de la pizarras de la Fm. Torreárboles en el sector de Alange.*



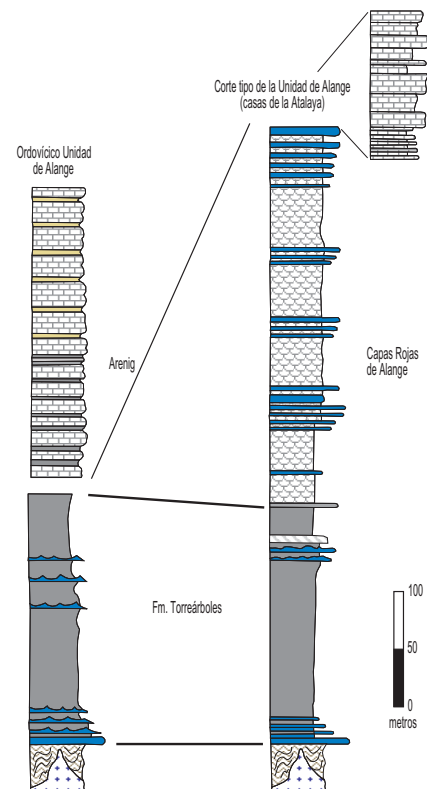


**Fig. II.18.-** Mapa esquemático del sector de Alange en donde se muestran las relaciones de campo y cartográficas de la Fm. Torreárboles con las Vulcanitas de Oliva de Mérida y dioritoides intrusivos, sobre las que reposan en discordancia, y con las Capas Rojas de Alange y el resto de unidades paleozoicas situadas por encima en la columna estratigráfica.

una serie pelítica formada por pizarras y limolitas de color rojo muy laminadas y con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y otras estructuras sedimentarias bien preservadas y más maduras que los términos basales de la serie. A techo aparece una serie areniscosa de grano fino de color rojizo que han sido consideradas como un Tremadoc atípico (Capas Rojas de Alange) y que muestran una excelente sección en la carretera que sube a la presa de Alange), si bien, podría tratarse de un Cámbrico inferior atípico (Liñán y Quesada, 1990).

### II.H.3. Correlación con otras áreas de ZOM.

La Formación Torreárboles es una unidad muy frecuente en los dominios septentrionales de la ZOM, entre el cabalgamiento de Monesterio y la falla de Malcocinado (Liñán, 1978; Eguíluz, 1988; Liñán y Quesada, 1990; Apraiz, 1998), donde está constituida por areniscas y conglomerados (en la base) con pizarras rojas bioturbadas interestratificadas (hacia el techo) que se depositaron en condiciones subtidales a intertidales (Brasier, 1980; Fedonkin et al., 1983; Liñán y Fernández-Carrasco, 1984). La potencia de esta formación llega hasta los 350 m, está condicionada por paleo-relieves generados por las rocas de la Fm. Malcocinado y pasa a techo a la Formación Carbonatada (Fm. Alconera, Liñán, 1978).



**Fig.II.19.-** Columnas modificadas de las Hojas 1:50.000 (MAGNA) de Oliva de Mérida y Almendralejo de la Fm. Torreárboles y de las unidades suprayacentes (Cuarcita Armoricana y Capas Rojas de Alange).

## II.I.-CALIZAS DE MÉRIDA (FORMACIÓN ALCONERA).

### II.I.1. Situación geográfica.

Las rocas de la Fm. Carbonatada aparecen dentro del DOVPR exclusivamente en el macizo de Mérida (Fig. II.20.) y en la localidad de La Garrovilla (al oeste de Mérida). Aparecen como roof pendants en la cúpula del plutón granítico de Proserpina (granito porfídico tardihercínico, Gonzalo, 1987) y recubiertos por los materiales cenozoicos de la depresión del Guadiana. Aparecen metamorfozadas y no se reconoce ningún registro fósil, por lo que su correlación con formaciones análogas del resto de la ZOM (Roso de Luna y Hernández Pacheco, 1950; Fernández Caliani et al., 1996; Fernández Caliani, 1996) y con la Fm. Alconera (Liñán y Perejón, 1981), se ha realizado con ayuda de criterios paleogeográficos (Herranz et al., 1977). Estas rocas reposan en discordancia sobre las rocas cadomienses del Macizo de Mérida (Gonzalo, 1987, Bandrés et al., 1999b) y, en el enlace de la Autovía A-V de Extremadura con la carretera de Cáceres, bajo ellas aparece un paquete de 80-100 metros de potencia de basaltos olivínicos sin deformar, de edad desconocida, con una débil foliación de flujo magmático concordante con la estratificación de las calizas. Tienen directrices estructurales oblicuas al zócalo cadomiense y presentan mecanismos de deformación diferentes.

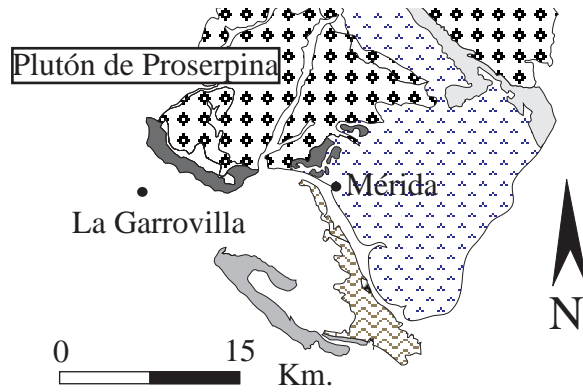


Fig.II.20.- Esquema geológico de las Calizas de Mérida (en gris oscuro), situadas al oeste de Mérida.

### II.I.2. Columna estratigráfica.

Presentan un tramo inferior que se ha denominado Formación carbonatada (Sos Baynat, 1963; Galán et al., 1993; Fernández Caliani et al., 1996) y otro superior (Formación Dolomítica), (Fig. II.21.). El primero está formado por calizas marmóreas y mármoles calcáreos con texturas clásticas mal conservadas y otras de posible origen criptalgal, cuya base, constituida por calizas fétidas de grano fino, reposa sobre rocas cadomienses pertenecientes al macizo de Mérida. A techo pasan a calizas masivas y compactas de tonos grises a negros, con laminaciones y abundantes niveles y nódulos de chert y jaspe rojo con frecuentes variaciones de facies, que puede llegar a intercalarse dentro del tramo superior. El tramo superior está formado por mármoles dolomíticos con abundancia de minerales detríticos, y pasadas de mármoles dolomíticos bandeados, con alguna pasadas de brechas intraformacionales.

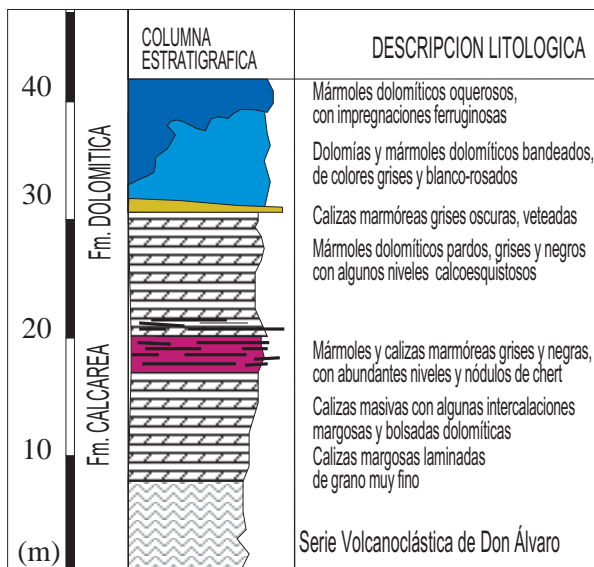


Fig. II.21.- Columna estratigráfica simplificada de las calizas de Mérida. Fernández-Caliani et al., (1996) ha subdividido estas rocas en dos unidades, una de carácter calcáreo y otra superior, de carácter dolomítico.

### II.I.3. Correlación con otras áreas de la ZOM.

Estas rocas pueden atribuirse a la Formación Carbonatada (Eguíluz et al., 1997c), erróneamente subdividida con anterioridad en un sinnúmero de unidades y formaciones (Fm. Alconera, calizas de Zafra, etc. Liñán y Perejón, 1981). Estas calizas constituyen uno de los tramos más característicos de la ZOM (Liñán, 1978; Eguíluz, 1988). Estas rocas se disponen concordantes sobre las rocas de la Fm. Torreárboles (Fm. detrítica inferior, Eguíluz et al. 1997c). Litológicamente son rocas mixtas constituidas por sedimentos siliciclásticos y carbonatados: calizas estromatolíticas, oncolíticas, algales, nodulares junto con biohermos de arqueociátidos y biostromas, abundantes niveles de chert y pasadas de areniscas y limolitas. Para estas rocas se ha supuesto un ambiente deposicional subtidal (Zamarreño, 1977, 1978; Moreno-Eiris, 1987a, b, c y d) muy condicionado por el paleorelieve existente. La potencia de esta unidad varía entre 400-1200 m (con potencias máximas en Alconera).

## II.J.- FORMACIÓN EL HOYO.

### II.J.1. Situación geográfica y geológica.

La Formación de El Hoyo, aflora dentro de la estructura de igual nombre (Fig. II.22.), en el límite entre el CBBC y el DOVPR (Delgado-Quesada et al. 1977; Apalategui y Pérez-Lorente, 1983). Al norte aparece la Cuenca Carbonífera de Peñarroya-Bélmez, sobre la que cabalga esta estructura, y más al norte el DOVPR. Esta Formación fue definida por Delgado-Quesada (1971) y estudiada en detalle por Pérez-Lorente (1971) quien le asigna una edad Precámbrica dado que estos materiales aparecen bajo las rocas del Grupo Córdoba-Fuente Obejuna. Apalategui et al., (1985a); Azor (1994) y Martínez Poyatos, (1997) le asignan una edad Arenig y las comparan con las cuarcitas de Sierra Albarrana (Azor 1994), si bien numerosos autores señalan que El Hoyo, La Albariza y la Formación de la Atalaya (Chacón 1979; Apalategui et al. 1985a; Abalos, 1990; Martínez Poyatos 1997) pueden pertenecer al mismo grupo de rocas.

Esta Formación está intruida por una serie de metagranitos, como el ortogneis de Cerro Castaño, ortogneis de Sierra de las Cabras, granito de las Essiyas y granito del Alamo (Almarza 1976; Pérez-Lorente 1988), agrupados bajo la denominación de ortogneis del Álamo por Martínez Poyatos (1997). Se trata de rocas ácidas emplazadas siempre en el mismo nivel estructural, próximo al contacto de los cuarzoesquistos con las cuarcitas tableadas (Fig. II.23.), que producen un débil metamorfismo de contacto.

La Estructura de El Hoyo muestra en cartografía una geometría ahusada que se puede continuar desde las Minillas (Abalos 1990; Apalategui et al., 1985b) hasta Villanueva de Córdoba, que corresponde a un anticlinal tumbado (Apalategui et al., 1985a), que ha sufrido, de forma tardía, la tectónica transcurrente izquierda propia del CBBC (Abalos, 1990), causante de la verticalización de las estructuras y de la crenulación de los niveles tableados (cuarcitas tableadas y esquistos), y una importante fase de fracturación tardihercínica. A partir de datos microestructurales y de relaciones de intrusión con los ortogneis de las Minillas y Ribera del Fresno, algunos autores (Pérez-Lorente, 1971 y Abalos, 1990) reconocen en estos materiales una fase de deformación precoz de probable edad cadomiense. Todas las unidades presentan una foliación protomilonítica y una lineación de estiramiento mineral marcada asociadas a un proceso de cizalla izquierda de edad hercínica.

### II.J.2. Columna estratigráfica.

Se ha levantado una columna estratigráfica en el puerro de El Hoyo, completada con observaciones puntuales

y pequeñas columnas locales (Fig. II.24.). Se han diferenciado en cartografía cinco tramos que de muro a techo son: micaesquistos, cuarzoesquistos, cuarcitas tableadas de grano fino, arcosas de grano grueso con niveles de conglomerados y arcosas de grano medio. Dentro del tramo de micaesquistos se han reconocido algunas litologías peculiares (esquistos antofílicos y micaesquistos con granate y estauroлита), que no han sido individualizados en cartografía. no se conoce la base de la serie, pero en el área de El Entredicho (al este de El Hoyo) se observa que, a muro, los micaesquistos pasan gradualmente a una secuencia esquistosa de grano fino con blastos de andalucita de hasta un centímetro (Formación de la Atalaya, Chacón, 1979; Abalos, 1990; Apalategui et al. 1982). Estas rocas reposan en discordancia sobre rocas ígneas básicas de naturaleza diorítica y sobre anfibolitas con granate (el zócalo diorítico/anfibolítico de El Entredicho). Por el SW queda cabalgada por rocas migmatíticas del grupo de Córdoba-Fuente Obejuna. En total la serie, aunque está muy replegada, tiene una potencia de más de 800 m.

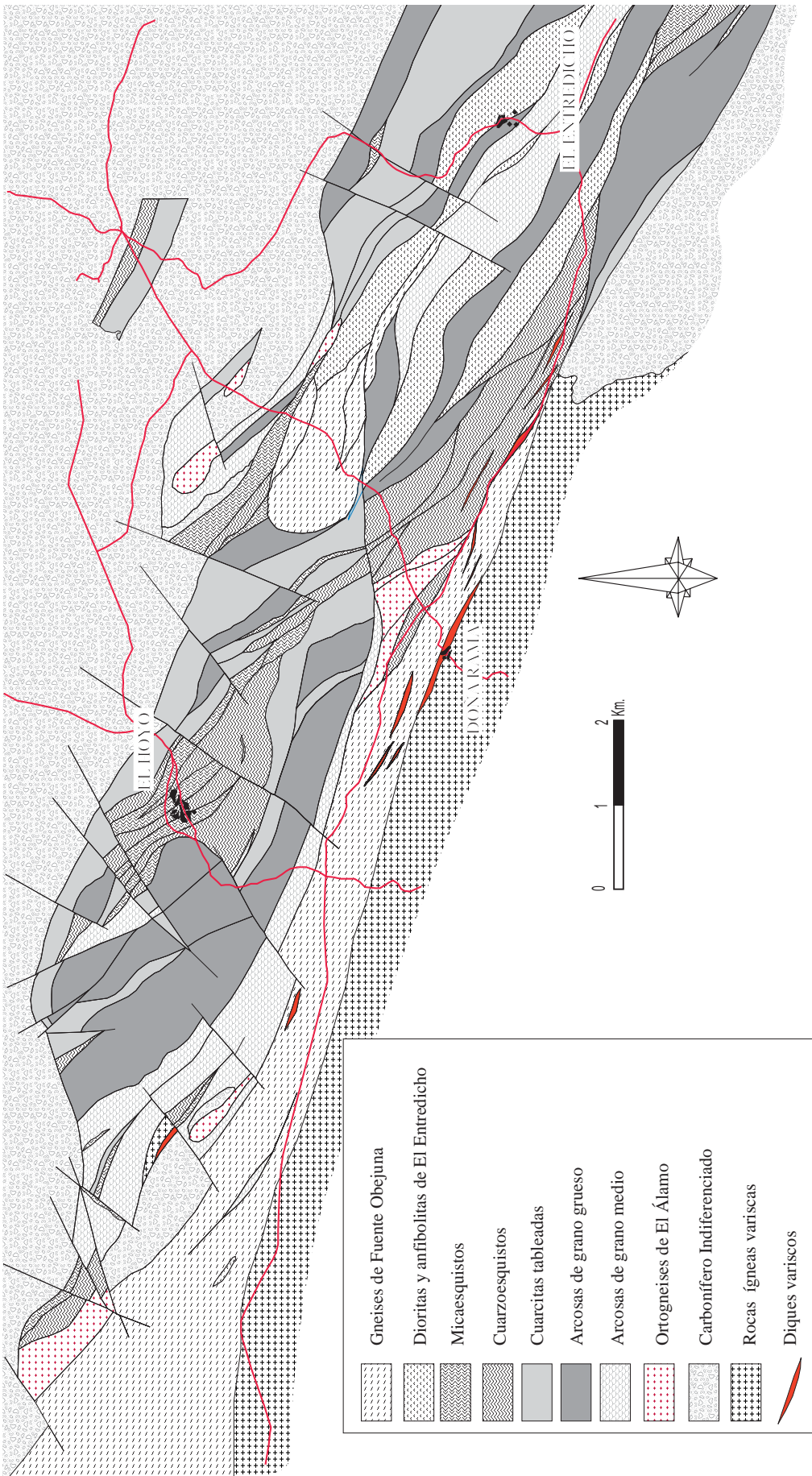
### II.J.3. Micaesquistos.

Ocupan el núcleo de la estructura antiformal de la Sierra de Los Santos y de La Gata, aunque también afloran en el sector de El Entredicho, donde tienen paragénesis metamórficas de grado. Son rocas de grano fino intensamente replegadas y tectonizadas que a techo muestran pasadas de metaarenitas con estructuras flaser. Presentan una esquistosidad muy penetrativa de tipo slaty cleavage, con un bandeado litológico de escala milimétrica, muy visible al microscopio, afectada por pliegues de escala centimétrica a decimétrica con geometrías asimétricas. Localmente se reconoce una esquistosidad de crenulación de plano axial subvertical

Al microscopio son rocas de grano fino formadas por alternancias milimétricas de lechos detríticos con Qtz, Ab, Kfs (< 0.1 mm) y pelíticos con Ms-Bt verde±Chl, y cantidades accesorias de opacos y escasos cristales de circón y allanita. Los niveles ricos en cuarzo presentan texturas granoblásticas inequigranulares a blastopsamíticas, a menudo orientada. Los niveles micáceos, muy abundantes, ricos en biotita y moscovita, con pequeños clastos de cuarzo y albita en los intersticios, están muy replegados, con charnelas desenraizadas (peces tectónicos) y una crenulación tardía que en algunas muestras es muy apretada.

### II.J.4. Micaesquistos con granate y estauroлита.

Estos materiales forman paquetes masivos, normalmente cerca del contacto con los dioritoides y anfibolitas habiendo sido observados exclusivamente en el área de



*Fig. II.22.- Mapa esquemático de las rocas de la Fm. El Hoyo del sector de El Hoyo-El Entredicho, al este de Fuente Obejuna. Estas rocas afloran en zonas con una deformación varisca importante, la cual lleva asociado un importante metamorfismo que alcanza paragénesis de grado medio. Tradicionalmente estas litologías han sido consideradas andílogas a las rocas de la Fm. La Albariza y La Atalaya, que afloran dentro del CBBC, en el sector de El Escribano y en Sierra Albarrana.*



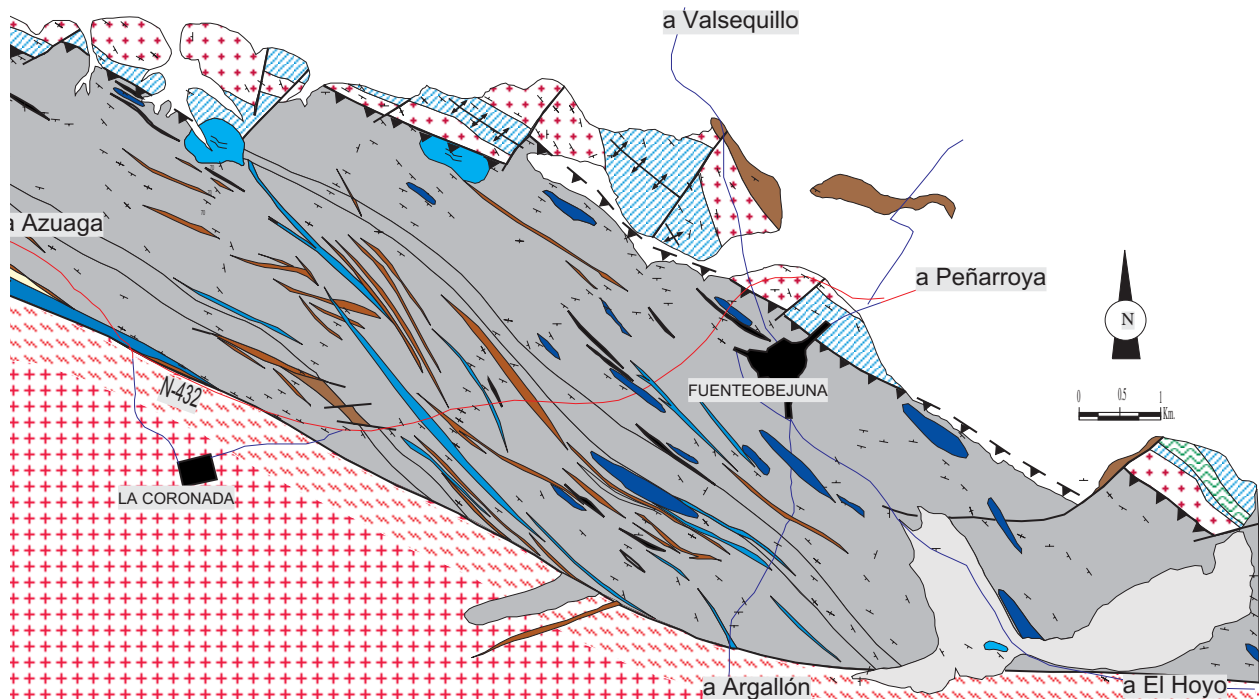


Fig. II.23.- Mapa esquemático del sector de Fuente Obejuna mostrando los afloramientos de rocas de la Fm. El Hoyo y los ortogneises de El Álamo, intrusivos en ella. Estas rocas se disponen en la Sierra de Las Cabras cabalgando sobre los materiales de la cuenca carbonífera del Guadiato y son, a su vez, cabalgadas por los gneises y rocas asociadas del domo migmático de Fuente Obejuna.

El Entredicho y el arroyo de la Pizarra. Estas rocas aparecen intercaladas con cuarzoesquistos con porfidoblastos de escala centimétrica de andalucita y con arcosas de grano fino muy tectonizadas y representan las facies de mayor grado metamórfico de la Fm. El Hoyo (Grt-Bt-Ms-Ab y Grt-St-Bt-Ms-Ab).

Son rocas de grano fino (0.2 a 1 mm) con foliación de tipo milonítico y una lineación de estiramiento mineral marcada, a la que, en algunos niveles, se superpone una esquistosidad de crenulación subvertical. La foliación está definida por la orientación de los minerales micáceos y cintas de cuarzo recrystalizado dinámicamente y con una fuerte reducción en el tamaño de grano, encontrándose asociados abundantes peces de mica con cizalla de sentido izquierdo. Estas rocas están constituidas por Qtz, Bt, Ms, Ab, Grt, St, Kfs, Chl, Zrn y Opac, que alternan en niveles micáceos, muy abundantes y replegados, con un textura lepidoblástica a porfidolepidoblástica y otros cuarzofeldespáticos con texturas granoblásticas recrystalizadas, muy orientadas asociados a cintas de cuarzo que definen texturas miloníticas. El feldespato aparece recrystalizado, estirado y asociado al cuarzo. Los niveles micáceos están constituidos por biotita y moscovita y en ellos aparece granate y/o granate y estaurrolita. El granate, sin inclusiones y muy fracturado, forma cristales de 0.1-0.3 mm, sinesquistosos con grandes sombras de presión asimétricas, en las que cristalizada Bt, Ab, Ep y Ms. De forma esporádica estos cristales están aplastados y estirados definiendo una lineación mineral. La estaurrolita forma cristales subeuhedrales,

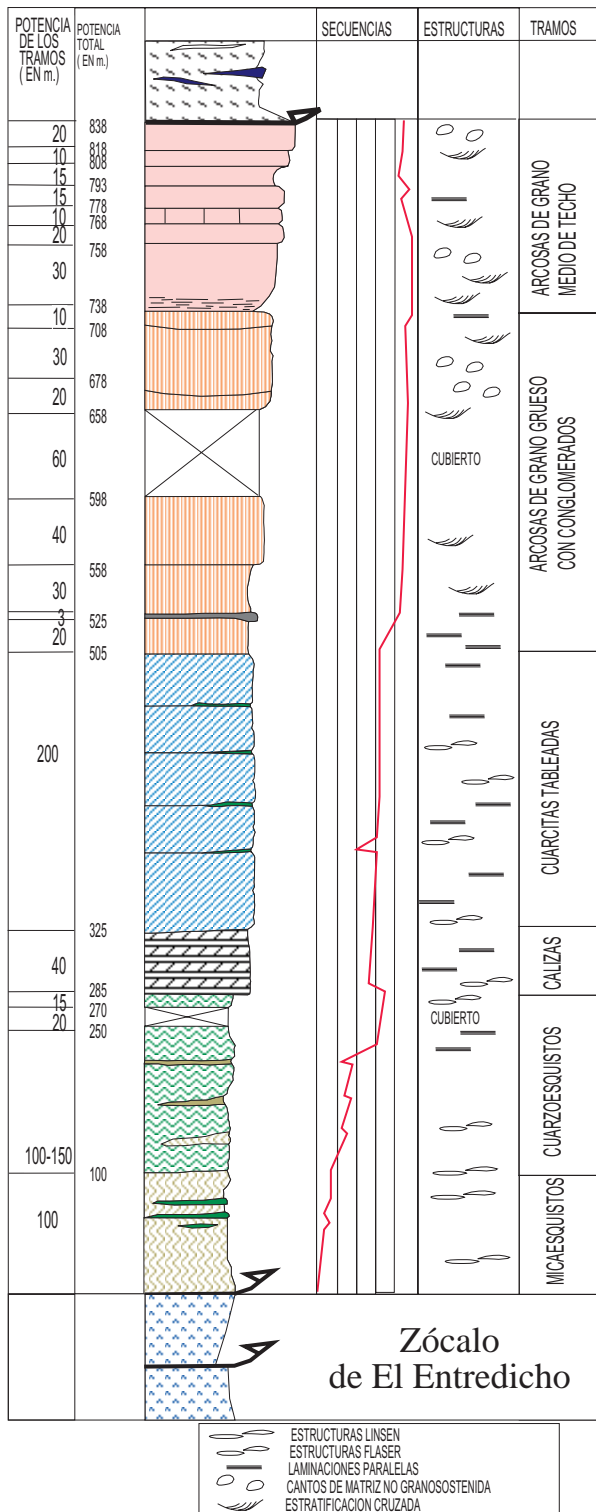
sinesquistosos, con gran cantidad de inclusiones sin orientar (Qtz y Ab). Estos blastos producen sombras de presión asimétricas. Se ha observado cristales de estaurrolita en contacto con cristales de granate de pequeño tamaño (0.1-0.2 mm) en equilibrio textural y químico.

### II.J.5. Esquistos cloríticos y anfíbolitas.

Dentro de la Fm. El Hoyo aparecen niveles ocasionales de esquistos verdes. En general son niveles de potencias métricas intercalados preferentemente entre los cuarzoesquistos. Son rocas esquistosadas, con pliegues apretados vergentes al NE. Son rocas de grano medio, tonos verdosos y muy alteradas en afloramiento. Al microscopio están constituidas por actinolita-tremolita, clorita, cuarzo, clinozoisita, epidota y opacos. La actinolita-tremolita son cristales subeuhedrales prismáticos, de aspecto fibroso, parcialmente retrogradadas a clorita, que forman un entramado nematoblástico, en cuyo interior aparecen cristales de clorita, clinozoisita y de cuarzo, que define la esquistosidad.

#### II.J.5.i. Esquistos con antofilita.

En las proximidades de El Entredicho aparecen niveles de potencias métricas de esquistos con antofilita. Estos niveles, similares a los que aparecen intercalados por toda la formación, presentan la particularidad de ser muy ricos en antofilita. Mineralógicamente están constituidos por Ath, Bt, Chl, Qtz, Ab y Ep, que definen una textura



**Fig. II.24.-** Columna estratigráfica de los materiales de la formación El Hoyo levantada en la Sierra de los Santos, en el puerto de El Hoyo. Dentro de estas rocas se han diferenciado cartográficamente cinco miembros mayores que son, de muro a techo: micaesquists, cuarzoesquists, cuarcitas tableadas, arcosas de grano grueso conglomeráticas y arcosas de grano medio. Se desconoce la posición estratigráfica precisa de estos materiales y su edad es tentativa.

nematoblástica muy orientada, con una esquistosidad de tipo slaty cleavage muy marcada. La antofilita, constituyente principal, aparece como prismas alargados de color verde azulado, de 1 a 8 mm, muy orientados definiendo la esquistosidad, aunque, a menudo, se disponen en aglomerados orientados definiendo sigmoides izquierdos groseros. Son cristales sinquistosos, subeuhedrales a euhedrales, inequigranulares y limpios, parcialmente desestabilizados a epidota y biotita, que definen un entramado dentro del cual aparecen diseminados cuarzo y albita. Al microscopio es visible una esquistosidad de crenulación espaciada, poco importante, de plano axial subvertical.

### II.J.6. Cuarzoesquists.

La potencia de este tramo se ha establecido entre 100 y 150 metros. Aparece muy replegado y tectonizado y presenta abundantes venas de cuarzo de exudación con paragénesis metamórficas de bajo grado. El contacto con los materiales infrayacentes es gradual y a techo el grano se hace más grueso e intercalan niveles centimétricos de areniscas y cuarcitas de grano fino (Foto II.7.). Composicionalmente se pueden clasificar como cuarzoesquists y esquists grauváquicos, aunque, localmente, intercalan paquetes métricos de esquists cloríticos.

Estas rocas están afectadas por pliegues apretados vergentes al NE, que llevan asociada una esquistosidad penetrativa de tipo slaty cleavage. Esta esquistosidad está afectada por un microplegamiento, más desarrollado en los niveles de grano fino, que da lugar a una esquistosidad de crenulación espaciada subvertical.

En lámina delgada los cuarzoesquists están formados por Qtz, Kfs, Ab, Act, Bt, Ser y Opac, que definen una textura granonematoblástica de grano fino (0.1-0.5 mm), con un bandeado grueso en donde alternan niveles cuarzováquicos y niveles más ricos en anfíbol y clorita. Los primeros, de escala milimétrica, son ricos en Qtz, Ab y Kfs, que desarrollan una textura granoblástica orientada, entre la que aparecen pequeños cristales equidimensionales de Chl y Act. Los niveles pelíticos son más ricos en anfíbol fibroso, anhedral, poiquilítico, con numerosas inclusiones de Qtz, Ab y Ap. Están asociados a agregados de clorita anhedral, con algunos granos de Ep/Czo. Al microscopio se reconocen una gran cantidad de charnelas desenraizadas que muestran un sentido de movimiento de techo hacia el NW.

### II.J.7. Calcarenitas tableadas azules.

Se trata de un paquete de 20 m de potencia situado entre los cuarzoesquists y las cuarcitas tableadas y que han sido diferenciado en cartografía. Son rocas de color gris, de grano fino y con una componente clástica muy importante. Presentan intercalaciones milimétricas de micaesquists, aunque a techo de este paquete predomi-

nan las de cuarzoesquistos. Al microscopio están formadas por clastos irregulares de cuarzo y de carbonato con una matriz esquistosada de carbonatos de grano fino totalmente recrystalizada.

### II.J.8. Cuarcitas tableadas.

Son cuarcitas feldespáticas de grano fino que se organizan en capas decimétricas estratocrecientes y que presentan algunas laminaciones paralelas, que permiten establecer la base y el techo de la serie. Hacia la base intercalan numerosos niveles centimétricos de cuarzoesquistos, y excepcionalmente de micaesquistos, formando estructuras de tipo flaser. Este tramo presenta muchos pliegues abiertos de geometría cilíndrica de escala decimétrica a métrica, muy desarrollados en el sector norte de la estructura, que asocian una crenulación subvertical muy penetrativa (Foto II.8). A techo el tramo termina en un paquete de areniscas laminadas de grano fino. En el flanco SW la tectonización es intensa y se observa una foliación milonítica con lineaciones de estiramiento mineral asociadas, en general muy marcadas.

Al microscopio son rocas de tamaño de grano muy uniforme, inferior a 0.2 mm, con laminaciones submilimétricas definidas por pequeñas pasadas de esquistos o por variaciones en el tamaño de grano. Algunos niveles más groseros muestran una ligera tendencia a la heterometría, condicionada por clastos de plagioclasa ácida, frecuentes en estos niveles (hasta un 20% de la roca). La matriz está formada por cuarzo de grano fino a muy fino con texturas miloníticas. Los clastos son de cuarzo y en menor cantidad aparece feldespato, plagioclasa y micas blancas, con escasos fragmentos líticos de naturaleza cuarcítica, algunos de mayor tamaño (0.2-0.4 mm) dan lugar a grandes sombras de presión, donde recrystalizan cuarzo y micas blancas. La textura es milonítica, con límites de subgrano y neofonnación de nuevos granos orientados según los planos S de la roca, mientras finas bandas de micas definen los planos C.

### II.J.9. Arcosas de grano grueso.

Son arcosas de grano grueso a microconglomerático que se disponen en bancos de potencia métrica a decamétrica, cuyo contacto basal es neto y que, a techo, pasan gradualmente a arcosas de grano medio. Alcanza una potencia de 200 m, aunque se observan importantes variaciones en la misma. Los paquetes más potentes definen secuencias grano y estrato decrecientes hacia techo y muestran algunas laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Dispersos en la matriz aparecen algunos niveles conglomeráticos con cantos subredondeados muy estirados, los cuales definen la dirección de estiramiento (Fig. II.25.). Se han reconocido abundantes cantos de cuarzo, de 1-6 cm de color blanco, que parecen derivar de venas de segregación metamórfica (Martínez Poyatos, 1997), y



*Fig. II.25.- Esquema de visu de las arcosas de grano grueso. Estas rocas intercalan frecuentes niveles conglomeráticos, que en el flanco normal de la estructura de El Hoyo están fuertemente deformados, con una marcada lineación de estiramiento mineral definida por los cantos, los cuales dibujan el elipsoide de deformación de estas rocas.*

algunos de rocas volcánicas ácidas de 1-3 cm, muy recrystalizados que presentan fenocristales de plagioclasa subidiomorfa, dentro de una matriz afanítica muy fina formada por un agregado de cuarzo, micas blancas y sericita. Estos cantos aparecen flotando en la matriz que puede ser de grano fino o microconglomerática. En este tramo se ha observado la presencia de placeres en niveles de 1-2 mm de espesor formados principalmente por pirita, menas de hierro y rutilo detríticos, con escasa continuidad lateral.

Al microscopio estas rocas muestran lechos milimétricos ricos en cuarzo alternando con otros arcósicos de grano grueso. La pirita y rutilo son accesorios mientras circón y apatito son accidentales. En general estas rocas están milonitizadas y recrystalizadas dinámicamente. Los niveles más groseros y heterométricos presentan clastos milimétricos de cuarzo (monominerálico o policristalino) y de plagioclasa ácida, y ocasionalmente de microclina y de ortosa. Estos clastos aparecen deformados y dan lugar a sombras de presión asimétricas. En conjunto define una estructura de tipo C-S, donde los porfidoclastos definen los planos S, mientras que los C son definidos por niveles más finos de cuarzo, muy deformado y recrystalizado dinámicamente. Los niveles de tamaño de grano más fino presentan una matriz milonítica rica en moscovita y sericita.





*Foto II.7.- Fotografía de campo de cuarzoesquistos de la Fm. El Hoyo, a un Km al NE de El Hoyo. Dentro de estos materiales se reconocen con frecuencia intercalaciones de micaesquistos que han sido interpretadas con estructuras sedimentarias de tipo flaser o bien como alternancias.*



*Foto II.8.- Fotografía de campo de las cuarcitas tableadas de la Fm. El Hoyo. Son rocas de tonos claros, muy tableadas con estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas. En el flanco inverso de la estructura de El Hoyo, estas rocas muestran una crenulación muy desarrollada.*

### **II.J.10. Arcosas de grano medio.**

En contacto gradual sobre el tramo precedente, se ha diferenciado un tramo arcósico caracterizado por el menor tamaño de grano y la ausencia total de niveles conglomeráticos, aunque en la base hay niveles microconglomeráticos. Está constituido por bancos métricos de arcosas masivas con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y algunas laminaciones paralelas. Su potencia es de 100 metros, aunque, por el sur, queda laminado por el cabalgamiento de la unidad migmática de Fuente Obejuna. Estas rocas afloran especialmente en el área de El Entredicho.

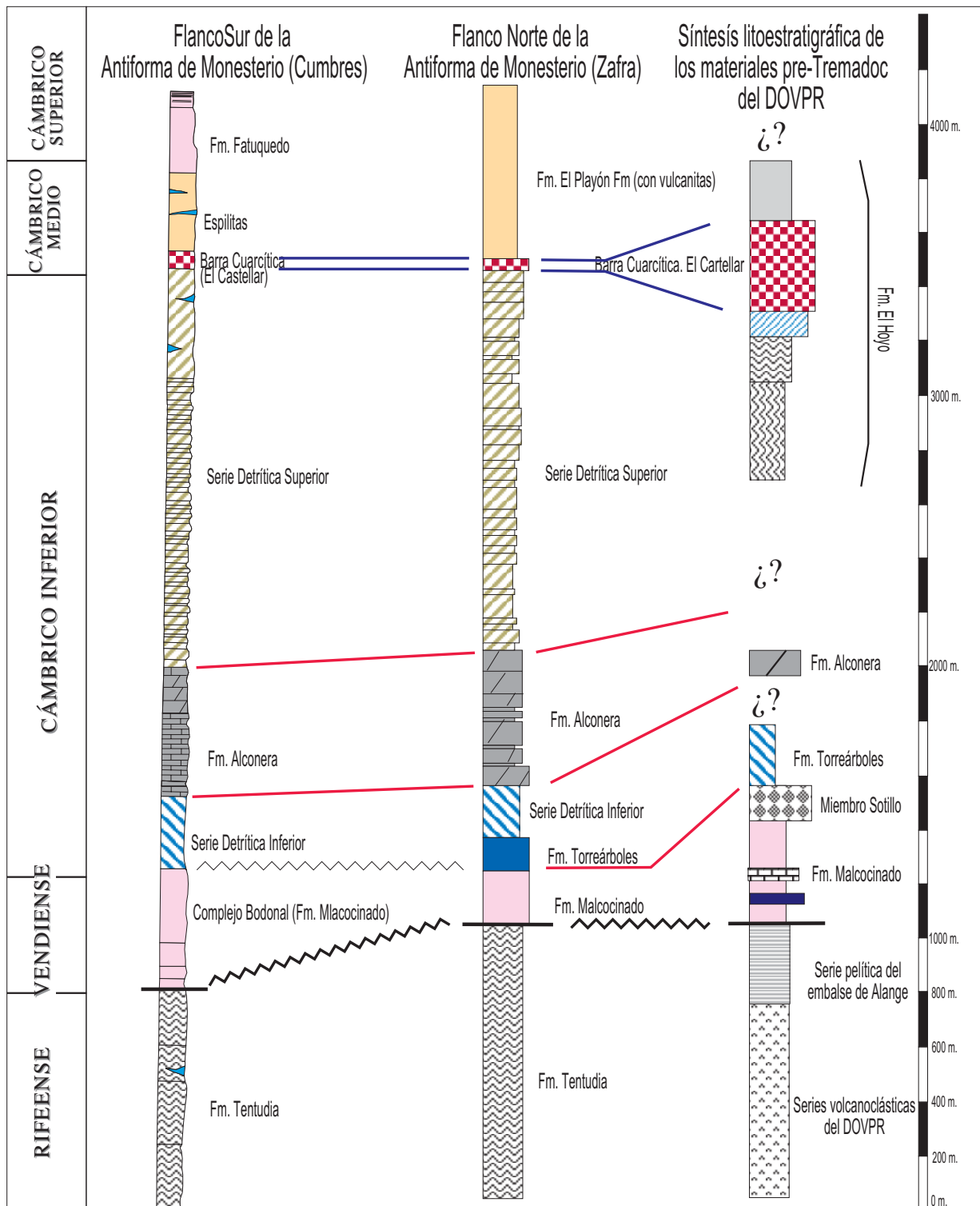
Al microscopio se aprecia un mayor contenido en cuarzo y en ocasiones una mayor proporción de matriz sericítica que el tramo infrayacente. Estas rocas desarrollan una importante foliación milonítica, que de visu se traduce en una foliación y lineación de estiramiento mineral muy marcada. Al igual que las arcosas groseras, son de grano medio, ricas en feldespato y cuarzo, pero se diferencian por no contener niveles de cantos centimétricos. En los niveles menos deformados se observan alternancias milimétricas de bandas con diferentes granulometrías y mayor o menor proporción en micas blancas y sericita. Esporádicamente los clastos de mayor tamaño (feldespatos), están muy estirados dando lugar a grandes sombras de presión simétricas a fuertemente asimétricas, en donde recrystaliza albita, cuarzo, moscovita y en las rocas más deformadas feldespato potásico.

### **II.J.11. Interpretación y edad de la serie.**

Se trata de una secuencia de claro carácter regresivo cuyo máximo se sitúa en las arcosas de grano grueso. La secuencia total se asemeja a un delta dominado por acción fluvial (Coleman y Wright, 1970; Dabrio, 1992;

Arche, 1992). La ausencia de fósiles, el carácter tectónico de los contactos inferior y superior y la tectonización general de esta serie dificulta un estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle e impide establecer con certeza la edad. No obstante, Martínez Poyatos, 1997 y Apalategui et al., 1985a, asignan una edad ordovícica a estas rocas, al correlacionarlas con la cuarcita de edad Arenig. Sin embargo, en el borde Norte de la Zona de Ossa-Morena el Ordovícico es detrítico y no presenta vulcanismo de ningún tipo ni bancos calcáreos (Pérez-Lorente 1979; Gutiérrez Marco et al., 1987; Contreras Vázquez et al., 1989). Por otra parte, la presencia de niveles de metabasitas y cantos de riolitas indicativos de un vulcanismo bimodal, junto a la presencia de carbonatos detríticos permiten pensar en una edad Cámbrico Medio, período en el que coinciden ambos fenómenos en la zona de Ossa-Morena y otras áreas del hercínico (Giese y Bühn, 1993). En este supuesto, esta serie podría correlacionarse con otras descritas en la ZOM, en particular con la secuencia de Zafra. Las partes más bajas serían equivalentes a la Fm. Vallehondo (Liñán y Quesada, 1990; Gil Cid, 1991; Eguíluz et al., 1997c) y el máximo regresivo sería equivalente a la regresión Hawke Bay, por lo que las arcosas groseras podrían correlacionarse con la Cuarcita del Castellar y otras Formaciones clásticas como, cuarcitas de Daroca, etc. (Liñán y Perejón, 1981; Palacios y Moczudlowska, 1998).

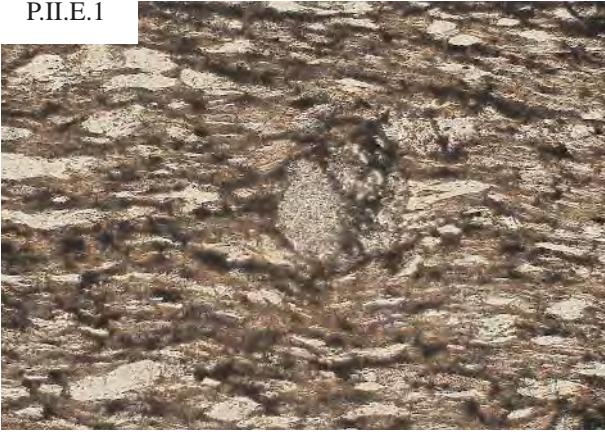




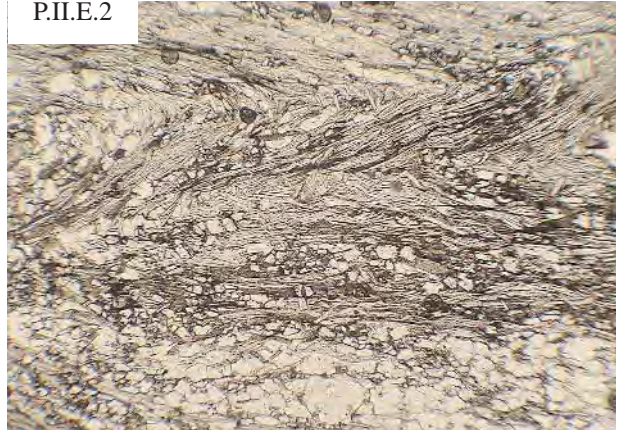
**Fig. II.26.- Propuesta de corelación de las rocas de edad pre-Tremadoc del flanco norte (Zafra) de la Antiforma de Olivenza- Monesterio (sector central de la ZOM), del flanco sur (Cumbres) y de los materiales equivalentes del DOVPR. Las columnas de la antiforma de Olivenza- Monesterio se han realizado en base a los datos de las correspondientes hojas geológicas del plan MAGNA y de datos bibliográficos.**

*En primer lugar destaca la diferencia entre las series pre-Malcocinado del DOVPR y de los sectores más meridionales de la ZOM, aunque todas ellas se adscriben a formaciones equiparables a la Serie Negra. La mayor similitud entre los tres sectores comparados tiene lugar durante el precámbrico terminal-Cámbrico basal, con unidades análogas. El resto de unidades cámbricas son más difíciles de corelacionar a causa del registro disperso y la tectonización que muestran las unidades del DOVPR (Fm. El Hoyo).*

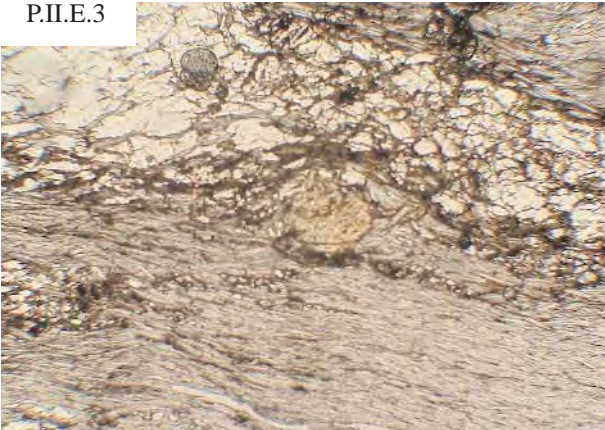
P.II.E.1



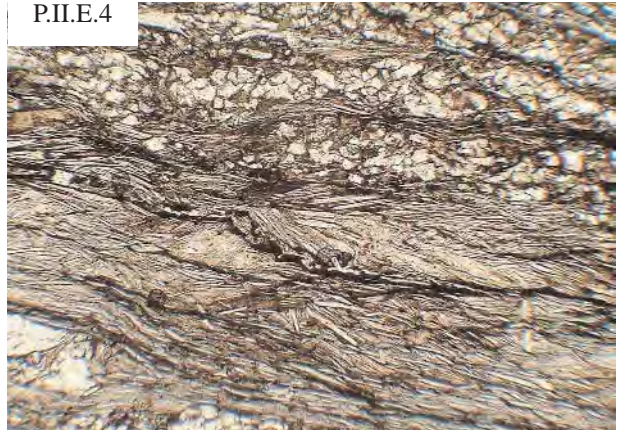
P.II.E.2



P.II.E.3



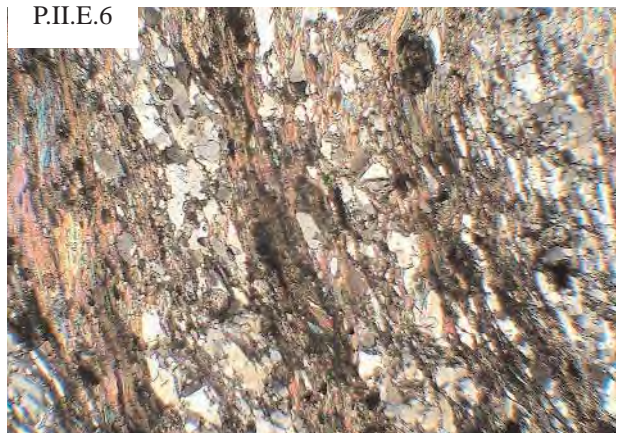
P.II.E.4



P.II.E.5



P.II.E.6



## Plancha II.E.

P.II.E.1. Cuarzoesquisto con granate y estaurolita. En esta lámina se pone de manifiesto el carácter sincinemático de los blastos citados. Sector de arroyo de la Pizarra. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.E.2. Cuarzoesquistos intercalados en la base de la serie. La esquistosidad más desarrollada de estas rocas es una  $S_2$  producto de la trasposición tectónica y crenulada con posterioridad. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.E.3. Cristal sinesquistoso de pequeña talla de estaurolita subeuhedral en un nivel de micaesquistos de El Hoyo. Ancho de la microfotografía: 2 mm.

P.II.E.4. Alternancias de micaesquistos y cuarzoesquistos en una roca fuertemente deformada. Ancho de la microfotografía: 2.5 mm.

P.II.E.5. Arcosa milonitizada del flanco normal de la estructura de El Hoyo. En este sector las litologías psamíticas muestran una fuerte milonitización. Ancho de la microfotografía: 1 mm.

P.II.E.6. Cuarzoesquisto con niveles de esquistos moscovíticos de los niveles de cuarcitas tableadas del flanco normal de El Hoyo. En estas rocas la crenulación tardía es poco importante. Ancho de la microfotografía: 2 mm.



### III. LA COBERTERA PALEOZOICA.

#### III.A.- ARCOSAS DEL TREMADOC.

##### III.A.1. Situación geográfica.

Las rocas de edad Tremadoc muestran un comportamiento solidario con el zócalo y se encuentran siempre sobre rocas precámbricas y cuerpos cadomienses del DOVPR, o bien sobre la Fm. Torreárboles (Fig. II.27.). En conjunto son rocas detríticas groseras formadas principalmente por arcosas y microconglomerados de tonos claros (Foto II.9 y 10), con fuertes variaciones laterales de potencia. Presentan rasgos diferenciados con respecto al Tremadoc que aflora en la ZCI, donde está formado esencialmente por areniscas gruesas y conglomerados de grano fino (Formación de Base en la Alcudia; Unidad de Mayorga Inferior en La Codosera-Puebla de Obando, Santos y Casas, 1979; Soldevila, 1992; y Formación Intercalar, en Portugal, Perdigo, 1973) que hacia sectores más septentrionales evoluciona hacia términos más finos.

En el área estudiada el contacto con la Cuarcita Armoricana, visible en el Macizo de Valle de la Serena y en Valsequillo, corresponde a una discordancia angular erosiva de bajo ángulo. No obstante en Palomas y Valle de la Serena sobre las arcosas llega a depositarse el Devónico, estando ausente todo el resto del Ordovícico. El contacto basal de esta formación es una fuerte discordancia erosiva que la separa del zócalo cadomiense. En Oliva de Mérida entre las rocas cadomienses y el Tremadoc aparece la Fm. Torreárboles (Liñán y Quesada, 1990), pero el contacto está oculto por los glaciares cuaternarios. Ambos conjuntos presentan la misma dirección y buzamiento. Por ello el contacto podría ser una discordancia angular de bajo ángulo o cartográfica, o bien una paraconformidad con un hiato erosivo que afecta a parte del Cámbrico.

##### III.A.2. Columna estratigráfica.

Esta formación, heterogénea y con una gran variabilidad espacial, está compuesta por arcosas de grano grueso a microconglomeráticas con niveles de paleocanales conglomeráticos con cantos redondeados de rocas del zócalo (cuarcitas negras, dioritoides, granitos de grano fino, granitos porfídicos y rocas metamórficas de bajo grado y esquistosadas). Estas rocas llevan pasadas oca-

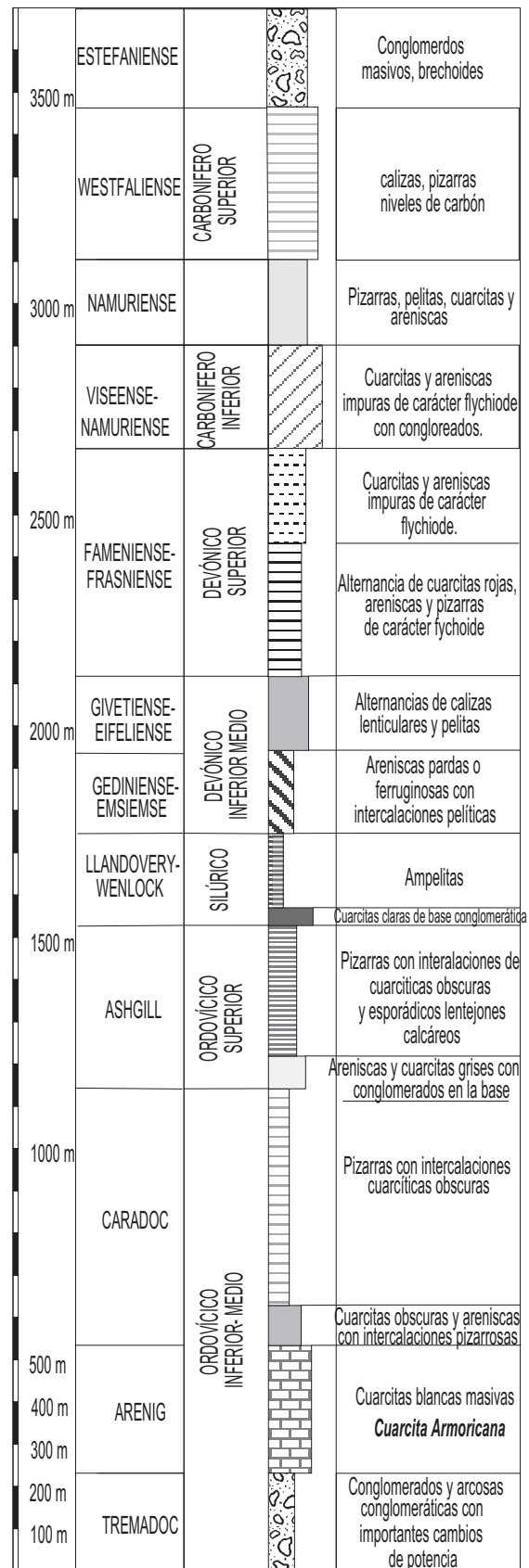


Fig. II.27.- Columna sintética-esquemática de los materiales Tremadoc-Estefanienses (datos obtenidos de las hojas MAGNA y de Herranz, 1985).

## C.II.- Tremadoc



*Foto II.9.- Fotografía de campo de un paquete masivo de arcosas feldespáticas y conglomerados de edad Tremadoc (Carretera de Higuera de la Serena a Zalamea de la Serena). Se ha indicado la traza de la estratificación cruzada y de surco de este paleocanal.*

sionales (Apalategui et al. 1988a) de rocas volcanoclásticas ácidas de grano fino (tobas finas con fenocristales de cuarzo bipiramidal con golfos de corrosión). En Valle de la Serena, a lo largo de las fallas principales, estas rocas aparecen fuertemente deformadas dando lugar a paragneises y milonitas de carácter similar a los granitoides deformados del zócalo cadomiense. Dentro de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo presentan un plegamiento complejo con pliegues variables de dirección entre 030°N y 090°N sin vergencias definidas. En el Macizo de Valle de la Serena y Mérida a menudo estas rocas aparecen como bandas de paragneises dentro de las cizallas frágil-dúctil que compartimentan el zócalo. Aparecen siempre en el frente del cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro, generalmente en bandas cabalgantes entre las rocas cadomienses y los materiales devónicos del frente.

Se han levantado columnas estratigráficas parciales de escasa potencia, aunque la fuerte tectonización y plegamiento de estas rocas impide el estudio estratigráfico y sedimentológico de detalle. En Valle de la Serena y Valsequillo la base de la serie está constituida por potentes tramos conglomeráticos que evolucionan hacia techo a arcosas microconglomeráticas y a arcosas muy inmaduras. En los sectores más occidentales del DOVPR se observa el contacto con la Cuarcita Armoricana. En estos sectores los términos más altos son más finos e incluyen niveles claramente volcanoclásticos y pizarras verdes satinadas en paquetes de 1-5 metros. Se han medio paleocorrientes en Valle de la Serena y Valsequillo, las cuales indican una dirección de procedencia de los materiales desde el SE.

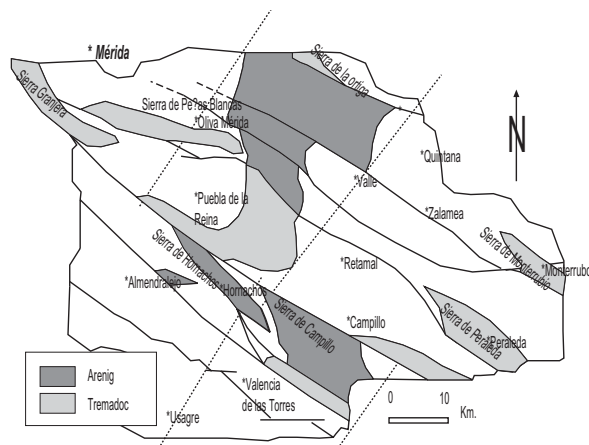


*Foto II.10.- Fotografía de campo de un conglomerado de edad Tremadoc en Valle de la Serena. Estas rocas aparecen fuertemente cizalladas pero es posible reconocer, a menudo, la geometría de estos bancos. Las paleocorrientes medidas en estas rocas indican una zona fuente situada al SE actual.*

### III.A.3. Edad, correlaciones y conclusiones.

La edad de estas rocas no está establecida con precisión dado que son series azoicas, tanto dentro del DOVPR como en la ZCI. Se asume una edad Tremadoc debido a su situación estratigráfica (bajo la Cuarcita Arenig). Dentro del DOVPR estas rocas se sitúan sobre rocas de la Fm. Torreárboles y bajo el Arenig, por lo que, en sentido estricto la edad de estas rocas podría ser Cámbrico Medio-Superior o Tremadoc. La existencia en Alange de una serie de afinidad desconocida (Capas rojas de Alange) bajo la Cuarcita Armoricana y sobre rocas de la Fm. Torreárboles (Liñán y Quesada) complica más la situación descrita. Estas rocas están en aparente conformidad con la cuarcita Armoricana Suprayacente y en discordancia sobre la Fm. Torreárboles. Son rocas siliciclásticas, azoicas, con abundantes estructuras sedimentarias de ambientes someros en donde destacan por su abundancia las estructuras de tormenta. La edad de estas Capas Rojas es problemática y podrían corresponder a un tramo basas del Arenig, a rocas de edad Tremadoc o a rocas del Cámbrico Medio-Superior.





**Fig. II.28.- Esquema de distribución de facies (arcos de edad Tremadoc y Cuarcita Armoricana) en el sector centro-occidental del DOVPR. Estas rocas muestran importantes variaciones de potencia en dirección NE-SW, las cuales son muy constantes en sentido longitudinal a las grandes estructuras tectónicas variscas (extraído de Herranz, 1985).**

### III.B. ARENIG. CUARCITA ARMORICANA.

#### III.B.1. Situación geográfica.

El Arenig tiene una amplia expresión cartográfica dentro del DOVPR (Sos Baynat, 1963; Chacón, 1979; Herranz, 1985; Gonzalo, 1987; Apalategui, et al., 1988a). Aparece en todo el dominio, condicionando a menudo las sierras y alineaciones montañosas principales (Fig. II.28.). Constituye un buen nivel guía desde un punto de vista estratigráfico y tectónico. Los principales afloramientos de Arenig son, de oeste a este, la Sierra de San Serván y Mirandilla (Mérida), las Sierras de Alange y Oliva de Mérida, la Sierra de Hornachos (en donde fue definida como Fm. Hornachos por Chacón, 1979), la antiforma de Peralada del Zaucejo (Sánchez Cela y Gabaldón, 1973) y afloramientos menores en las áreas de Valle de la Serena y de Obejo-Espiel. Esta Formación ampliamente representada en la Zona Centroibérica, sólo aparece en la ZOM al norte de la falla de Hornachos. La potencia media es de 250-300 m y, aunque presenta grandes variaciones (Apalategui, et al., 1988a), los espesores varían desde un mínimo de 250 m en el área de Palomas, hasta 500 m en San Serván y Hornachos (Herranz, 1985). Hay que reseñar que la ausencia de Cuarcita Armoricana o los espesores mínimos coinciden con las zonas en las que afloran los macizos cadomienses (ausencia de registro en el área de Mérida y mínimos en Valle de la Serena) en donde afloran rocas devónicas sobre materiales de edad Tremadoc..

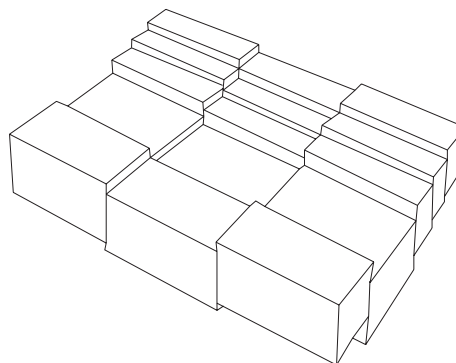
Si bien en este trabajo no se ha profundizado en el

estudio de esta formación, se ha revisado en parte la cartografía existente y se han realizado observaciones de campo, estratigráficas y petrográficas. El objeto de este estudio ha sido el de utilizar esta Formación como un nivel guía tectónico, dado que estas rocas definen con mucha claridad las estructuras mayores que afectan a la cobertera paleozoica del DOVPR.

#### III.B.2. Estratigrafía.

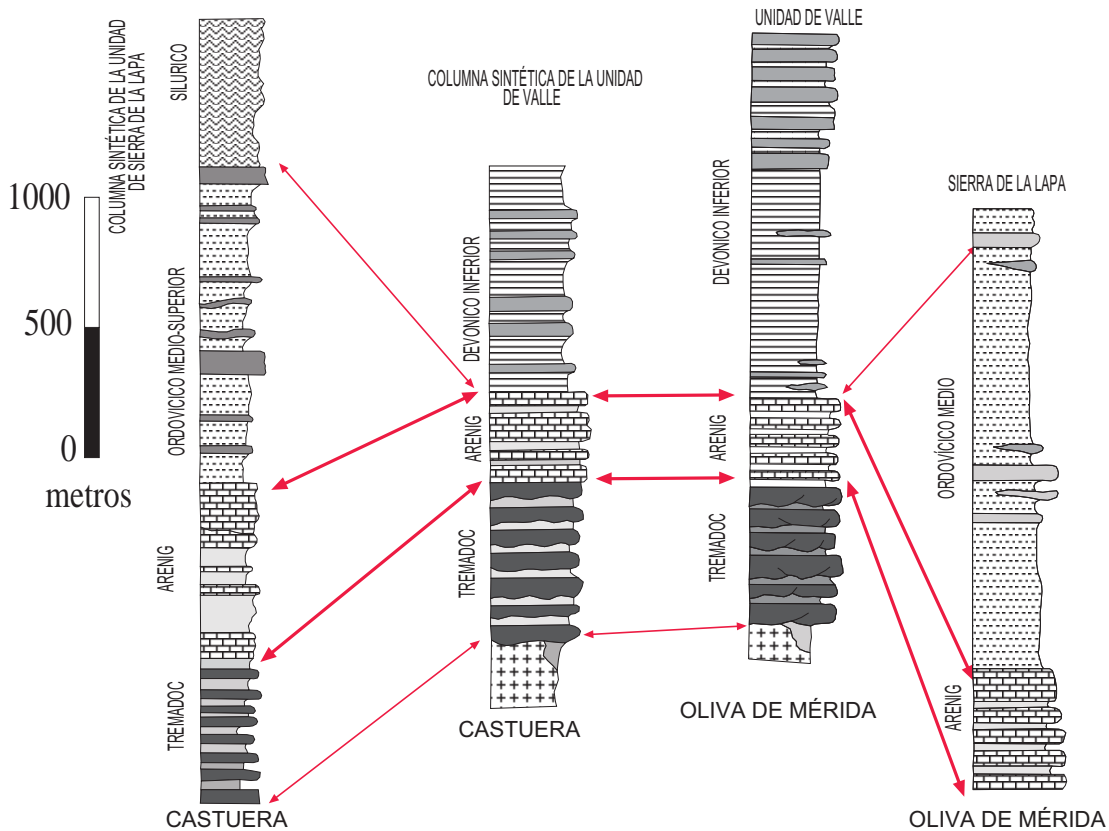
Dentro del DOVPR la Cuarcita Armoricana es una potente sucesión cuarcítica de tonos blancos o grises mal estratificada en bancos decamétricos, que aparece sobre rocas de edad Tremadoc. En el área de Valle de la Serena se ha reconocido en detalle este contacto, que se ha interpretado como una paraconformidad o como una discordancia cartográfica. La base está formada por microconglomerados cuarcíticos redondeados con laminaciones cruzadas de bajo ángulo. A techo pasan rápidamente a cuarcitas de grano grueso inmaduras y cuarcitas de grano medio muy evolucionadas. La serie presenta escasas estructuras sedimentarias (laminaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo que aparecen preferentemente hacia la base de la formación) y es azoica. El techo de esta formación es una discordancia cartográfica de bajo ángulo, separada por un pequeño paquete conglomerático de las unidades superiores.

Estratigráficamente es un potente paquete masivo de cuarcitas con algunas intercalaciones de naturaleza pelítica. Son cuarcitas de grano medio a fino, con texturas sacaroideas fuertemente recrystalizadas. Presentan un cemento silíceo escaso (ortocuarzitas) y en menor medida relleno de fracturas y de poros secundarios por calcita. Son granos subredondeados principalmente de cuarzo aunque en los tramos basales son abundantes los fragmentos de feldspatos y muy accesorios los de plagioclasa, turmalina y minerales pesados y pueden contener fragmentos líticos de naturaleza cuarzosa, muchos de



**Fig. II.29.- Esquema complementario con la figura II.28, en donde se ponen de manifiesto las variaciones de potencia del Arenig y su control, por parte del zócalo pre-ordovícico, según estructuras extensionales de dirección NE-SW.**





**Fig. II.31.- Columnas estratigráficas modificadas de las hojas 1:50.000 de Castuera y Oliva de Mérida. Las rocas de edad Paleozoico Medio presentan importantes variaciones laterales con discordancias intraformacionales. De forma frecuente las unidades devónicas se disponen sobre las rocas de edad Arenig según una discordancia erosiva o un hiato erosivo. Las formaciones del Ordovícico Medio-Superior y del Silúrico afloran únicamente en sectores muy concretos (Sierra de la Lapa, p.e.) y están ligadas a la existencias de umbrales dentro de las cuencas sedimentarias (Herranz, 1985), de modo análogo a la situación descrita para la Cuarcita Armoricana.**

### III.C.2. Estratigrafía.

La columna tipo de estas rocas presenta importantes variaciones de potencia y facies de un sector a otro dentro del DOVPR. Herranz (1985) describe estas rocas como un conjunto tectosedimentario separado a muro y techo por importantes discontinuidades. Este conjunto tectosedimentario es interpretado como el resultado de un único proceso evolutivo. Estratigráficamente Herranz (1985) subdivide esta unidad en cuatro subconjuntos tectosedimentarios que corresponden a ciclos separados por discontinuidades menores. Estos grupos son: Ordovícico Inferior-Medio, Ordovícico Superior, Silúrico y Devónico Inferior Medio.

Básicamente son rocas detríticas finas, con niveles arenosos, cuarcíticos y calizos. Estas rocas presentan importantes variaciones de potencia (2500 m en la Zona de Sierra de la Lapa hasta 800 m en las Sierras de Alange), (Fig. II.31.). La potencia total de todo el Paleozoico Medio-Superior contrasta significativamente con la potencia del Paleozoico de la misma edad al norte de Pedroches, en donde es mucho más potente (3500 m). Esta variación de potencia es muy significativa en un

corte transversal al DOVPR, manteniendo las potencias relativamente constantes longitudinalmente a las estructuras tectónicas. Estas rocas presentan importantes similitudes con las series típicamente centroibéricas aunque muestran algunas características propias (Pardo Alonso y García Alcalde, 1996), (Fig. II.30.).

El Ordovícico Superior (Caradoc-Asghill) está bien representado en la Sierra de la Lapa (al oeste de Oliva de Mérida), donde presenta potencias superiores a 1000 m. Son series pizarrosas con intercalaciones cuarcíticas y finos nieves de microconglomerados poligénicos. Son series muy similares a las de la ZCI (Soldevila, 1992) aunque presenta potencias muy superiores de forma local.

El Silúrico es muy similar a las facies de la ZCI. Muestra un tramo basal cuarcítico seguido por ampelitas y pizarras oscuras con potencias medias de 250 m. Herranz (1985) interpreta el Silúrico como transgresivo hacia el SW, con una paleogeografía definida por surcos y umbrales. Soldevila (1992), en el área de Puebla de Obando, incluye como Silúrico a las Unidades de Sierrafría y de Calera, en tránsito gradual con el Devónico. Gonzalo (1987) también define rocas como de edad silúrica en el área del Macizo de Mérida. Estas rocas en sentido estricto se encontrarían al norte del

## C.II.- Carbonífero

cabalgamiento de San Pedro de Mérida, y por lo tanto en la ZCI. Estos materiales son, de muro a techo, cuarcitas blancas, pizarras arenosas oscuras y pizarras en alternancias con areniscas de tonos grises. Rocas de probable edad silúrica se han diferenciado en el área de valle de la Serena, en la terminación SE del macizo. Son pizarras ampelíticas negras, muy tectonizadas, con monograptus (s.l.) deformados.

Las rocas devónicas aparecen ampliamente representadas dentro de la zona de estudio. Este Período está principalmente compuesto por rocas detríticas de naturaleza areniscosa, cuarcítica y pizarrosa, junto con algunas pasadas de calizas fosilíferas. Son rocas de tonos rojizos en general, que producen terrenos baldíos, a menudo repoblados con eucaliptos.

No se va a realizar un estudio pormenorizado de las diferentes unidades que componen el Devónico del DOVPR y nos limitaremos a una sucinta descripción de los principales tramos que lo constituyen.

El devónico se dispone de forma discordante sobre las rocas de edad Ordovícica y/o silúrica. El Devónico Inferior falta en muchas partes (Gonzalo, 1987) aunque Herranz (1985) y Soldevila (1992) citan este tramo, que estaría compuesto por areniscas ferruginosas que descansan en discordancia sobre rocas silúricas (Unidad de la Calera Superior), con 100-200 m de potencia. El Devónico Medio-Superior está ampliamente representado dentro del DOVPR. En numerosos puntos del DOVPR estas rocas descansan en discordancia sobre rocas de edad Tremadoc. Soldevila (1992) las agrupa en la Unidad de Gévora (1000 m) que comprende el Devónico Inferior-Medio (Emsiense) y que contienen niveles volcánicos y volcanoclásticos básicos. Estas rocas han sido reconocidas de igual forma en el Embalse de Alange donde las rocas devónicas presentan paquetes decamétricos de pilow-lavas muy alteradas e interestratificadas con las areniscas y cuarcitas de esta unidad. Sobre estas rocas se deposita la unidad de Valdeborracho (Soldevila, 1992), de edad Devónico Superior, en tránsito gradual con la unidad inferior. Es una unidad pelítica arenosa de 300 m de potencia. Dentro de esta unidad y en el área de Valle de la Serena, se han observado abundantes paquetes de 20-30 m de potencia de pizarras caoliníferas de tonos blancos y tacto untuoso. Junto a estos paquetes se han encontrado niveles de calizas recristalizadas con abundantes faunas fósiles de braquiópodos de edad Devónico Medio-Superior (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1973).

### III.C.3. Significado geológico.

Las rocas del paleozoico Medio-Superior representan un margen continental pasivo, al igual que las series de la ZOM meridional (series de Barrancos, sinclinal de Valle,... Robardet y Gutiérrez-Marco, 1990), con un gran similitud con los materiales típicos de la ZCI. Esta

similitud es más marcada en las rocas del Devónico, especialmente a nivel paleontológico (Pardo Alonso y García Alcalde, 1996). Las principales discontinuidades estratigráficas se sitúan principalmente en el Ordovícico Inferior (Herranz, 1985), y tienen un significado de paraconformidades, discordancias angulares o cartográfica, y se asocian con procesos de emersión y arrasamiento del zócalo. Si bien la estratigrafía del Ordovícico Superior, Silúrico y Devónico no se conoce con precisión dentro del DOVPR, parece claro que gradualmente se instaura un régimen subsidente estable sin eventos tectónicos apreciables.

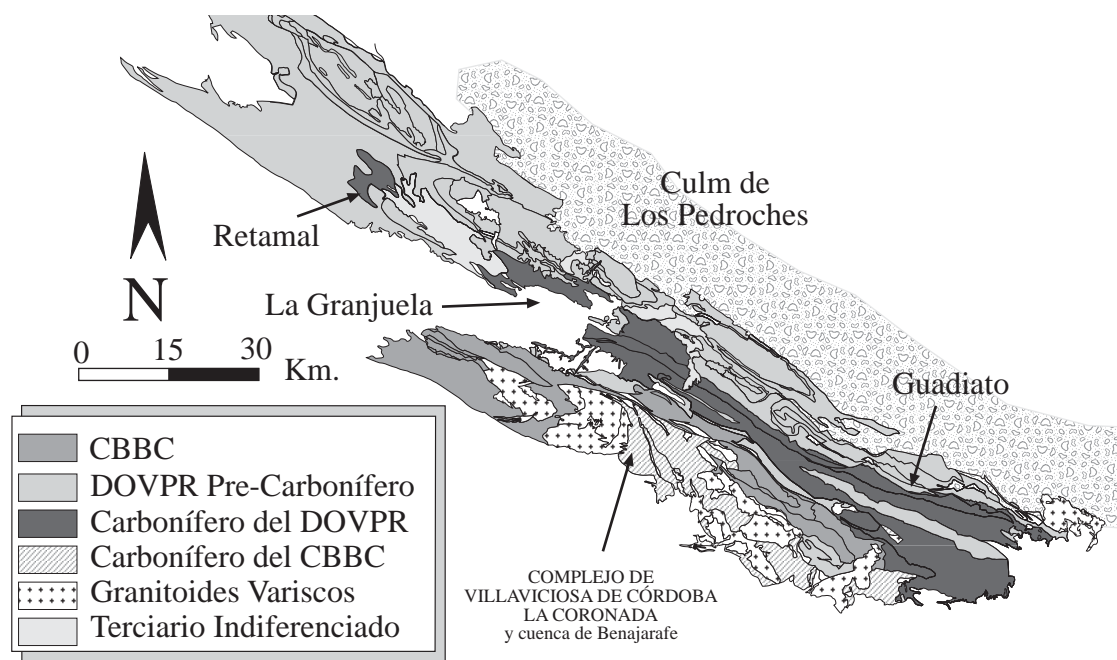
## III.D. CUENCAS CARBONÍFERAS.

### III.D.1. Situación geográfica y geológica.

El Carbonífero corresponde a materiales sintectónicos que marcan el fin de la historia de margen pasivo y el inicio de la orogenia hercínica. Aparece formando cuencas intramontañosas sin- a postorogénicas en los sectores centrales del DOVPR (Fig. II.33.), y adquiere un gran desarrollo hacia el este (cuencas de Retamal, La Granjuela, Guadiato), (Fig. II.32.). Megascópicamente las cuencas carboníferas dentro del DOVPR se disponen en afloramientos estrechos y alargados que, en general, aparecen alineados o con una disposición en relevo, en todo el norte de la ZOM. Estas cuencas se disponen en el eje central del DOVPR y hacia el este van convergiendo con las cuencas del CBBC (cuenca del Guadiato con las cuencas de Berlanga y de Benajarafe).

Se trata de rocas sedimentarias, con un importante vulcanismo intercalado y que en muchos puntos llevan asociados granitoides y rocas subvolcánicas. De oeste a este las rocas carboníferas que aparecen son: Granitos de Villar del Rey, la Roca de la Sierra, Sierra Bermeja, Proserpina, diques riolíticos y rocas asociadas del macizo de Mérida y Oliva de Mérida, El greisen de San Nicolás y las cuencas de Retamal, La Granjuela, Guadalbarbo y Guadiato. En esta enumeración cabe destacar que en los sectores más occidentales afloran mayoritariamente rocas plutónicas y subvolcánicas mientras que en los orientales lo hacen las sedimentarias. Este hecho podría explicarse por un basculamiento de la meseta durante los procesos de arrasamiento y peneplanación mesozoica-cenozoica. Geométricamente las rocas plutónicas y las cuencas sedimentarias carboníferas se sitúan en el eje central de la estructura en flor positiva que dibujan las rocas precámbricas del DOVPR. La revisión de la zona, dentro del plan nacional de síntesis cartográfica a escala 1:200.000, ha puesto de relieve la existencia de cuencas carboníferas que anteriormente habían sido atribuidas a la Fm Malcocinado y consideradas





**Fig. II.32.-** Mapa geológico simplificado el secto centro-oriental del DOVPR y del CBBC con la situación de los principales afloramientos (cuencas) de rocas carboníferas. Estas cuencas se disponen en el sector central del DOVPR aproximadamente en el eje central de la estructura en flor que dibujan las rocas del zócalo pre-ordovícico. Hacia el este, estas cuencas tienden a converger con sus equivalentes dentro del CBBC.

como precámbricas (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1973 y 1974, Martínez-Poyatos, 1997). Es el caso de las cuencas de Retamal y La Granjuela. Otro gran afloramiento, el más importante en la zona septentrional de Ossa-Morena, es la cuenca de Pedroches, que no se ha estudiado en este trabajo

Las rocas ígneas se describen en el Cap. III, de Petrografía de rocas plutónicas. Las rocas sedimentarias, que permiten precisar los eventos tectónicos y acotarlos en el tiempo, así como conocer los últimos episodios variscos, se describen a continuación.

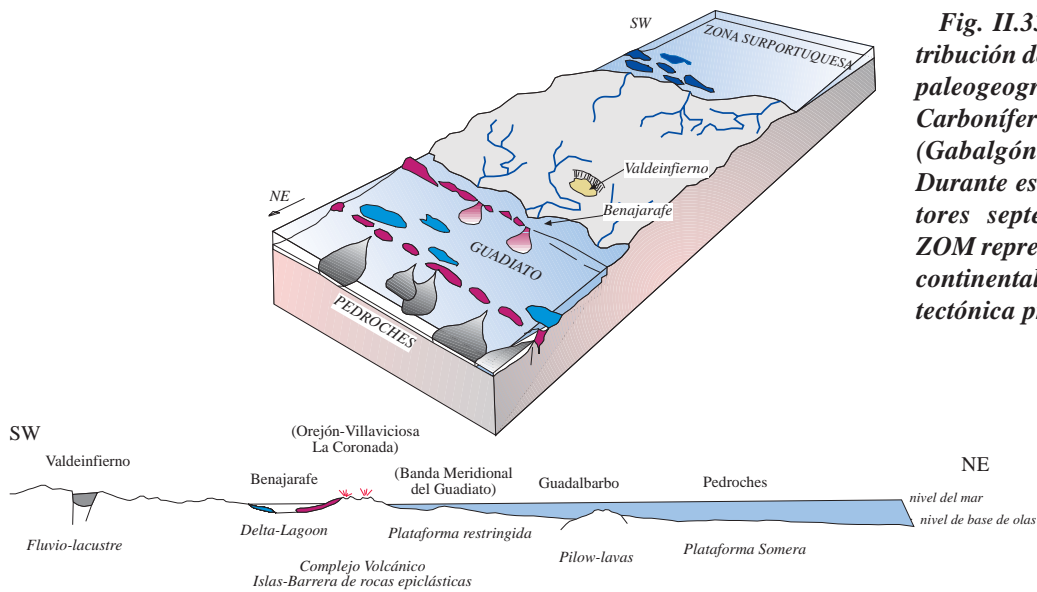
### III.D.2. Macizo de Mérida.

Dentro del Macizo de Mérida aparece el granito de Proserpina, el Greisen del Berrocal, y en el frente de cabalgamiento de San Pedro de Mérida el granito de Sierra Bermeja. Asociados a estos cuerpos afloran una serie de diques riolíticos porfídicos y de rocas básicas de naturaleza basáltica. En las áreas aledañas (Oliva de Mérida) intruyen rocas similares, en general diques riolíticos. Todo este conjunto de rocas tienen en común el presentar un condicionamiento tectónico importante en su intrusión. Están siempre asociadas a los cambios de buzamiento de la foliación principal de las rocas precámbricas que constituyen su encajante. El Macizo de Mérida, junto con las rocas precámbricas de las áreas circundantes ocupan toda la anchura del DOVPR en este sector. Estando en contacto hacia el SE con el megasigmoide que dibuja la Sierra de Hornachos y que representa la falla de Hornachos. El Macizo dibuja una estructu-

ra en flor positiva asociada a un proceso de transcurrancia izquierdo con una acusada componente de cabalgamiento (Bandrés et al., 1999b; Bandrés y Eguíluz, 1999c). Las rocas ígneas carboníferas ocupan siempre las posiciones centrales de esta flor. De igual manera se ha observado, a mayor escala en otros puntos del DOVPR.

### III.D.3. La cuenca carbonífera de Retamal.

Se trata de dos afloramientos rodeados por materiales devónicos (Fig. II.1. y II.32) que ocupa los alrededores de Retamal (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1974). Podría incluir un pequeño afloramiento situado ligeramente al SE de Campillo de Llerena al que se le ha asignado una edad Dinantiense Inferior-Medio (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1973). Estos materiales han sido interpretados por Sánchez-Cela y Gabaldón (1974), Martínez-Poyatos et al., 1995, Martínez-Poyatos, 1997, Martínez-Poyatos et al, 1998a y 1998b, como rocas precámbricas, que conformarían un Klippe de material Precámbrico cabalgante hacia el NE (Martínez-Poyatos, 1997). Sin embargo, datos paleontológicos obtenidos en la síntesis 1:200.000 de la zona (Aurensa, 1999, en prep), confirman la edad carbonífera de estas rocas, cuyo contacto, aunque localmente mecanizado, corresponde a una discordancia sobre el Devónico, que muestra pliegues suaves, subverticales, de escala kilométrica. Litológicamente son rocas pelíticas de tonos oscuros, que intercalan niveles centimétricos de psamitas muy impuras (litoarenitas y grauvas). Toda esta serie presenta gran cantidad de rocas



**Fig. II.33.- Modelo de distribución de facies y esquema paleogeográfico durante el Carbonífero en toda la ZOM (Gabaldón et al., 1985). Durante este período los sectores septentrionales de la ZOM representan un margen continental estable post-fase tectónica principal varisca.**

volcánicas ácidas y básicas, así como de rocas volcánoclasticas (tufitas,...) correspondientes a un vulcanismo bimodal. Estas rocas presentan un clivaje pizarroso bien desarrollado en los niveles pelíticos y grosero en las vulcanitas y arenitas. En este sector el carbonífero presenta una única fase de deformación, la cual da lugar a pliegues abiertos de escala variable sin esquistosidad asociada. Las directrices de estos pliegues son similares a las que presentan las rocas devónicas (100-110°N). La edad de estas rocas, por correlación con otras áreas del DOVPR, es Namuriense-Viseense.

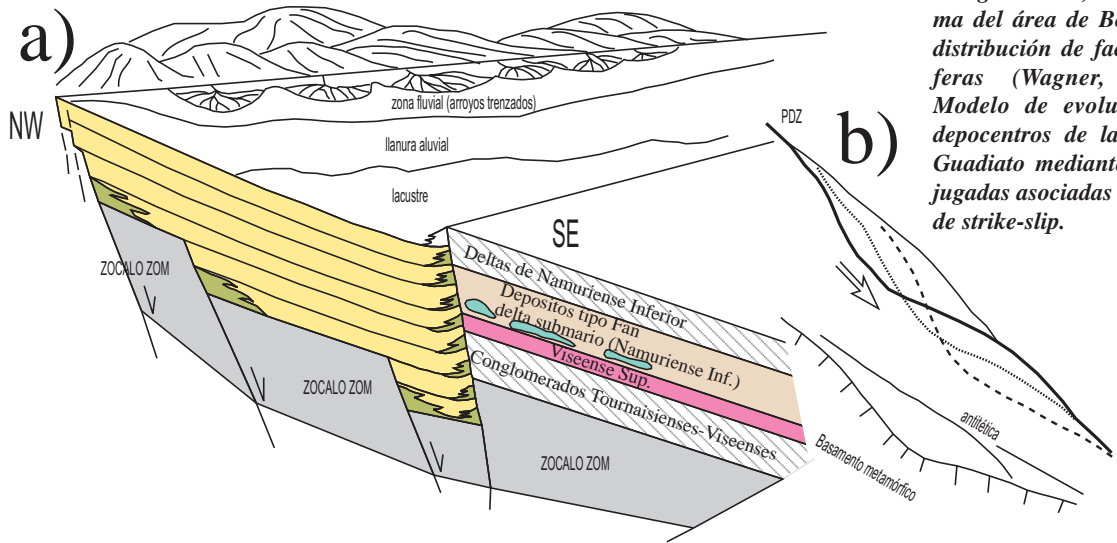
### III.D.4. La cuenca carbonífera de La Granjuela.

Entre La Granjuela y Los Blazquez, al sur de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo (Fig. II.32.), aflora una serie pizarrosa muy recubiertas por materiales cenozoicos y cuaternarios que constituye la continuación de la Cuenca del Guadiato. Martínez-Poyatos (1997), correlaciona estas rocas con la Fm. Malcocinado y les asigna una edad precámbrica, en paralelo a la interpretación de las rocas de Retamal. Estas rocas son de naturaleza pelítica a psamítica de grano fino, son de tonos grises pálidos a negros, con niveles de poca potencia de microconglomerados y pudingas, y, aunque el afloramiento no es bueno, no se han reconocido niveles volcánicos ni volcánoclasticos importantes. Estas rocas se disponen discordantes sobre el flanco SW de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo constituido por cuarcitas de edad Arenig y Devónico, si bien en muchos puntos el contacto corresponde al cabalgamiento del paleozoico inferior sobre la cuenca. En la parte meridional de la cuenca el carbonífero reposa sobre rocas devónicas. Todo el conjunto está afectado por pliegues abiertos, cilíndricos en las rocas carboníferas y vergentes al NE en el sustrato.

### III.D.5. La cuenca carbonífera del Guadiato.

Dentro del DOVPR, la cuenca carbonífera del Guadiato (Fig. II.32.) es la más importante y mejor estudiada por presentar niveles de carbón explotables (Pérez-Lorente 1979; Gabaldón et al., 1983). Está estructurada en dos cuencas menores que han sido denominadas, Cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel y cuenca del Guadalbarbo, o Culm de la Alhondiguilla (Pérez-Lorente, 1979). Se extiende desde la Cuenca del Guadalquivir, al este, hasta las proximidades de Maguilla, con una longitud de 125 Km y una anchura variable de 2-7 Km, siendo probablemente la Cuenca de Retamal su continuación hacia el oeste. Gabaldón et al. (1983), dividen la cuenca en tres bandas longitudinales que están separadas por cabalgamientos (Fig. II.35.). La banda septentrional (Cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel, contiene rocas de edad Westfaliense B, con capas productivas de carbón y las otras dos son de edad Carbonífero Inferior. Dentro de estas dos bandas, la central está constituida por un tramo basal detrítico con importantes paquetes carbonatados y un tramo superior de carácter fluvial con conglomerados y areniscas (Namuriense) y la meridional (Culm de la Alhondiguilla, Pérez-Lorente, 1979), está compuesta por materiales pelíticos, conglomerados y areniscas, con pequeños afloramientos de materiales carbonatados y rocas volcánicas, datada paleontológicamente como Viseense Medio-Superior (Wagner, 1999).

La banda meridional está en contacto con los materiales de la Fm. El Hoyo y dentro de este trabajo se ha realizado una serie de observaciones puntuales. Los mejores afloramientos se sitúan en el Cerro Castaño (Corte del río Guadiato), y en el Arroyo Fresnedoso (Gabaldón et al., 1983), al sur de Bélmez. Litológicamente esta banda está constituida por una alternancia de conglomerados, lutitas y areniscas, con algunos niveles calcáreos.



La característica más reseñable de estas rocas es que presentan una única fase de deformación que da lugar a pliegues abiertos, verticales, que asocia una esquistosidad plano axial espacia y subvertical. Estas rocas reposan en clara discordancia sobre las rocas de la Fm. El Hoyo (Gabaldón et al., 1983, Martínez-Poyatos, 1997). Dentro de la estructura de El Hoyo, aparecen algunos conglomerados con cantos de todas las litologías pre-carboníferas dispuestos en discordancia angular, con una  $S_0$  oblicua respecto a la foliación milonítica de los materiales infrayacentes. Presentan geometrías de semifosa limitadas en su borde meridional por una falla normal, a menudo, reactivada en condiciones muy frágiles como falla inversa. Aunque Martínez-Poyatos et al., 1998a, la interpretan como resultado de un proceso de cuenca de piggyback, esta geometría es congruente con cuencas desarrolladas en el borde septentrional del CBBC, mediante fallas normales, hundidas de forma progresiva hacia el NE. Este mecanismo está documentado por

Wagner (1999), quien reconoce dos cuencas sucesivas asociadas a un proceso de desgarre izquierdo sincinemático (Fig. II.34. y II.35).

### III.D.6. Estefaniense.

Únicamente se ha reconocido un pequeño afloramiento de conglomerados poligénicos muy inmaduros, localmente de naturaleza brechoide con estructuras canaliformes groseras y una disposición masiva. Si bien la  $S_0$  no se reconoce bien, la disposición de estas rocas es subhorizontal. Presenta cantos de todas las litologías reconocidas en el área de Mérida. Cabe destacar la presencia de cantos deformados de dioritoides con una foliación milonítica. Este conglomerado ha sido considerado de edad Estefaniense (Gonzalo, 1987) y permite datar la deformación del Macizo de Mérida como pre-Estefaniense.

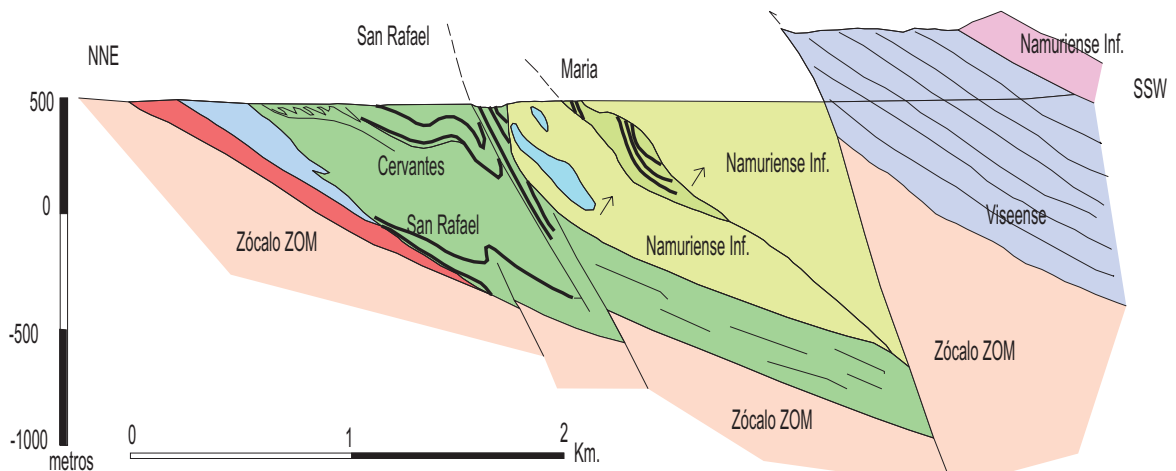


Fig. II.35.- Corte estructural de los yacimientos de carbón (antracita) de la cuenca del Guadiato. Las líneas negras representan los principales niveles explotados. Esta cuenca se estructura en una serie de cabalgamientos entre las unidades carboníferas controlados por la estructura del zócalo. Modificado de Wagner (1999).

#### IV. ORGANIZACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO DE BADAJOZ-CÓRDOBA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.

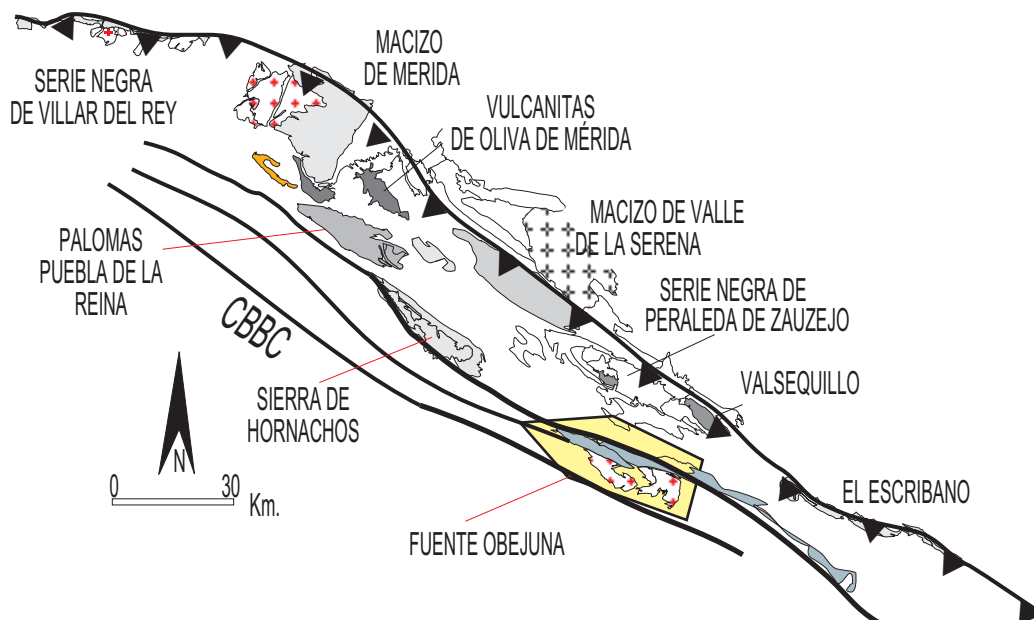
##### IV.A. Antecedentes.

Dentro de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba se diferencia una banda en la que aparecen de forma generalizada rocas miloníticas y blastomiloníticas y que ha sido denominada Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba y que será discutido en el capítulo de tectónica. Su anchura varía entre 5 y 20 Km y a gran escala parece estructurada en bandas muy alargadas de geometría sigmoidal con componentes de cabalgamiento que definen una estructura en flor compleja, similar a la descrita en el sector portugués (Pereira, 1999). Estas bandas incluyen diferentes tipos de rocas, que, a grosso modo, pueden subdividirse en dos grandes grupos. Un conjunto litológico complejo situado en la parte más meridional, de anchura relativamente constante (2-4 Km.) constituido por gneises blastomiloníticos y milonitas con importantes paquetes hectométricos de anfibolitas y retroeclogitas (Tramos de Argallón y del Cerro de Las Mesas de Delgado Quesada, 1971) y metapelitas y rocas alcalinas de carácter bimodal. Estas rocas forman la denominada Unidad Central de Azor (1994). Abalos (1990) clasifica

el CBBC en cinco láminas apiladas tectónicamente. Siendo las cuatro basales (Lámina de Gneises Milonita Higuera de Llerena, Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos, Lámina Eclogítica y Complejo Leptinoanfíbólico) el conjunto litológico equivalente con la Unidad Central de Azor, 1994. El segundo grupo litológico está formado por Serie Negra de bajo grado, rocas de la Fm. Malcocinado y domos migmáticos desarrollados sobre Serie Negra, que localmente llevan asociados diferenciados granodioríticos anatócticos (Mina Afortunada, Domo de Fuente Obejuna). Ambos grupos litológicos están separados por cuencas carboníferas sinorogénicas desarrolladas en un sistema de cuencas en relevo Abalos, 1990) y en donde intruyen importantes cuerpos ígneos tardihercínicos (Complejo Ígneo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada). Este límite coincide parcialmente con la denominada Falla del Matachel (Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997)

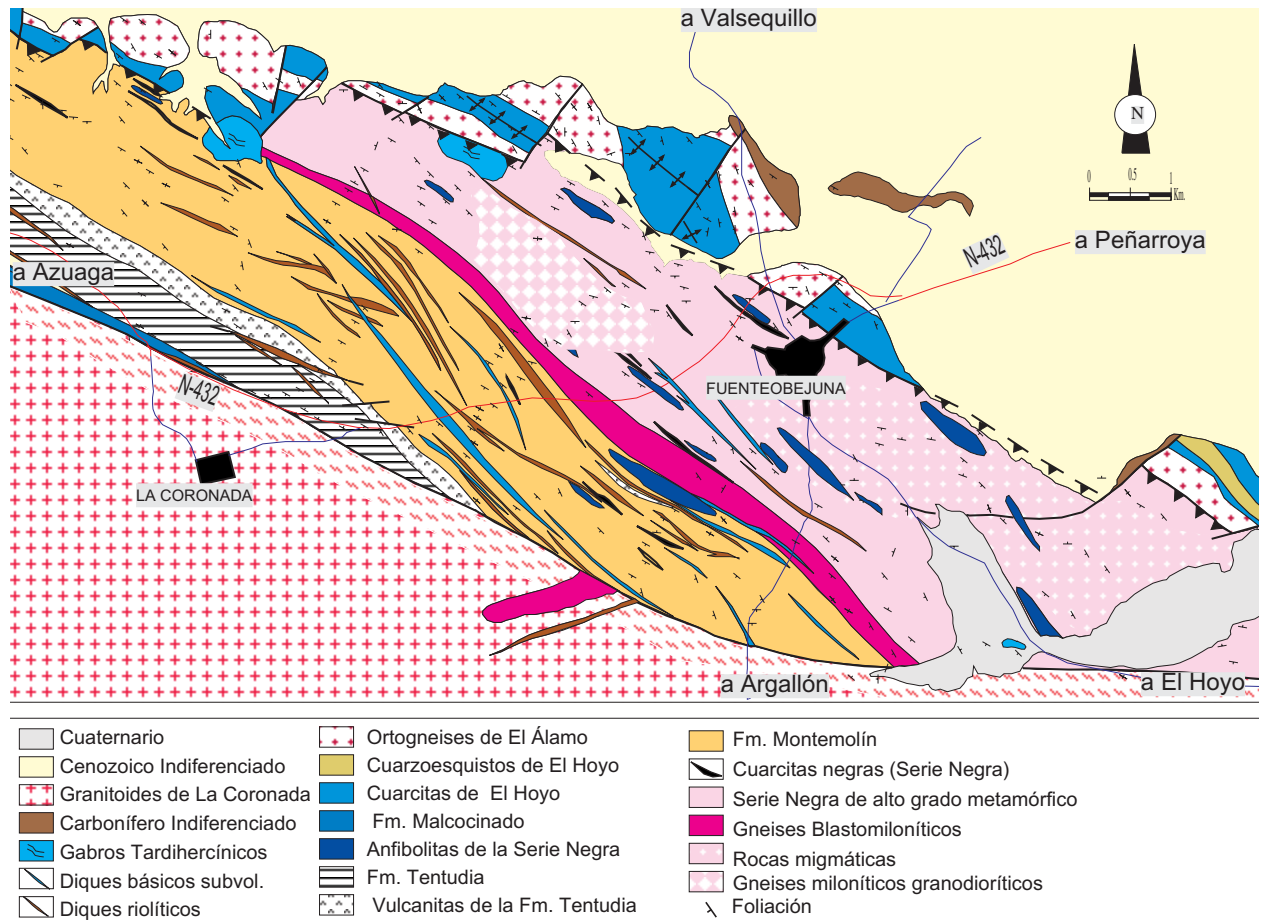
En este trabajo se ha optado por mantener la clasificación litoestratigráfica de Abalos (1990) para las rocas del CBBC. Dentro de esta clasificación y como ya se ha expuesto se han agrupado las cinco láminas en dos grandes conjuntos litológicos y se han realizado las comparaciones pertinentes con el modelo expuesto por Azor, 1994.

En el sector central se ha diferenciado un conjunto gneísico alóctono, emplazado sobre un para-autóctono terrígeno (Apalategui e Higuera, 1983; Apalategui et al., 1983; Abalos, 1990, Abalos et al., 1990) en el que intruyen granitoides alcalinos (con edades variables entre 470-500 M.a.: García-Casquero et al., 1985; Castro,



**Fig. II.36.- Mapa esquemático de la situación de los macizos cadomienses del DOVPR. Se detalla la situación relativa del sector de Fuente Obejuna. Este sector está limitado por la traza de la falla de Hornachos, al norte, que en este sector se expresa como una banda de cizalla y por la falla del Matachel (Azor, 1994), al sur.**





**Fig. II.37.- Mapa geológico simplificado del sector de Fuente Obejuna. Esta zona ha sido cartografiada a escala 1:25.000 y en ella se han individualizado dos sectores con grados de metamorfismo muy contrastados y separados por un accidente extensional de alto grado metamórfico.**

1987; García-Casquero et al., 1988; Quesada, 1989; Oschner et al., 1992; Oschner, 1993; Azor, 1994; Ordoñez-Casado, 1998).

#### IV.A.1. Situación geográfica y geológica del área de estudio

Las rocas estudiadas en este apartado se encuadran en el sector centro-oriental del CBBC, (Fig. II.36.). Geográficamente se sitúan entre los límites provinciales de Badajoz y Córdoba, entre las localidades de Granja de Torrehermosa y Bélmez. Como se ha indicado en el apartado anterior corresponde a la lámina superior de Serie Negra definida por Abalos (1990). Las rocas de Serie Negra de alto y bajo grado aparecen limitadas por accidentes longitudinales de carácter izquierdo que afectan también a otras litologías (Fig. II.37.). Hacia el NE están limitadas por las rocas cámbricas de la Fm. El Hoyo. En el núcleo de esta estructura aparecen rocas tipo Serie Negra constituyendo el zócalo de esta serie. Hacia el W (hacia Granja de Torrehermosa y Azuaga) vuelven a aparecer rocas análogas a la Fm. El Hoyo junto con cuerpos alcalinos gneisificados (Las Minillas, Delgado Quesada,

1971; Apalategui et al., 1985a) intrusivos en esta serie. Estas rocas aparecen cortadas por una falla normal con bloque hundido hacia el NE que pone en contacto rocas ígneas tardihercínicas del Complejo Ígneo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada y la cuenca carbonífera en la cual intruyen con las rocas de Fuente Obejuna (Falla del Machel, Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997). En conjunto las rocas del sector estudiado dibujan una estructura sigmoidal que se extiende desde las Proximidades de Granja de Torrehermosa hasta Doña Rama (al sur de Bélmez) a lo largo de 25 Km.

## IV.B. LITOESTRATIGRAFÍA.

### IV.B.1. LA SERIE NEGRA DE BAJO GRADO.

#### IV.B.1.1. Situación geográfica y geológica.

La Serie Negra (Carvalhosa, 1965; Vegas, 1970; Eguíluz, 1988) aparece dentro del sector de Fuente Obejuna como una serie esquistosa con metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes) y situada bajo la Formación Malcocinado (Fig. II.37.). Esta Serie Negra se dispone sobre un conjunto de rocas de alto grado metamórfico (sillimanita-feldespató potásico) muy deformadas que han sido interpretadas como serie negra migmatizada. Ambas unidades están separadas por un accidente dúctil en el que se reconocen algunos criterios de cabalgamiento del bloque de techo hacia el NW, pero que debe corresponder al rejuego de un accidente extensional previo, como indica la fábrica de L-tectonita que presenta. La Serie Negra en su conjunto se extiende en el área de estudio desde las proximidades de Granja de Torrehermosa hasta las inmediaciones de Doña Rama, en donde desaparecen bajo rocas de la Fm. El Hoyo. En conjunto dibujan un megasigmoide de escala decamétrica ( $\pm 20$  Km). Se puede reconocer en cartografía toda la Serie Negra completa desde la Sucesión Montemolín (separada de la Serie Negra de alto grado por un cabalgamiento dúctil formado por varios centenares de metros de milonitas y ultramilonitas con augen de feldespató potásico). Por encima de la Sucesión Montemolín aparece la Sucesión Tentudía, que intercala niveles de vulcanitas ácidas muy potentes a techo, sobre esta sucesión y en discordancia reposa los materiales de la Formación Malcocinado. Quesada (com. pers.) considera que las rocas diferenciadas como Fm. Tentudía (Apalategui et al., 1985a) corresponden a la Fm. Malcocinado, basando sus argumentaciones en la ausencia de cuarcitas negras y en la abundancia de rocas volcánicas. En el presente trabajo se ha comprobado la ausencia de cuarcitas negras y la presencia de paquetes volcánicos de naturaleza riolítica, pero se ha optado por considerar este tramo como Fm. Tentudía.

El metamorfismo que presentan estas rocas es de grado bajo y no existen paragénesis relictas que permitan reconocer fases antiguas de deformación y metamorfismo. Los niveles de cuarzoesquistos y micaesquistos, son los que presentan unas paragénesis más indicativas del grado metamórfico que presentan estas rocas, definen asociaciones propias de grado metamórfico bajo (la parte alta de los esquistos verdes) con  $Bt+Ms+Cal+Ab+Qtz+Grt$ . Las rocas anfibólicas presen-



*Foto II.11.- Fotografía de campo de niveles de metaarenitas y cuarzoesquistos afectados por pliegues de primera fase variscos con esquistosidad asociada (S<sub>2</sub>).*

tan paragénesis del mismo grado metamórfico con  $Ab+Czo+Ep+Tr+Act+Chl$ .

Esta serie presenta una esquistosidad que dibuja una antiformal tardía fuertemente replegada y trastocada por una esquistosidad de crenulación. La esquistosidad principal de la roca es una esquistosidad muy penetrativa definida por la orientación de minerales micáceos y por una transposición tectónica de los niveles ricos en cuarzo. Las rocas anfibólicas muestran un bandeo tectónico incipiente con alternancia de niveles leucocráticos y niveles melanocráticos. Las cuarcitas negras presentan texturas granoblásticas a protomiloníticas. Los niveles de metagrauvascas y de metacuarcitas presentan una esquistosidad penetrativa que en los niveles más ricos en cuarzo evoluciona hacia una foliación protomilonítica.

#### IV.B.1.2. Metagrauvascas, metaarenitas y cuarzoesquistos.

Constituyen la litología principal de la Serie Negra de grado bajo y aparecen en paquetes de potencia variable (centimétrica a métrica), intercalados en los micaesquistos. Son rocas con una esquistosidad penetrativa bien desarrollada S<sub>1</sub>, afectada por pliegues isoclinales a cilíndricos apretados vergentes que asocian una S<sub>2</sub>, y una lineación de estiramiento poco visible (Foto II.11.). Los tramos más areníticos presentan muy pocas cuarcitas negras llegando a estar ausentes.

En lámina delgada estas rocas presentan una amplia variabilidad textural en función del grado de deformación y del tamaño de grano. En general son rocas con una esquistosidad muy penetrativa, definida por la orientación de minerales micáceos y por la alternancia de bandas de composición y tamaño de grano diferente. Los niveles micáceos y de grano más fino aparecen habitualmente muy replegados, definiendo una esquistosidad de crenulación muy penetrativa con textura lepidoblástica definida básicamente por Bt y Ms, con granos escasos de

Qtz y Ab. Son rocas muy recrystalizadas, con texturas deformacionales bien desarrolladas, como un bandeo tectónico definido por alternancias de niveles cuarzo-feldespáticos y niveles micáceos. Como constituyentes principales aparecen Qtz, Kfs, Bt, Ms, Chl, Ab, Pl, Opac y Zrn. Los niveles más groseros son de naturaleza grauváquica o cuarcítica, con texturas granoblásticas inequigranulares a equigranulares, sobre las que se sobreimpone una milonitización que modifica la textura a gneílica o protomilonítica. El cuarzo es el mineral más abundante y localmente define cintas y bandas con una fuerte reducción de grano y recrystalización dinámica muy orientada.

#### IV.B.1.3. Metabasitas.

Son niveles de potencias decimétricas a métricas que aparecen intercalados en la Serie Negra, preferentemente entre los niveles de grano más fino (cuarzo- y micaesquistos). Son rocas de grano medio a fino, muy esquistosadas, que no se han diferenciado en cartografía, o se han incluido con las anfíbolitas (Fig. II.37.).

Microscópicamente son rocas de grano fino a medio (1 a 3 mm) constituidas por anfíbol verde de tipo hornbléndico, Act, Tr, Pl, Ab, Qtz, Zrn, Ap, Spn y Opac. Muestran un bandeo tectónico incipiente donde alternan niveles máficos nematoblástico y niveles más ricos en Qtz y Pl±Ab granoblásticos orientados. Las bandas poseen potencias de 1 a 2 mm, siendo las máficas más potentes y más abundantes. Estas bandas ricas en anfíbol están compuestas por cristales de hornblenda verde-marrón, orientados con la esquistosidad principal de estas rocas. Son cristales prismáticos alargados, subeuhedrales, inequigranulares, los cuales forman a menudo, clots de varios individuos. Estos niveles presentan sobreimpuesta una paragénesis orientada que crece a expensas del anfíbol primario y que está formada por Act, Ep, Chl, Czo, Ab, Qtz y Ser. Los niveles granoblásticos están constituidos por cuarzo y plagioclasa. Ocasionalmente intercalan en posiciones intergranulares pequeños cristales de hornblenda anhedral, haces fibrosos de actinolita y numerosos granos de esfena concentrados en bandas

#### IV.B.1.4. Anfíbolitas.

Estas rocas se intercalan en la Serie Negra en todas posiciones, si bien se han cartografiado cuerpos más importantes hacia la base de la serie (Fig. II.37.). Son masas, de potencias variables desde métricas a decamétricas, concordantes con la foliación más visible en el resto de la serie. Varían entre anfíbolitas masivas compuestas mayoritariamente por anfíbol y gneises anfíbolíticos de grano fino con un bandeo composicional reconocible de visu.

En lámina delgada estas rocas son anfíbolita de grano fino (1-2 mm), con texturas que varían desde nemato-

blásticas bandeadas a dolerítica intergranular muy deformada. Mineralógicamente con rocas formadas por anfíbol hornbléndico, Act, Pl, Ep, Ap, Ab, Chl, Opac y Ser.

#### IV.B.1.5. Metariolitas.

En el contacto entre la Fm Montemolín y la Fm Tentudía, Apalategui et al.(1985a), diferencian un tramo muy continuo de rocas volcánicas ácidas (Fig. II.37.). Se trata de rocas riolíticas blastoporfídicas, esquistosadas y gneisificadas. Son rocas de colores claros, sin fenoclastos reconocibles de visu. Al microscopio son rocas porfidoblásticas constituidas por una matriz de grano muy fino de Qtz, Kfs, Ms y Ser, con cristales aislados de opacos, epidota y masas alotriomórficas de clorita verde-marrón. Los porfidoclastos son de cuarzo y feldespato potásico y aparecen muy fracturados, orientados dentro de la matriz definiendo una lineación de estiramiento mineral y generan sombras de presión ligeramente asimétricas, donde recrystalizan cuarzo y micas. La matriz está recrystalizada y orientada y muestra una textura deformacional de tipo milonítico a gneísico de grano fino.

#### IV.B.1.6. Micaesquistos con granate.

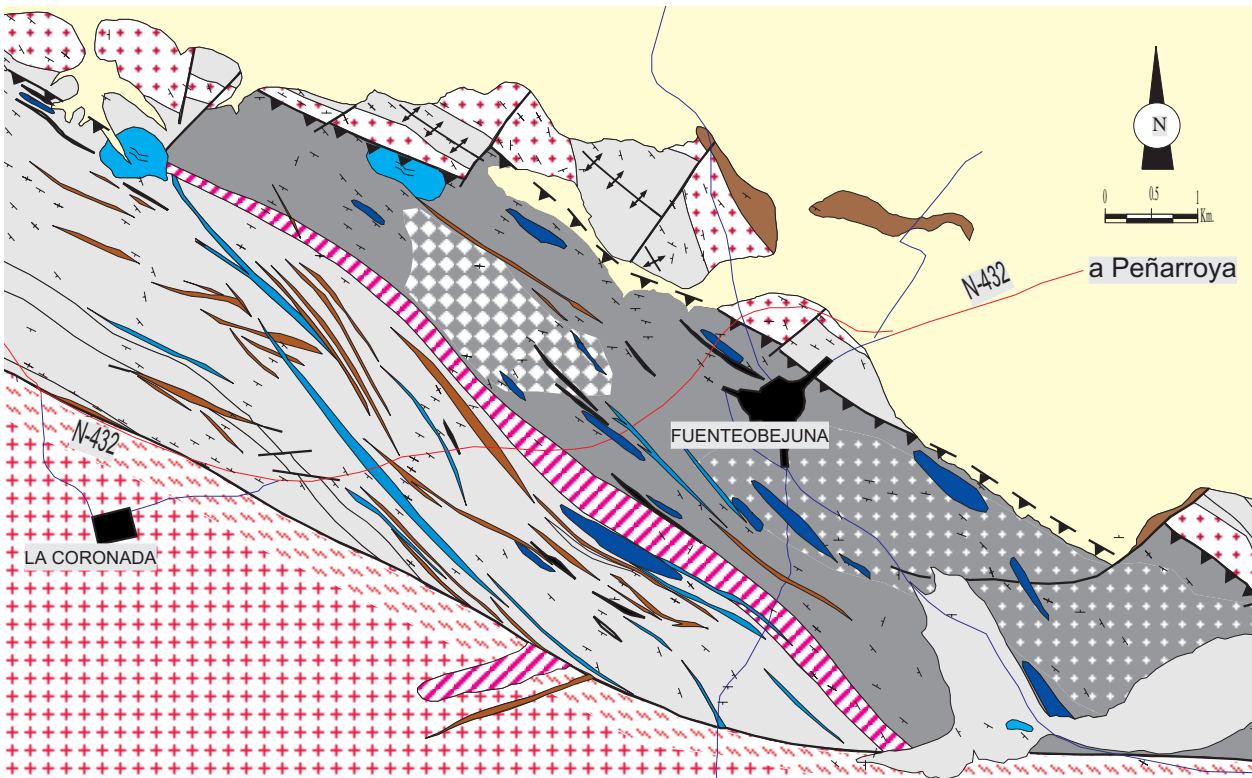
Dentro de los niveles de metaarenitas y cuarzoesquistos aparecen finas intercalaciones muy plegadas de micaesquistos. Son rocas muy esquistosadas, de tonos grises y muy alteradas y buena parte de ellos presentan porfidoblastos de granate

Al microscopio son similares a los niveles micáceos en que aparecen intercalados. Están constituidos por Bt, Ms, Qtz, Grt, Pl, Kfs, Ap, Ep, Chl y Zrn. Presentan un fino bandeo de niveles micáceos y de niveles psamíticos de naturaleza grauváquica. Los niveles metagrauváquicos son análogos a los que aparecen en las metagrauvacas. Los niveles micáceos son más abundantes y aparecen muy replegados, crenulados, con charnelas desenraizadas, con una esquistosidad de crenulación penetrativa. Desarrollan texturas lepidoblásticas muy orientadas, constituidas por biotita y moscovita, y escasos cristales intergranulares de opacos y cuarzo. Dentro de estos niveles aparecen blastos sinesquistosos (S2) de granate, de escala submilimétrica, muy retrogradados y fracturados, con algunas inclusiones (Qtz) sin orientar, y blindados por biotita que dan lugar a procesos reaccionales.

#### IV.B.1.7. Cuarcitas Negras.

Las cuarcitas negras, una de las litologías más representativas de la serie Negra, aparecen formando niveles o nódulos con disposición arrosariada (Fig. II.37.). Son rocas de composición silico-carbonosa, constituidas por cuarzo, grafito y opacos como principales constituyen-





*Fig. II.38.- Mapa geológico simplificado del Domo de Fuente Obejuna. Se han remarcado las litologías correspondientes con la Serie Negra de alto grado. El tramo de milonitas y ultramilonitas que individualiza los dos tipos de Serie Negra se ha remarcado con una sobretrama de líneas oblicuas.*

tes. En afloramiento son de colores grises a negros, con potencias decimétricas a métricas y gran corrida lateral. Habitualmente tienen foliación y lineación de estiramiento muy marcadas.

Petrográficamente son rocas muy homogéneas, con muy poca variabilidad textural, excepto en el grado de deformación. Presentan al microscopio finas laminaciones, definidas por el tamaño de grano del cuarzo y por la mayor o menor abundancia relativa de opacos y grafito. El cuarzo aparece recrystalizado, es de grano fino (0.01-0.1 mm), con texturas granoblásticas orientadas dinámicamente. Dentro de los granos de cuarzo aparecen cristales de grafito con hábito acicular groseramente orientados, en ocasiones en posiciones intergranulares.

## IV.B.2. LA SERIE NEGRA DE ALTO GRADO.

### IV.B.2.1. Introducción y situación geográfica.

La Serie Negra de bajo grado está separada de la Serie Negra de alto grado por una banda de 200-500 metros de gneises miloníticos, milonitas y corredores de ultramilonitas con fábrica de L-tectonita.

Se observan pocos criterios cinemáticos indicativos tanto de cabalgamiento como de falla normal, por lo que se puede interpretar como un accidente extensional que exhuma las rocas de alto grado que con posterioridad ha rejugado como falla inversa con un salto muy inferior al del primer episodio. En cartografía ha sido diferenciado y presenta una geometría sigmoideal asociada a un proceso de transcurrancia izquierdo, que desaparece debajo de las rocas de la Formación El Hoyo, en la Sierra de las Cabras, gneisificando estas rocas en sus proximidades. Dado que las cuarcitas de El Hoyo pese a distintas propuestas que las atribuyen al Precámbrico (Pérez-Lorente, 1971) u Ordovícico Inferior (Apalategui et al, 1988a; Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997), podemos considerarlas Cámbrico Inferior-Medio (Bandrés y Eguíluz, 1999d), y, en todo caso corresponderían al Paleozoico Inferior, el accidente habría jugado con anterioridad al Paleozoico Inferior (preordovícico).

Sobre estas rocas no se han realizado estudios geotermobarométricos detallados, si bien microscópicamente se reconocen paragénesis minerales que definen un metamorfismo de alta temperatura y presiones intermedias, similar al que presentan las rocas que aparecen en Mina Afortunada (Chacón, 1979; Apalategui et al., 1988bc; Abalos, 1990; Eguíluz et al., 1997a y b, 1999d)



#### IV.B.2.2. Tramo de milonitas y ultramilonitas.

La Serie Negra de alto grado (Fig. II.37. y 38.), como se ha indicado, está formada por rocas fuertemente deformadas con criterios cinemáticos de un proceso de cizallamiento con componentes tanto de falla normal como inversa y algunas lineaciones horizontales con criterios de cizalla izquierda (rotación de porfidoblastos de feldespato, estructuras C-S, alternancias de litologías, diques desmembrados,...). Estos criterios indican una doble componente de falla normal y componente de cabalgamiento hacia el NE, según la cual, en la etapa final los materiales de la Serie Negra de bajo grado cabalgan sobre los materiales de la Serie Negra de alto grado. La foliación milonítica de estas rocas posee direcciones variables a N100-145°E con vergencias hacia el SW y fuertes buzamientos. La lineación de estiramiento mineral varía entre N115-145°E/30-70°SE. La deformación dúctil se ha desarrollado a temperaturas intermedias por lo que produce una fuerte recrystalización dinámica del cuarzo, pero no del feldespato potásico, aunque localmente sí que se observa (Foto II.13).

Al microscopio son gneises miloníticos leucocráticos y milonitas-ultramilonitas, de grano medio a fino (0.5 a 2 cm), desarrolladas sobre una rocas de composición granodiorítica y rocas migmatíticas milonitizadas constituidas por Pl, Ab, Qtz, Kfs, Grt, Ms, Tur, Ep, Czo, Ap, Zrn, Spn y Opa. Dentro de estas rocas se reconocen niveles de gneises de grano medio a fino con estructuras estromáticas y paragénesis metamórficas de alta temperatura muy tectonizadas. Presentan una foliación mal desarrollada y una lineación muy penetrativa, resaltada por estiramiento de fenoblastos de plagioclasa ácida-intermedia, feldespato y cuarzo y otros, de menor tamaño, de Grt, Tur, Pl y Qtz. El feldespato forma grandes porfidoblastos centimétricos, con texturas perfiticas y paths de exolución de albita y aparece recrystalizado en los bordes, también con albita. En las sombras de presión aparece Qtz, Ab, Czo, Kfs y Ms. Estos porfidoblastos presentan texturas seriadadas, inequidimensionales, son anhedrales y están orientados definiendo la lineación. El granate, de menor tamaño (0.2 a 2 mm), aparece redondeado, muy fracturado, sin inclusiones, con grandes sombras de presión en donde son frecuentes los fragmentos angulosos de granate. De igual forma aparecen porfidoblastos de turmalina, plagioclasa intermedia-ácida y de cuarzo. La matriz de estas rocas es de naturaleza milonítica, muy rica en cuarzo. Las bandas de cuarzo son de grano muy fino, está recrystalizado dinámicamente de forma orientada y presenta frecuentes puntos triples. En las partes centrales de las bandas más grandes se intuyen texturas en damero anteriores, en donde los granos de cuarzo registran un hábito cuadrangular más o menos preservado. A menudo las diferentes bandas y cintas de cuarzo están separadas por finos niveles ricos en moscovita euهدral.



*Foto II.12.- Fotografía de campo de gneises migmatíticos intensamente replegados con diferenciados cuarzofeldespáticos asociados. Estas litologías han sido individualizadas en cartografía.*

La estructura que dibujan estas rocas se ha interpretado como una estructura distensiva cadomiense a favor de la cual han sido exhumadas rocas de la Serie Negra del Grupo de Córdoba-Fuente Obejuna. Durante la orogenia hercínica este accidente ha funcionado como una estructura compresional, invirtiéndose su funcionamiento y deformando las rocas del Paleozoico inferior que lo recubrían en discordancia.

#### IV.B.2.3. Gneises migmatíticos y migmatitas.

Básicamente es la facies dominante en este sector, dentro de la Serie Negra de alto grado. Representan la parte superior del complejo migmatítico de Fuente Obejuna (Fig. II.38.). No presentan diferenciados cuarzofeldespáticos ni aplíticos, pero es posible que los niveles de augeneises puedan representar diferenciados anatéticos de naturaleza granítica a granodiorítica. Estos niveles de augeneises son gneises miloníticos de composición similar a las rocas descritas en el apartado anterior. Presentan fenoclastos de plagioclasa intermedia, cristales fracturados de feldespato potásico y fenoclastos de cuarzo.

La matriz es milonítica de grano fino a muy fino y muy heterométrica en donde se reconocen restos de cristales de granate, biotita verde y biotita marrón muy pleocroica, moscovita y circón. Destaca la presencia de grandes fenoclastos de feldespato potásico de tamaño centimétricos con sombras de presión asimétricas. Descendiendo en la serie se pasa gradualmente a niveles de esquistos biotíticos con abundantes intercalaciones métricas de anfibolitas banales y gneises anfibólicos. Los esquistos biotíticos son rocas de grano fino muy esquistosadas que alternan con niveles milimétricos de cuarzoesquistos de grano fino milonitizados. Aparecen también micaesquistos con biotita-moscovita.

Las paragénesis de estas rocas muestran un metamorfismo de altas temperaturas. El grado metamórfico presenta las asociaciones de feldespato potásico-sillimanita

## C.II.- Fuente Obejuna

en esquistos y gneises y la asociación de hornblenda marrón en las anfibolitas. Este metamorfismo llega a la zona de la anatexia en los sectores más orientales de Fuente Obejuna y en las proximidades de Doña Rama aparecen diferenciados cuarzofeldespáticos y pequeñas masas sin desenraizar de granodioritas con sillimanita y biotita, con grandes porfirocristales de feldespato potásico. Son rocas formadas por biotita marrón muy pleocroica, feldespato potásico, sillimanita fibrosa, plagioclasa ácida, cuarzo globular, moscovita, anfíbol, circón, clorita, sericita y restos de cristales de granate poiquilítico. Estas rocas representan la zona de más alto grado dentro del área de Fuente Obejuna y suelen intercalar micaesquistos biotíticos, que corresponden a restitas, y abundantes diferenciados cuarzofeldespáticos muy heterométricos.

### IV.B.2.4. Gneises anfibólicos.

Dentro de la Serie Negra de alto grado metamórfico aparecen intercaladas masas de potencias decamétricas de gneises anfibólicos (Fig. II.38.). Son rocas con morfologías lenticulares, cortadas por masas y diques cuarzofeldespáticos muy deformados, que presentan las mismas directrices estructurales que el encajante, con lineaciones y foliaciones marcadas.

Al microscopio están constituidas por anfíbol verde-marrón, Qtz, Pl intermedia, Ep, Chl, Czo, Grt, Opac y Spn. Están siempre muy deformadas, con una textura gneílica de grano medio a fino muy desarrollada, que en algunas muestras es de naturaleza milonítica. Texturalmente estas rocas presentan un bandeo de escala milimétrica, en donde alternan niveles, muy abundantes, de anfíbol con texturas nematoblásticas muy orientadas, con niveles discretos y poco potentes, leucocráticos. Las bandas anfibólicas son de 0.2 a 1 mm y están constituidas fundamentalmente por hornblenda verde-marrón, muy pleocroica. El anfíbol presenta texturas nematoporfidoblásticas, es fuertemente inequigranular y presenta cristales zonados. Algunos cristales de mayor tamaño aparecen rodeados por aglomerados de grano fino (1-2 mm) orientados. Dentro de estas bandas es muy abundante la ilmenita, como pequeños cristales euhedrales orientados. También aparecen cristales de granate con formas globulares, inequidimensional y asociado al anfíbol, o como inclusiones dentro de este último.

Los niveles cuarzofeldespáticos están formados por cuarzo, albita y plagioclasa con texturas granoblásticas equidimensionales con abundantes puntos triples. Son niveles escasos, de grano fino (0.1 mm) y suelen incluir pequeños cristales de circón, redondeado, clinozoisita y algunos cristales de anfíbol.

### IV.B.2.5. Anfibolitas.

Las anfibolitas han sido agrupadas junto con los gneises anfibólicos en la cartografía realizada. Son rocas que aparecen dispersas en la serie encajante. Los cuerpos más importantes están situados en los sectores occidentales, y al sur de Fuente Obejuna, en donde aparecen intercalados con gneises cuarzofeldespáticos (Fig. II.38.). Estas rocas son de grano fino y tonos oscuros, aunque en afloramiento adquieren una tonalidad marrónacea a causa de la alteración supergénica. Son rocas foliadas y lineadas, con escasos pliegues intrafoliares apretados.

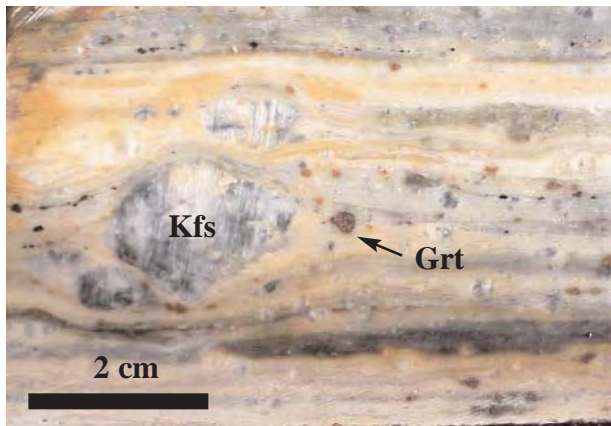
Petrográficamente son rocas de grano fino (0.2 a 1 mm), con un fino bandeo composicional de 1-2 mm reconocible de visu. Están constituidas por Hbl, Pl, Qtz, Chl, Czo, Ep, Ap, opacos, esfena y piroxeno augítico. La roca presenta lechos ricos en hornblenda marrón con hábito prismático de grano fino (0.2 a 0.5 mm) y disposición entrecruzada con los huecos ocupados por cristales de plagioclasa, definiendo una textura nematoblástica bien desarrollada. El anfíbol es inequigranular, subeuhedral, con inclusiones de esfena, ilmenita y apatito, y parcialmente retrogradado a clinozoisita y clorita. El bandeo litológico está definido por variaciones texturales, de tamaños de grano y por la presencia esporádica de finas bandas muy ricas en plagioclasa con textura granoblástica.

Algunas variedades presentan, en los niveles máficos, cristales de piroxeno subeuhedrales a anhedrales, limpios, de pequeño tamaño (0.1 mm) asociados generalmente a cristales de plagioclasa y hornblenda verde, con contactos mutuos netos y sin bordes de reaccionales.

### IV.B.2.6. Gneises cuarzofeldespáticos.

Los gneises cuarzofeldespáticos aparecen de forma habitual como niveles de potencias variables, en general decimétricas a métricas junto a micaesquistos con biotita en los sectores más orientales de Fuente Obejuna (Fig. II.38.). Son también muy frecuentes al sur de la misma localidad en donde aparecen formando una serie de gneises cuarzofeldespáticos y anfibolitas. El afloramiento más espectacular y de mejor calidad se encuentra en el arroyo de La Coronada, donde se puede observar como estas rocas, que aparecen alternando con gneises biotíticos y micaesquistos con biotita pasan de forma gradual a un gneis granodiorítico de dimensiones kilométricas.

De visu son rocas de grano medio a grueso, de tonos rosáceos y fenoblastos de feldespato potásico de varios centímetros de longitud. Son rocas muy deformadas, con lineaciones y foliaciones bien desarrolladas y congruentes con el resto de la serie de alto grado. En lámina delgada son rocas constituidas por Qtz, Kfs, Pl, Ab, Grt, Bt, Ms, Ep, Chl, Zrn, Ap y Tur. Los fenoclastos de feldespato potásico aparecen con texturas seriadas (4 cm a 1



**Foto II.13.-** Fotografía de visu de los gneises miloníticos del accidente extensional de Fuente Obejuna. Son gneises granodioríticos con fenoblastos centimétricos y granate pre- a sincinemático.

mm), están estirados y orientados según la lineación. Son cristales anhedral, prismáticos, con abundantes inclusiones de pequeño tamaño de albita euhedral, plagioclasa anhedral, cuarzo globular y circón euhedral. Presenta sombras de presión simétricas a ligeramente asimétricas en donde recrystaliza el feldespato junto con albita y cuarzo. Los cristales de menor tamaño son muy anhedral. De igual forma aparecen fenoclastos de plagioclasa intermedia-ácida con morfologías subeuhedrales, orientados, con escasas inclusiones de Kfs en los bordes y parcialmente recrystalizadas a albita. Estos fenoclastos son de menor tamaño (0.5 a 1 mm). La matriz de la rocas es rica en cuarzo. Las micas aparecen definiendo bandas anastomosadas, discontinuas, con biotita euhedral, ocasionalmente con peces de mica y escasos cristales de moscovita. Son muy frecuentes las inclusiones de cristales de circón dentro de la biotita con grandes halos pleocroicos. La biotita es fuertemente pleocroica con un intenso tono rojizo. Dentro de la matriz aparecen algunos cristales de turmalina subeuhedral de tamaños variables (0.3 a 0.05 mm), muy fracturados. También hay cristales de granate, con tamaños variables (0.1 a 2 mm), en ocasiones aplastados y estirados según la deformación de la roca. Son cristales fracturados, con pocas inclusiones o ausentes de ellas, subredondeados que generan grandes sombras de presión asimétricas con gran cantidad de fragmentos de granate en ellas.

Estas rocas presentan una gran variabilidad textural y algunas muestras presentan gran cantidad de biotita roja definiendo la textura gneílica de la rocas y rodeando a los feldespatos centimétricos. Otras variedades presentan masas retrogradadas de sillimanita en contacto con feldespato potásico. Muchas gneises feldespáticos están fuertemente milonitizados, con una matriz muy abundante de naturaleza milonítica recrystalizada y cristales de feldespato y plagioclasas de escala variable (2 cm a 1 mm) subredondeados e inmersos en ella.



**Foto II.14.-** Fotografía de visu (ancho de la fotografía 4 cm) de una cuarcita negra de la Serie Negra de alto grado con dos fases de pliegues. Una primera de pliegues vergentes al NE y la segunda subvertical.

#### IV.B.2.7. Gneises granodioríticos.

A dos kilómetros al NW de Fuente Obejuna se ha diferenciado en cartografía una masa de gneises granodioríticos milonitizados (Fig. II.38.). Es una facies muy heterogénea con masas de anfibolitas de grano fino y gneises con granate intercaladas, preferentemente hacia los bordes de esta masa, junto con micaesquistos biotíticos. Son rocas de tonos azulados y feldespatos de escala variable, entre 1 mm y 2 cm. Estas rocas están cortadas por bandas y corredores miloníticos de grano muy fino con feldespatos redondeados aislados y grandes sombras de presión asimétricas de hasta 40 cm. Presentan una foliación y lineación de estiramiento mineral muy desarrollada, siempre muy constante y con ligeras variaciones en la inclinación de la lineación. Ocasionalmente presenta bandas decimétricas de esquistos biotíticos que se han interpretados con restitas del proceso de migmatización.

En lámina delgada exhiben una milonitización generalizada. Esta milonitización con una fuerte reducción en el tamaño de grano de los constituyentes de la matriz y de los porfidoclastos. Los porfidoclastos son de plagioclasa y de feldespato potásico. El feldespato es peritítico y con paths de albita y maclas polisintéticas y en enrejado. La plagioclasa es ácida, con maclas de la periclina, es de menor tamaño que el feldespato y más limpia, sin apenas inclusiones. Ambos tipos de cristales son subeuhedrales redondeados, con grandes sombras de presión. La matriz está formada por cuarzo, feldespato, albita, moscovita, y escasos cristales de granate y de biotita roja. El cuarzo forma cintas y está muy recrystalizado. El granate es de pequeño tamaño, subredondeado o aplastado y estrado, con pocas inclusiones (cuarzo y albita) y está en ocasiones en contacto con biotita. La biotita aparece dispersa por la matriz de la roca, formando peces de mica o cristales muy estirados. La moscovita se concentra en las bandas con mayor reducción de grano. En algunas mues-



## C.II.- Fuente Obejuna

tras la textura de la roca es comparable con la de un aplite deformado, preservando en las zonas menos deformadas texturas aplíticas poco deformadas.

### IV.B.2.8. Alternancias de gneises cuarzofeldespáticos y anfibolitas.

A un kilómetro al SE de Fuente Obejuna, aparecen rocas cuarzofeldespáticas gneisificadas en una alternancia con anfibolitas y gneises anfibólicos. Litológicamente son rocas similares a las descritas en los apartados anteriores. Son rocas fuertemente tectonizadas con lineaciones y foliaciones marcadas y congruentes con la estructura del resto del macizo. Estas alternancias aparecen junto a niveles de cuarcitas negras y algunos nódulos calcosilicatados de potencias decimétricas. Las bandas son de escala métrica, en paquetes de uno a diez metros. Las anfibolitas aparecen como anfibolitas de grano fino y como gneises anfibólicos de grano medio. Son similares a las rocas ya descritas, con la característica de presentar hornblenda fuertemente marrón. Los gneises cuarzofeldespáticos, están constituidos por Pl, Qtz, Kfs y Grt de forma casi conspicua, con una matriz de carácter milonítico. Todas estas litologías (anfibolitas, gneises cuarzofeldespáticos, cuarcitas negras y niveles calcosilicatados) pueden representar las litologías refractarias resultantes de un proceso de anatexia. Al este de estos afloramientos aparecen rocas con abundantes esquistos biotíticos y paragénesis de alta temperatura, las cuales pueden interpretarse como la zona de más alto grado metamórfico de Fuente Obejuna y hacia el oeste (Arroyo de La Coronada), afloran rocas gneísicas con augenfeldspatos y naturaleza granodiorítica, que representan diferenciados anatéticos.

### IV.B.2.9. Cuarcitas Negras.

Las cuarcitas negras presentes en la Serie Negra de Fuente Obejuna son niveles decimétricos a métricos, discontinuos intercalados arbitrariamente en la serie. Son rocas en general muy deformadas y replegadas, con una marcada lineación de estiramiento mineral (Foto II.14). El afloramiento más espectacular de cuarcitas negras dentro de la Serie Negra de alto grado se encuentra en el arroyo de La Coronada, junto a la N-432. En este arroyo afloran paquetes de cuarcitas negras con potencias de 2-4 metros, muy tectonizadas, con una lineación de estiramiento mineral muy marcada. Son niveles replegados, que dan lugar a pliegues apretados isoclinales vergentes intrafoliares.

Al microscopio están constituidas por Qtz, Bt, Ms, esfena, opacos y grafito. Desarrollan texturas miloníticas de forma habitual, con pliegues de escala microscópica similares a los macroscópicos. Texturalmente son rocas granoblásticas miloníticas, con un fino bandeo definido

por agregados de grafito y opacos y variaciones en el tamaño de grano de los niveles de cuarzo. El cuarzo desarrolla texturas miloníticas, con recristalización dinámica y fuerte reducción de tamaño de grano.

### IV.B.2.10. Niveles calcosilicatados.

Dentro de la Serie Negra de alto grado se reconocen de forma excepcional algunos niveles, muy retrogradados, de naturaleza calcosilicatada. Son nódulos y masas con morfologías en huso, concordantes con la foliación principal. Petrográficamente están constituidos por feldespato, diópsido y cantidades menores de cuarzo, albita y clinzoisita. Dentro de algunas anfibolitas se ha reconocido de igual forma litologías calcosilicatadas.

Estos niveles calcosilicatados son de potencias centimétricas y están constituidos por Plagioclasa intermedia, diópsido, augita y granate de pequeño tamaño. Como accesorios aparecen hornblenda marrón, esfena, apatito y circón. Desarrollan texturas granolepidoblásticas bandeadas, son de grano fino (0.5 mm) y están muy recristalizadas. El anfíbol es escaso dentro de estos niveles calcosilicatados y aparece de forma preferente hacia los bordes. El piroxeno (augita y diópsido) es subhedral a anhedral, limpio, con tamaños variables, seriados, sin orientar. Aparece con contactos netos con la plagioclasa. La plagioclasa es subhedral, limpia, recristalizada, sin orientar, aparece en contacto con piroxeno, anfíbol y masas ameboidales de grano muy fino de granate cálcico.

## IV.B.3. LA FM. MALCOCINADO.

### IV.B.3.1 Introducción.

La Formación Malcocinado en el área de Fuente Obejuna (Fig. II.38.) se dispone sobre la Serie Negra (Sucesión Montemolín y Tentudía, Eguíluz, 1988) que presenta metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes). Aunque no se aprecia la relación estratigráfica original, debido a la deformación que transpone la S0, por correlación con otras áreas de la ZOM se asume que el contacto es discordante. Estas rocas están formadas por pizarras volcanoclásticas con cantos de cuarzo subredondeados de 2-3 cm, cineritas en niveles centimétricos y por niveles de tobas ácidas e intermedias así como rocas volcánicas ácidas a intermedias gneisificadas y retrabajadas. Los cantos presentan una gran heterometría y flotan dispersos en la matriz, aparecen estirados, definiendo un elipsoide de deformación prolato, y orientados de forma paralela a la lineación subvertical. Se han reconocido cantos de metagrauvas, riolitas porfídicas con plagioclasa, metacuarcitas y metapelitas, etc. Esta lineación define una geometría de falla normal con bloque hundido hacia el NE (domo de Fuente Obejuna) a favor de la



cual se emplazan los materiales del complejo Ígneo de Villaviciosa de Córdoba la Coronada. Este accidente gneisifica asimismo las rocas de la Formación Malcocinado y las rocas plutónicas y subvolcánicas hercínicas y muestra una componente transcurrente izquierda acusada. No obstante no está clara la relación entre la deformación dúctil de los cantos de la Fm. Malcocinado y el accidente normal que limita el domo de Fuente Obejuna con el complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

#### **IV.B.3.2. Cuarzoesquistos y pizarras volcánicas.**

Son rocas de grano fino, con tonos verdosos a pardos, con una esquistosidad muy penetrativa subvertical vergente hacia el SW, a 130-150°N/65-80°SW. Petrográficamente estas rocas son de grano fino a muy fino (0.1 a 1 mm), masivas, con una esquistosidad bien desarrollada y definida por cintas de cuarzo y niveles micáceos orientados que se disponen en bandas con morfologías alabeadas.

Composicionalmente son cuarzovacas a grauvacas, siendo los niveles más finos de naturaleza pelítica. Están formadas por Qtz, Pl, Kfs, Ab, Ep, Bt, Chl, Zrn y Opac. Están variablemente deformadas y pueden presentar una matriz de naturaleza protomilonítica. Los granos detríticos de cuarzo son equidimensionales, recristalizados de forma orientada, con abundantes inclusiones y aspecto turbio. El feldespato y la plagioclasa son de mayor tamaño, muy inequidimensionales y cataclásticos, reemplazados parcialmente por albita.

#### **IV.B.3.3. Tobas y cineritas.**

Intercaladas dentro de la Fm. Malcocinado aparecen materiales de grano medio de naturaleza tobácea junto a niveles de grano muy fino, ricas en sericita y micas blancas que se han interpretado como cineritas. Son rocas de tonos verdosos y aspecto textural inmaduro, con abundantes fragmentos angulosos inequidimensionales reconocibles a simple vista. Presentan una esquistosidad muy desarrollada y penetrativa, con los constituyentes de matriz orientados y los clastos aplastados y orientados.

Petrográficamente están constituidas por una matriz afanítica, criptocristalina recristalizada, orientada, constituida por Ms+Qtz+Ep+Chl+Bt verde+Ser, en la que aparecen dispersos clastos inequidimensionales seriados, aplastados, angulosos a subredondeados de Qtz, Kfs y fragmentos de naturaleza lítica, de escala variable (0.2 a 20 mm), en muchos casos con claro origen volcánico (golfos de corrosión, inclusiones de circón, cristales subeuhedrales de feldespato y cuarzo globular a pseudo-bipiramidal). Los fragmentos líticos, generalmente de mayor tamaño, son de naturaleza cuarzosa o cuarzofel-

despática.

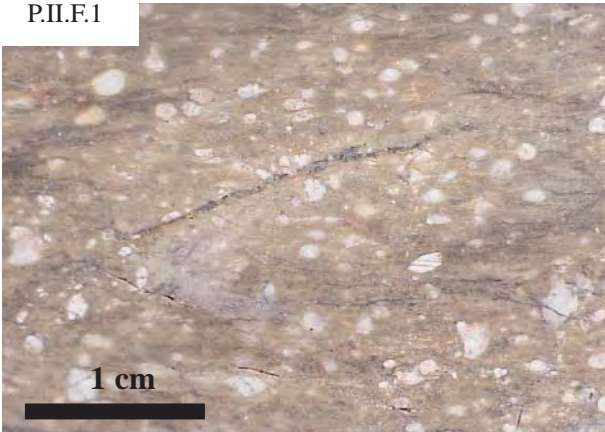
Las cineritas son rocas de grano muy fino, totalmente recristalizadas, con una esquistosidad marcada por la orientación de los minerales. Están constituidas por una matriz de grano muy fino, afanítica, definida por un agregado orientado de grano muy fino de moscovita y cantidades menores de Qtz+Ab+Ser+Opac+Chl, que representa más del 90% de la roca. Presentan un bandeo litológico submilimétrico en donde se reconocen niveles con variaciones en el tamaño de grano y en la mineralogía. Dispersos en la matriz se reconocen algunos clastos subangulosos inequidimensionales, de cuarzo y en menor medida de feldespato, que desarrollan sombras de presión.

#### **IV.B.3.4. Riolitas.**

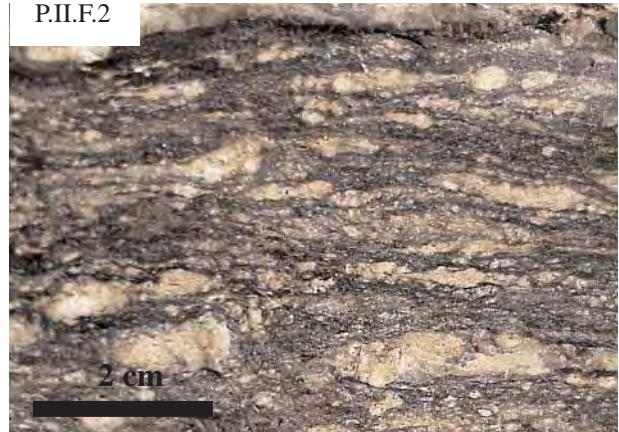
Finalmente aparecen niveles de potencia métrica de naturaleza volcánica y composición riolítica, que no han sido diferenciadas en cartografía, aunque afloran muy bien en los dos enlaces de La Coronada con la N-431. Son rocas de tonos ocres oscuros, con fenocristales de cuarzo reconocibles en muestra de mano, y con una esquistosidad espaciada que pasa a texturas gneísicas de grano fino en las proximidades del contacto con la falla del Machel.

Al microscopio son rocas de grano medio, débilmente gneisificadas constituidas por Qtz, Kfs, Ab, Pl, Zrn, Chl, Ep, opacos y sericita, que composicionalmente varían de riolitas a riolacitas. La roca está compuesta por una matriz de grano a muy fino, recristalizada, constituida por Chl, Ep, Qtz y opacos, que desarrollan una esquistosidad de tipo gneísico poco penetrativa, en la que aparecen fenoclastos con texturas seriadas, formados por cristales subeuhedrales, inequidimensionales de Qtz, Pl y Kfs. Los feldespatos están muy retrogradados a sericita y epidota, y, localmente, aparecen cristales de epidota subeuhedral, sin deformar de hasta un mm de tamaño.

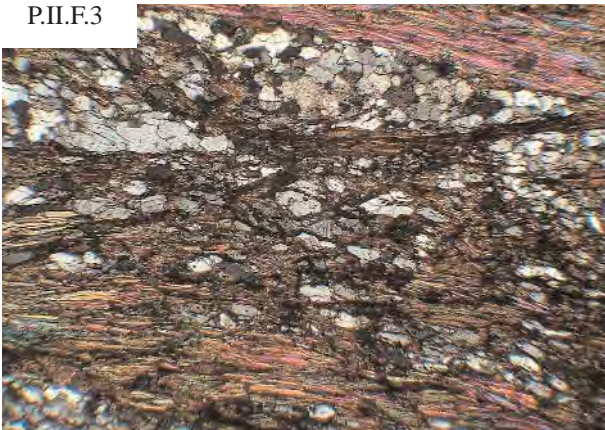
P.II.F.1



P.II.F.2



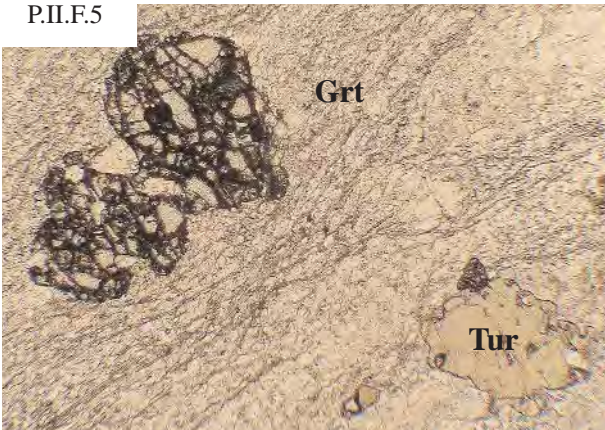
P.II.F.3



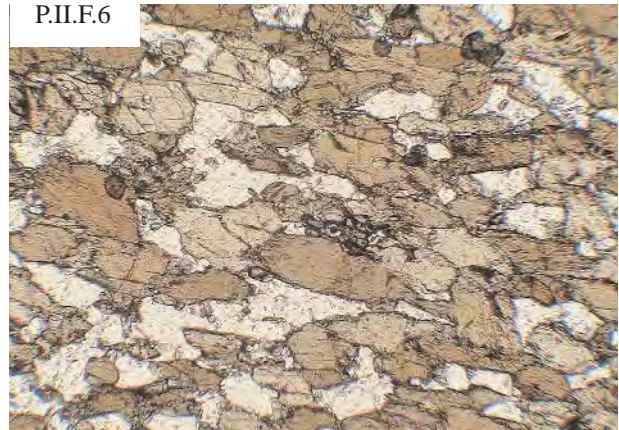
P.II.F.4



P.II.F.5



P.II.F.6



Plancha II.F.

P.II.F.1.- Fotografía de visu de las milonitas-ultramilonitas del accidente que separa la Serie Negra de bajo grado de la serie de alto grado metamórfico. Carretera N-432, a 2 Km al SW de Fuente Obejuna, junto al arroyo de La Coronada.

P.II.F.2.- Fotografía de visu de un gneis migmático milonítico asociado al cabalgamiento de Fuente Obejuna.

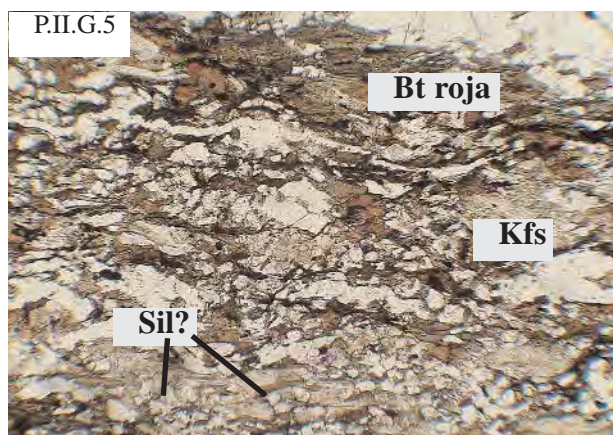
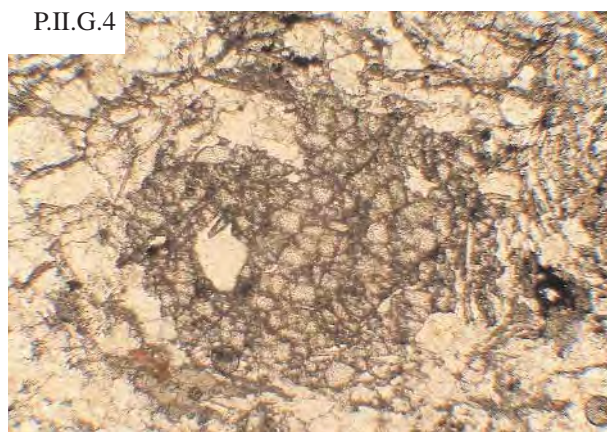
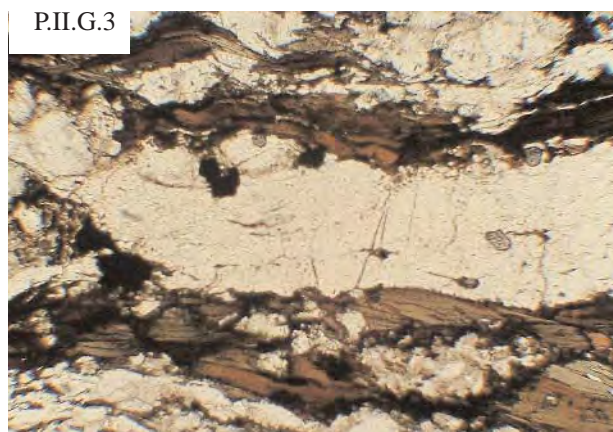
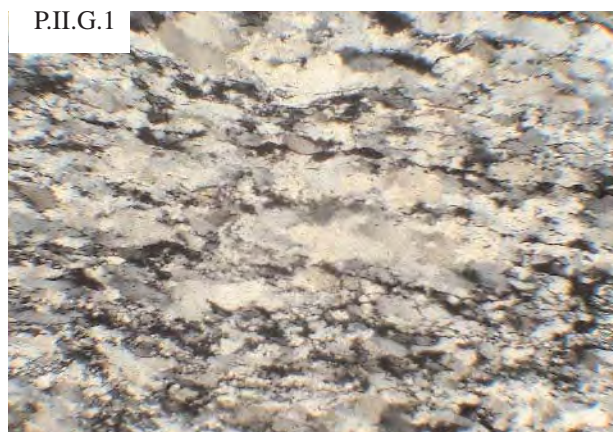
P.II.F.3.- Microfotografía de una metagrauvaca de la Serie Negra de bajo grado. Ancho de la microfotografía 1 mm.

P.II.F.4.- Microfotografía de los gneises migmáticos miloníticos. Detalle de un blasto redondeado de granate junto a un porfidoblasto de feldespato potásico con recristalización dinámica. Ancho de microfotografía, 2 mm.

P.II.F.5.- Microfotografía de gneises migmáticos miloníticos similares a P.II.F.4. Detalle de blastos pre-sincinemáticos de granate junto a blastos anhedrales post-cinématicos de turmalina verde. Ancho de microfotografía, 2 mm.

P.II.F.6.- Microfotografía de una anfibolita de grado medio-alto de la Serie Negra de alto grado. La paragénesis metamórfica está definida por plagioclasa intermedia y hornblenda verde-marrón. Ancho de microfotografía 2 mm.





Plancha II.G.

P.II.G.1.- Microfotografía de una cuarcita negra intercalada en la Serie Negra de alto grado. Estas litologías aparecen intensamente deformadas, dando lugar a rocas miloníticas. Ancho de la microfotografía, 2 mm.

P.II.G.2.- Microfotografía de gneises migmáticos miloníticos de grano fino. En estas litologías se reconocen masas muy retrogradadas de sillimanita-feldespato potásico. Ancho de la microfotografía, 2 mm.

P.II.G.3.- Gneis migmático de grano grueso con un melanosoma constituido por biotita roja, muy pleocroica y un leucosoma, formado por Qtz-Ab-Kfs±Grt. Ancho de la microfotografía, 2.5 mm.

P.II.G.4.- Blasto de granate dentro de un gneis cuarzofeldespático. Son cristales subeuhedrales, a fuertemente anhedrales, con texturas granoblásticas gneísicas. Ancho de la microfotografía, 2 mm.

P.II.G.5.- Gneis migmático con Sil-Kfs-Bt-Qtz-Ab. La sillimanita está muy retrogradada pero localmente se reconocen masas bien preservadas. Ancho de la microfotografía, 2 mm.

P.II.G.6.- Metariolita de la Fm. Malcocinado del sector de Fuente Obejuna. Estas rocas muestran un metamorfismo de bajo grado asociado a una importante deformación en condiciones frágiles.

# *CAPÍTULO III*

## *PETROLOGÍA Y PETRO- GRAFÍA DE LOS MACIZOS ÍGNEOS CADOMIENSES DEL DOVPR*





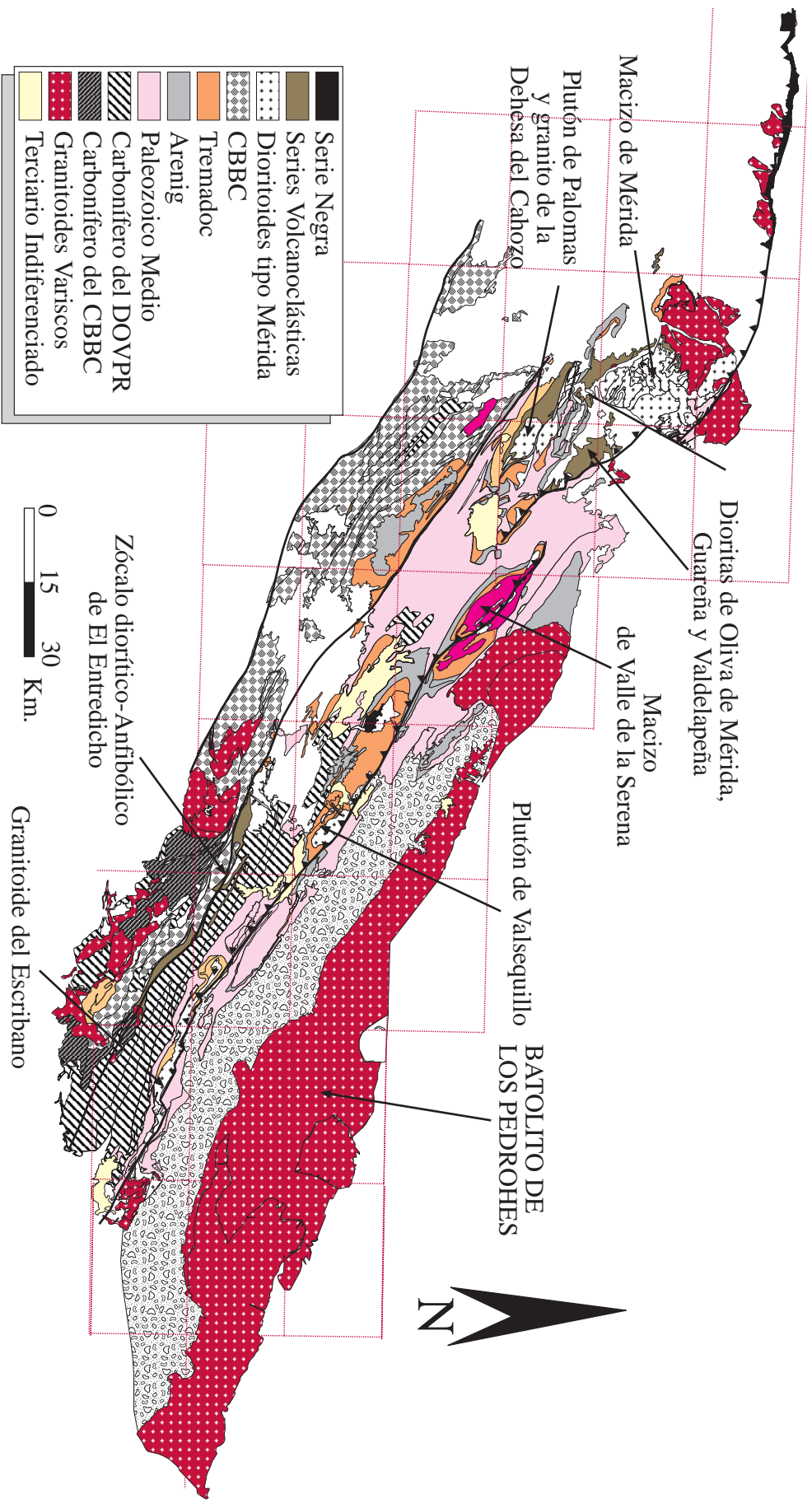
## I.- INTRODUCCIÓN.

La mayoría de los cuerpos ígneos cadomienses reconocidos en el DOVPR forman parte de un batolito básico-intermedio cadomiense (Mérida-Palomas-Alange) que ha sido desmembrado y tectonizado durante el ciclo hercínico.

Las rocas plutónicas cadomienses que afloran en estos macizos han sido tratadas de forma independiente al resto de la sucesión litoestratigráfica establecida para el DOVPR. En general presentan litotipos similares, petrográficamente son rocas análogas y en su conjunto forman una importante alineación magmática cadomiense situada en los sectores septentrionales de la ZOM entre Mérida y Montoro (Bandrés y Eguíluz, 1999b). Los macizos cadomienses que afloran en la parte española del DOVPR son: macizo de Mérida, dioritoide de Palomas, macizo de Valle de la Serena, plutón de Valsequillo y granitoide de El Escribano, junto con algunos cuerpos menores intrusivos en el sector de Oliva de Mérida y Dehesa del Cahozo (Fig. III.1). Dentro del CBBC se han reconocido otros cuerpos dioríticos análogos a los que conforman esta alineación como son las dioritas de El Entredicho. En la parte portuguesa existen también cuerpos dioríticos fuertemente deformados que serían correlacionables con esta alineación (Gama Pereira, 1987). Al sur del CBBC aparecen algunos cuerpos intermedios-ácidos correlacionables con los macizos del DOVPR (Ahillones, El Mosquil, el granito de La Bomba, etc.), los cuales presentan las mismas relaciones de campo y petrográficas que los macizos del DOVPR.

Tradicionalmente estos cuerpos básicos se han denominado dioritoides tipo Palomas o tipo Ahillones (Apalategui y Quesada, 1987). Los datos obtenidos en este trabajo permiten constatar que el macizo de Mérida presenta las relaciones de campo y petrológicas más completas y por ello ha sido considerado el cuerpo-tipo, de forma que será el macizo de referencia a nivel petrológico y geoquímico.

El Macizo de Mérida presenta una evolución petrográfica más compleja que el resto de los macizos. Si bien la mayoría de los litotipos aparecen por igual en todos los macizos (con excepción con algunas facies ácidas de carácter subvolcánico que aparecen de forma local en Valsequillo y Palomas), dentro del macizo de Mérida aparecen grandes masas kilométricas de rocas acumulativas ricas en anfíbol que puntualmente presentan paragénesis granulíticas (granate-piroxeno-plagioclasa). Estas rocas acumulativas presentan un desarrollo espectacular de bandeados acumulativos y texturas afines y ha sido interpretadas como las partes más profundas de este macizo. Hay evidencias de que estas rocas muestran procesos de transporte en estado semisólido hasta niveles más superficiales de emplazamiento. Petrologicamente estas rocas evolucionan hacia dioritas de grano grueso con texturas acumulativas y masas englobadas de rocas acumulativas (macizos de Mérida y Valle de la Serena y de forma local en Palomas y Alange). A su vez existe un tránsito gradual entre esta facies de grano grueso y facies de grano medio-fino. Las facies dioríticas de grano fino afloran ampliamente en el macizo de Mérida, Valle de la Serena, Palomas, Valsequillo y El Escribano. Dentro de la facies de grano medio-fino se observan habitualmente relaciones de mezcla de magmas de tipo mingling. Estos procesos de mezcla tienen lugar entre magmas de composición muy similar y difieren en aspectos texturales (tamaño de grano, presencia de fenocristales y variaciones modales en el contenido en anfíbol y plagioclasa). Las dioritas de grano fino están estrechamente relacionadas con facies granodioríticas que habitualmente no han sido diferenciadas en cartografía.



*Fig. III.1.- Mapa esquemático del DOVPR y del CBBC con los principales conjuntos litológicos diferenciados en el presente trabajo. La característica más reseñable del DOVPR es la existencia de un zócalo de afinidad ossa-morénica sobre el que reposa en discordancia una cobertura paleozoica de afinidad centribérica. La estructuración de estas rocas es análoga a la que tiene lugar en el CBBC, pero bajo tasas de deformación y metamorfismo menores.*



## II. EL MACIZO DE VALLE DE LA SERENA.

### II.A. Introducción.

El macizo de Valle de la Serena es un cuerpo ígneo alargado de morfología sigmooidal, deformado, de 35x10 Km, que aparece al SW de la terminación occidental del batolito de los Pedroches (Fig. III.2.). Esta limitado por dos fallas de geometría sigmooidal en cuyo interior quedan igualmente englobadas retazos menores del encajante y de materiales paleozoicos (Fig. III.3.). Está formado por dos facies ígneas principales: granitos porfídicos cataclásticos y dioritas deformadas, las cuales presentan relaciones de intrusión con las facies ácidas y son posteriores a ellas. El encajante, que aparece únicamente en una banda de cizalla y como enclaves en la facies granítica, es de naturaleza volcánica, reconociéndose en él un metamorfismo de contacto que da lugar al desarrollo de la asociación Bt+Qtz+Chl+Ms.

Discordantemente sobre las facies ígneas se deposita una secuencia de arcosas blancas con niveles de microconglomerados de matriz no granosostenida de potencia superior a los 300 m, de edad Tremadoc. Corresponden a facies continentales que se han desarrollado a consecuencia de la erosión de las rocas ígneas a las que recubren y que permiten datar a los ortogneises y las dioritas

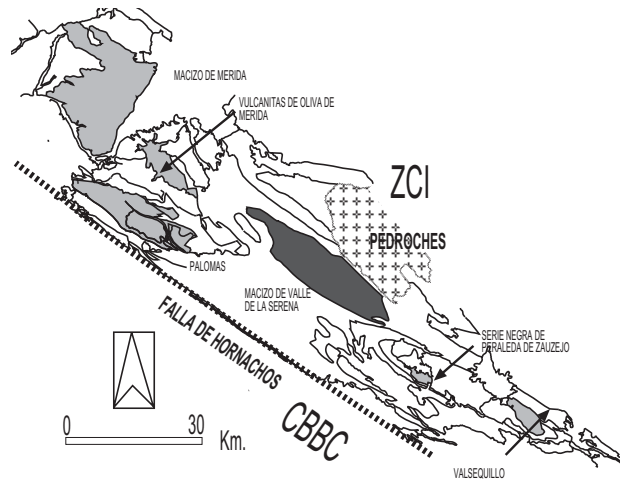


Fig. III.2.- Mapa de situación del macizo de Valle de la Serena (gris oscuro) dentro del sector centro-occidental del DOVPR.

como pre-Tremadoc.

Bandas de cizalla métricas a decamétricas de dirección N120-140°E y buzamiento 60-80°SW recorren todo el macizo y producen una intensa deformación que condiciona el desarrollo de facies gneísicas y tectoniza los principales contactos ígneos. Estas bandas de cizalla asocian una foliación de tipo S-C que localmente da lugar a milonitas y ultramilonitas. Dentro del macizo aparecen bandas de arcosas muy deformadas, con foliaciones y lineaciones de estiramiento mineral, que generan paragneises miloníticos.

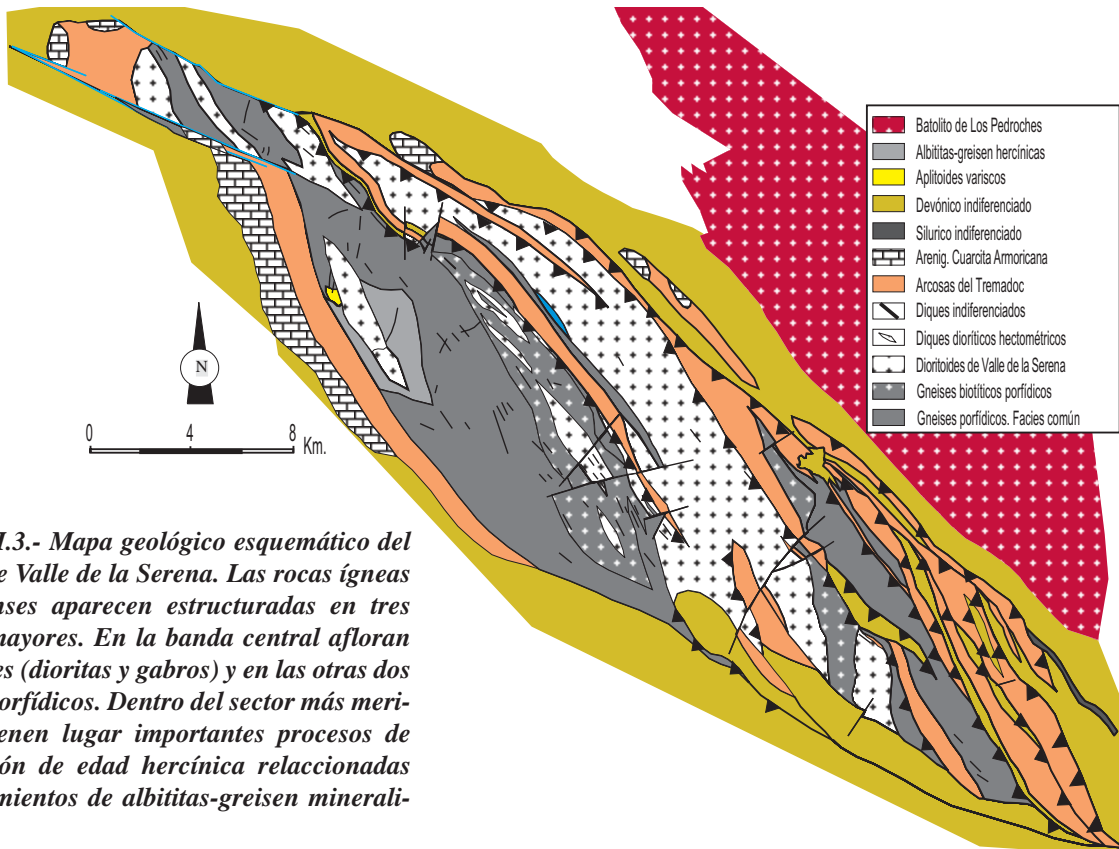


Fig. III.3.- Mapa geológico esquemático del macizo de Valle de la Serena. Las rocas ígneas cadomienses aparecen estructuradas en tres bandas mayores. En la banda central afloran dioritoides (dioritas y gabros) y en las otras dos gneises porfídicos. Dentro del sector más meridional tienen lugar importantes procesos de albitización de edad hercínica relacionados con yacimientos de albitas-greisen mineralizados.

## II.B. Facies.

El macizo de Valle de la Serena está formado por dos litotipos fundamentales: granitos porfídicos cataclásticos y dioritas. Las relaciones de campo indican que las dioritas intruyen a los granitos, según unas direcciones más norteadas que las hercínicas. Los granitos aparecen deformados a ortogneises y no se reconocen afloramientos de rocas indeformadas. Los dioritoides están variablemente tectonizados, desde términos indeformados hasta gneises anfibólicos y gneises miloníticos. A continuación se describen las litologías diferenciadas en el macizo, con particular atención a las menos deformadas, aunque siempre aparece una cataclasis incipiente en todos los litotipos.

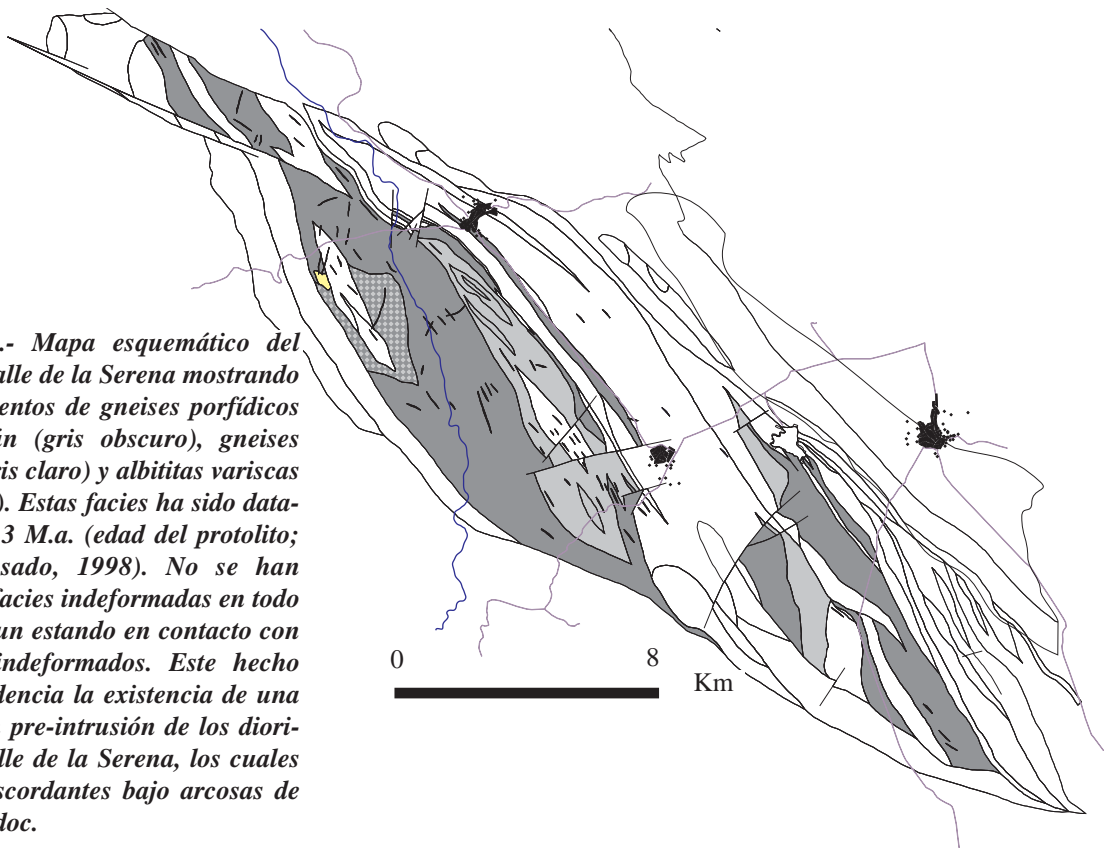
## II.C. Gneises porfídicos.

Los gneises porfídicos cataclásticos constituyen una de las dos facies principales del macizo de Valle de la Serena, junto con las rocas dioríticas (Fig. III.4). Son rocas muy deformadas en condiciones de metamorfismo de grado bajo. Se han diferenciado una facies común de ortogneises porfídicos y una facies subordinada de gneises biotíticos porfídicos, que aparece en contacto con la facies diorítica y se caracteriza por un tamaño de grano menor y por la mayor abundancia en biotita con respecto a la facies común.

## II.C.1. Gneises porfídicos. Facies común.

Las observaciones texturales y petrológicas son mínimas debido a la deformación generalizada que presentan (Castro, 1988; Bandrés y Eguíluz, 1999d). Afloran en dos grandes bandas limitadas por contactos tectónicos, intrusivos o discordantes con el resto de facies del macizo. La banda más oriental se extiende entre la Charca de Zalamea y el puerto de Azuaga, en donde aparecen estructuradas en bandas de cizalla y láminas cabalgantes imbricadas entre materiales paleozoicos y dioritoides. En general en este sector los gneises porfídicos están fuertemente deformados con desarrollo de texturas gneísicas a miloníticas. La otra gran banda en la cual afloran estas rocas se encuentra en los sectores más occidentales del macizo. Se extiende desde el cierre anticlinal NW hasta la Dehesa de los Quintos de Guadalmez. En este sector la deformación es progresivamente menos intensa y se reconoce aproximadamente su textura ígnea original.

Estos gneises, datados en  $573 \pm 13$  M.a. mediante monocircones (Ordóñez-Casado, 1998), están recubiertos por conglomerados de edad Tremadoc que contienen numerosos cantos procedentes de su erosión, en especial clastos de feldespato potásico. Las rocas dioríticas los intruyen y, a su vez, aparecen cortados por los diques de naturaleza diorítica y ácida del cortejo filoniano cadomiense del macizo. Se han reconocido escasos enclaves decimétricos del encajante de estas facies, que se describen en los apartados posteriores.



**Fig. III.4.-** Mapa esquemático del macizo de Valle de la Serena mostrando los afloramientos de gneises porfídicos facies común (gris oscuro), gneises biotíticos (gris claro) y albititas variscas (sobretrama). Estas facies ha sido datada en  $573 \pm 13$  M.a. (edad del protolito; Ordóñez-Casado, 1998). No se han reconocido facies indeformadas en todo el macizo, aun estando en contacto con dioritoides indeformados. Este hecho pone en evidencia la existencia de una deformación pre-intrusión de los dioritoides de Valle de la Serena, los cuales aparecen discordantes bajo arcosas de edad Tremadoc.



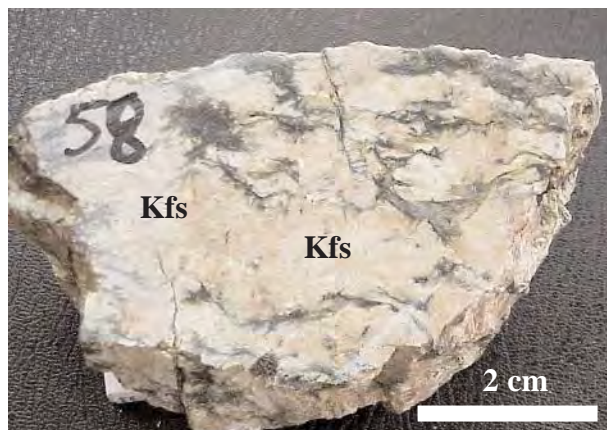
**Foto III.1.-** Fotografía de visu de los gneises biotíticos porfídicos. Son facies de grano más fino y mucho más ricas en biotita que la facies común.

El protolito de estos gneises es un granito porfídico subvolcánico, con megacristales de feldespato potásico como puede deducirse a partir de las siguientes observaciones:

- Presencia de enclaves del encajante metasedimentario.
- Texturas muy homogéneas en todo el macizo.
- Presencia de megacristales de feldespato potásico y de plagioclasa zonada.
- Texturas de tipo granítico (inequigranulares alotriomórficas) preservadas localmente, junto a biotita y anfíbol magnético.

Petrográficamente son facies holocristalinas, faneríticas, hipio- a alotriomórficas, inequigranulares porfídicas, de grano grueso a muy grueso (2-4 cm). La cantidad de feldespato alcalino es similar a la de plagioclasa, pero la presencia de biotita, de origen ígneo, de magnetita-ilmenita y la escasez de enclaves metapelíticos induce a considerarlos granitoides de tipo I. Modalmente corresponden con monzogranitos (Almarza, 1996).

Están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa) y cuarzo como constituyentes esenciales. Como accesorios aparece biotita, anfíbol, circón, allanita, ilmenita y opacos (magnetita). El feldespato aparece como megacristales subeuhedrales, de 2-6 cm (Foto III.2), definiendo la foliación y lineación de la roca, apareciendo rotados según microlitones. No presentan zonados, poseen inclusiones de circón y microlitos de plagioclasa. Es pertítico, con pertitas de exolución magmática en cordones y pertitas de deformación. La matriz es de grano medio (2-5 mm), muy deformada y retrogradada. Está constituida por cuarzo y plagioclasa y, en menor medida, feldespato potásico, anfíbol y biotita. Es inequigranular, hipiomórfica, con plagioclasa poco zonada (zonado normal), sin inclusiones, euhedral a subeuhedral, con tamaños que varían entre 0.2-4 mm y



**Foto III.2.-** Fotografía de visu de los gneises porfídicos (facies común). Destaca el tamaño de los feldespatos, que aparecen rotos y deformados según microlitones.

que se dispone junto al cuarzo en las posiciones intergranulares definidas por los megacristales de feldespato. El cuarzo es anhedral, inequigranular, con inclusiones de circón e ilmenita. El anfíbol es escaso, de tipo hornblenda verde, sin maclas y con inclusiones de opacos, circón y microlitos de plagioclasa; y aparece asociado a biotita. Ambos constituyentes aparecen deformados, en posiciones intersticiales y transformados a agregados de Ep-Czo-Qtz-Chl.

### II.C.2. Gneises biotíticos porfídicos.

Es una facies subordinada de los ortogneises porfídicos, que aparece en contacto con la facies diorítica en los sectores centrales del macizo, donde ha sido diferenciada en cartografía. Se distingue por su menor tamaño de grano y por la abundancia de biotita en la matriz, lo que les confiere un color marrónáceo sucio en afloramiento. Aparece deformada, con una matriz de tipo milonítico rica en sericita y cuarzo que envuelve fenoclastos de feldespato potásico de 2-5 cm de forma similar a como sucede con los gneises porfídicos (Foto III.1).

Petrográficamente son rocas holocristalinas, faneríticas inequigranulares, porfídicas, hipidiomórficas, muy deformadas. La matriz milonítica es de grano fino a medio (1-3 mm), con gran cantidad de biotita alterada a Ser-Ms-Ep-Opac-Chl, que a menudo constituyen fantasmas. Aparece siempre deformada, con pliegues kink, peces de mica, fracturada y disgregada. A nivel de afloramiento la cantidad de biotita aumenta de forma progresiva hacia las rocas básicas. Este hecho induce a pensar en la existencia de procesos metasomáticos.



## II.D. Facies Diorítica.

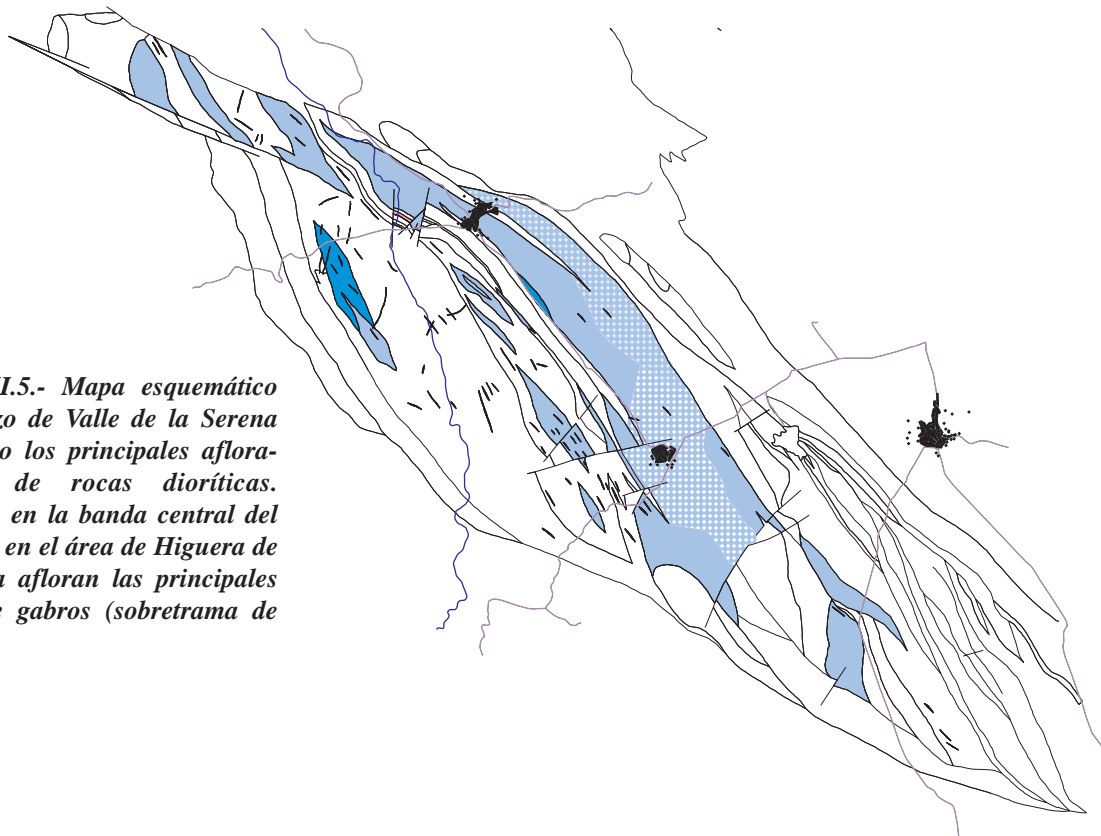
Es la segunda facies principal del macizo de Valle de la Serena (Fig. III.5). Intruye a los granitos según bandas NW-SE ligeramente más norteadas que las directrices hercínicas y aparecen afectadas por una intensa deformación en el sector NE del macizo, donde da lugar a gneises anfibólicos. Presenta importantes variaciones litológicas de una parte a otra del macizo. Nunca lleva enclaves del granito ni del encajante y las interacciones con las facies ácidas del macizo se restringen a unos pocos centímetros del contacto donde se observan reabsorciones y desestabilización de algunas fases en la diorita y el crecimiento de cristales de biotita de dimensiones variables ( $<0.5$  cm) y recrecimientos de la plagioclasa, en los ortogneises.

### II.D.1. Facies común. Dioritas de grano fino a medio.

Estas rocas son muy abundantes e incluyen dioritas de grano grueso y gabros con relaciones que no han podido determinarse a causa de la mala calidad de los afloramientos, pese a que localmente se han observado procesos de mezcla. Afloran en la Dehesa de los Quintos de Guadalmez, asociadas a monzonitas y monzodioritas, y en la banda de Valle a Higuera de la Serena, donde la deformación da lugar a su transformación en gneises

anfibólicos de grano fino a medio, con la asociación Qtz-Ab-Chl-Tr-Act-Bt-Ser-Opac-Czo-Ep-Sph. Estas rocas intruyen en los ortogneises porfídicos y están cortadas por el complejo filoniano cadomiense. No presentan enclaves de ningún tipo.

Petrográficamente son rocas bastante homogéneas, definidas por anfíbol verde y plagioclasa y por la ausencia total de piroxeno. El litotipo más común es una roca de composición diorítica, holocristalina, fanerítica, inequigranular seriada a equigranular, hipio- a alotriomórfica, de grano medio a fino (1-2 mm), con texturas intergranulares a subofíticas. Están constituidas por plagioclasa intermedia (An<sub>50-30</sub>), sin zonar, con inclusiones de microlitos euhedrales de plagioclasa más básica (An<sub>60-50</sub>) y tamaños de grano de 0.1 a 0.5 mm que muestran una grosera orientación magmática. El anfíbol es hornblenda verde, subeuhedral a anhedral, inequidimensional seriada, con tamaños de grano de 0.1 a 2 mm, con inclusiones de plagioclasa euhedral y de apatito. En algunas muestras el anfíbol aparece groseramente orientado formando clots alargados, con abundantes puntos triples a  $\pm 120^\circ$ . El anfíbol ocupa las posiciones intersticiales que dejan los cristales de plagioclasa, definiendo una textura intergranular, que evoluciona a texturas de tipo intersecal en las variedades más retrogradadas. Algunas variedades de grano fino a muy fino desarrollan texturas microporfídicas, con microlitos de plagioclasa de 0.5 a 1 mm, sin orientar, euhedrales y zonados normales, con una matriz muy rica en anfíbol verde pálido sin orientar.



*Fig. III.5.- Mapa esquemático del macizo de Valle de la Serena mostrando los principales afloramientos de rocas dioríticas. Aparecen en la banda central del macizo, y en el área de Higuera de la Serena afloran las principales masas de gabros (sobretrema de cruces).*





**Foto III. 3.-** Fotografía de campo de las relaciones de mezcla entre magmas ácidos-intermedios (granodioritas-monzonitas con anfíbol) y dioritas de grano medio a fino. Obsérvese la desestabilización de la diorita. Carretera de Higuera de la Serena a Retamal.

### II.D.2. Dioritas de grano grueso.

Las dioritas de grano grueso son variaciones texturales de la facies de grano fino. No se han individualizado en cartografía, pero son relativamente más abundantes en los sectores meridionales del macizo y en el área de Valle de la Serena, en donde aparecen transformados a gneises anfibólicos de grano medio a grueso, con una foliación y lineación de estiramiento bien definida. Se diferencian de la facies anterior por el tamaño de grano y de los gabros por sus texturas hipidiomórficas a alotriomórficas. Sobre las texturas y mineralogías ígneas aparecen paragénesis de la facies de los esquistos verdes, en general muy desarrolladas, con la asociación Ab-Czo-Qtz-Ep-Bt-Ser-Ms-Sph-Opac-Tr-Act-Chl.

Petrográficamente son rocas holocristalinas, faneríticas, equi- o inequigranulares seriadas, hipidiomórficas o alotriomórficas, de grano grueso (3-6 mm), sin orientar magmáticamente y variablemente deformadas y metamorfizadas. Están constituidas por hornblenda verde y por plagioclasa intermedia, con restos de piroxeno reabsorbido, apatito, ilmenita, circón y opacos como accesorios. La plagioclasa es subeuhedral inequigranular seriada, con inclusiones de apatito y anfíbol euhedral, de pequeña talla, y muestra maclas polisintéticas de la periclina y de la albita. El anfíbol es inequidimensional seriado, muy anhedral y retrogradado a Bt-Chl-Ab, con inclusiones de circón y de apatito y restos de piroxeno en algunas muestras. Aparece en posiciones intersticiales con respecto a la plagioclasa, definiendo una textura de tipo intergranular. Las variedades más máficas desarrollan texturas subofíticas y, en general, el anfíbol hornbléndico presenta más restos de piroxeno reabsorbido.



**Foto III.4.-** Fotografía de campo de las relaciones de mezcla de magmas. Desarrollo de brechas magmáticas con un magma intersticial más ácido y crecimientos de Pl dentro de las dioritas de grano fino-medio.

### II.D.3. Gabros.

Dentro de la facies diorítica se han reconocido rocas de naturaleza gabroica, que han sido diferenciadas en cartografía. Afloran, en malas condiciones, en los sectores orientales del macizo, entre Higuera y Valle de la Serena. No se han reconocido enclaves de ningún tipo y sí algunos diques de dioritas de grano fino. Son rocas de tonos verdosos oscuros, en general muy alteradas, con una foliación y lineación de estiramiento asociada muy marcada de tipo milonítico. La deformación origina la recristalización de buena parte de la roca que da lugar a una asociación de grado bajo definida por Qtz-Ab-Chl-Tr-Act-Chl-Sph-Bt-Czo-Ep-Opac, que llega a obliterar la paragénesis ígnea de la roca. Las facies gabroicas más frescas e indeformadas se encuentran en los alrededores de Higuera de la Serena (Gasolinera), donde puede observarse un paso gradual a las facies dioríticas.

Son rocas holocristalinas, faneríticas, de tamaño de grano medio (2-3 mm), inequigranulares seriadas, hipidiomórficas y sin una orientación magmática clara. Son facies melanocráticas, constituidas por plagioclasa intermedia (An<sub>60</sub>), y augita con anfíbol hornbléndico subordinado, en ocasiones ausente. Como accesorios aparecen ilmenita y apatito. La plagioclasa es subeuhedral, maclada, sin zonar y sin inclusiones, que define un entramado de tipo intergranular. La augita, muy retrogradada a anfíboles secundarios, albita y biotita, aparece en posiciones intergranulares, en ocasiones con una disposición subofítica, presenta inclusiones de ilmenita, plagioclasa euhedral, opacos y apatito. En las rocas más retrogradadas el piroxeno está rodeado por una corona irregular de anfíboles secundarios (actinolita), albita, clorita y biotita. Algunos de estos gabros presentan texturas subofíticas y de tipo gabroico (idiomórficas), con grandes cristales de 0.5-2 mm de augita.

#### II.D.4. Facies de mezcla.

La facies diorítica del macizo de Valle de la Serena muestra en numerosos afloramientos estructuras que pueden interpretarse como procesos de mezcla de magmas. Los mejores ejemplos de estas estructuras se encuentran al oeste de Higuera de la Serena (barranco Merdero, carretera de Higuera a Retamal, en el Corchuelo y al norte de la Dehesa Boyal). En todos estos afloramientos se observan magmas de naturaleza diorítica, de grano fino a medio, junto a magmas de grano medio y colores más claros, de composición monzodiorítica a granodiorítica. Presentan contactos difusos, con zonas intermedias de mezcla de dimensiones variables (métricas a decamétricas, al menos) en donde las texturas de las dioritas aparecen desestabilizadas, con crecimiento de fenocristales de plagioclasa.

De igual forma se reconocen enclaves con contactos difusos y/o netos de dioritas de grano fino en las facies híbridas que indican procesos de mezcla e hibridación de magmas (Castro, 1990; Castro et al., 1990a y b). Son enclaves de dimensiones decimétricas (5-40 cm), elipsoidales y sin orientar o con una grosera orientación magmática. Las dioritas aparecen cortadas por diques y bolsadas centimétricas a métricas de rocas cuarzofeldespáticas y por granodioritas anfibólicas. Estructuras similares en procesos de mezcla de magmas describe Castro et al., 1995, para inyecciones básicas en cuerpos intermedios-ácidos por procesos de inyección o convección (Castro et al., 1994), asociados a procesos de mixing en zonas profundas, mediante pulsos magmáticos. Junto a estos sectores aparecen monzonitas, cuarzomonzonitas, cuarzodioritas y granodioritas, algunas de las cuales han sido diferenciadas en cartografía. Todas estas facies están afectadas de modo variable por la deformación varisca que estructura el macizo.

A continuación se describen las texturas de estos sectores de mezcla y, en apartados posteriores, las principales rocas de composición intermedia diferenciadas en cartografía.

Las dioritas son facies de grano fino similares a las descritas en el apartado correspondiente. En los contactos con las rocas de naturaleza intermedia, las dioritas aparecen texturalmente desestabilizadas. A nivel textural el cambio más importante es el crecimiento de plagioclasa. Las dioritas afectadas por los procesos de mezcla de magmas presentan cristales de 0.5-3 mm de plagioclasa zonada (patrón normal), sin orientar y subeuhedral. En las proximidades del contacto entre las facies dioríticas y las intermedias el tamaño de la plagioclasa es similar en ambas. De igual forma disminuye el contenido modal en anfíbol en las facies más ácidas, si bien éste, es del mismo tipo en ambas litologías. En las rocas intermedias el anfíbol es minoritario y se restringe a la matriz. Habitualmente asociado a la hornblenda aparecen grandes cristales de 0.5-1 mm de esfena euhedral a subeuhedral,

con inclusiones de anfíbol marrón pálido. Otra característica es la aparición de cuarzo y feldespato potásico en la matriz, que es más abundante en los términos granodioríticos. Se han reconocido dentro de las monzonitas y rocas más ácidas abundantes cristales xenomorfos inequigranulares de anfíbol de 1-3 mm, que se interpretan como xenocristales, a menudo blindados por microlitos de plagioclasa y feldespato procedentes del magma básico diorítico (Castro et al., 1994).

#### II.D.5. Cuarzodioritas.

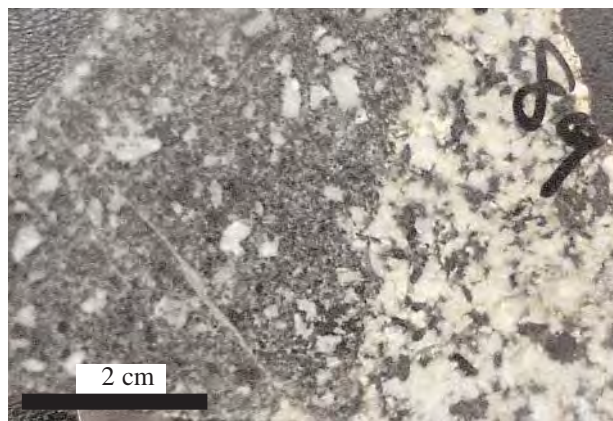
Dentro de las facies de naturaleza intermedia asociadas a las zonas de mezcla aparecen, de forma muy minoritaria y restringidas a la zona de Valle de la Serena, cuarzodioritas, aunque a veces resulta difícil discernir si el cuarzo proviene de procesos posteriores.

Son rocas holocristalinas, afaníticas, sin orientar, inequigranulares, hipidiomórficas, de tamaño de grano medio a fino (1-3 mm). Están constituidas por plagioclasa intermedia y hornblenda verde. La textura es similar a las dioritas de grano fino. Se han reconocido cristales de cuarzo de origen ígneo primario, con inclusiones de anfíbol y plagioclasa y contactos intergranulares netos. Son granos anhedral, intersticiales, inequigranulares, que no generan texturas reaccionales con el anfíbol y plagioclasa.

#### II.D.6. Monzonitas.

En la zona NW del macizo, en el paraje del Corchuelo, asociado a un gran masa de dioritas de dimensiones kilométricas aparecen rocas de naturaleza básica-intermedia. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con anfíbol subordinado. Modalmente estas rocas, que consideramos como rocas híbridas se clasifican como monzonitas, monzodioritas y granodioritas, y su contacto con las dioritas es gradual, con zonas de mingling. Son rocas indeformadas, con numerosos enclaves decimétricos de dioritas de grano fino y cortadas por escasos diques de dioritas y abundantes diques de aplitoides tardihercínicos indeformados. La albitización que afecta a los ortogneises en los cuales intruyen no les afecta de forma intensa, aunque es de reseñar la abundancia de albita y clinozoisita, que crecen de forma estática en cristales de gran tamaño, probablemente asociados a procesos metasomáticos. Por otro lado contrasta la escasa deformación (localmente se detecta una débil cataclasis) de estas rocas con la deformación de tipo milonítico que presentan los ortogneises porfídicos adyacentes en los cuales intruyen.

Son rocas con textura holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de grano medio (1-3 mm) sin orientar. Está constituida por feldespato potásico, plagioclasa (An20-35), anfíbol pardo-verdoso anhedral y cuarzo intergranular. La plagioclasa es inequigra-



**Foto III.5.- Fotografía de detalle del contacto entre un gabro anfibólico de Higuera de la Serena y una monzonita de mezcla (explicación en el texto).**

nular seriada (0.2-5 mm), subeuhedral, con zonados normales e inclusiones de piroxeno, microlitos de plagioclasa y anfíbol anhedral. El anfíbol es intergranular, inequigranular y anhedral, asociado a cristales de esfena de gran tamaño (0.2-1 mm). El feldespato, muy abundante en algunas muestras, y el cuarzo son anhedrales, con inclusiones de circón, apatito, plagioclasa y anfíbol, inequigranulares e intersticiales. De forma menos frecuente, en las rocas más ricas en anfíbol, aparecen texturas subofíticas y poiquiliticas, definidas por el anfíbol.

## II.E. Complejo Filoniano.

Dentro del macizo de Valle de la Serena se han diferenciado en cartografía varias familias de diques de composición y dimensiones muy variables. Estos diques varían desde básicos a ácidos y todos ellos cortan a las facies plutónicas cadomienses y son recubiertos en discordancia por materiales paleozoicos. De igual forma están afectados por las fases de deformación variscas.

### II.E.1. Diques de dioritas.

Los diques de dioritas son los más abundantes dentro del macizo. Aparecen, bien como diques de potencias métricas a decamétricas cortando a todas las facies cadomienses o bien como grandes cuerpos alargados de dirección N120-170°E y potencias hectométricas. Los primeros aparecen frecuentemente rotados, desmembrados y son afaníticos. Los segundos se sitúan de forma preferente en los sectores centrales del macizo y están intruidos por el primer sistema de diques.

Los diques afaníticos constituyen un cortejo de diques similar al que aparece en el macizo de Mérida y están cortados por los diques de microgranitos cadomienses. Presentan direcciones variables entre N070-170°E. En los sectores en donde la deformación varisca es poco importante y aparecen indeformados, presentan direccio-

nes N140-170°E dominantes.

Petrográficamente son rocas hialocristalinas (40% de matriz), afaníticas, constituidas por microlitos de plagioclasa y de anfíbol verde con texturas doleríticas a fluidales y tamaños de grano de 0.05-0.1 mm. La matriz criptocristalina aparece recrystalizada a una masa en donde se reconoce clinozoisita, clorita y albita, junto con abundantes opacos de grano muy fino.

Los diques de dioritas hectométricos han sido diferenciados en cartografía y aparecen asociados a las grandes masas de dioritoides. Aparecen cortados por todos los sistemas de diques del macizo. Se han llegado a reconocer bordes afaníticos, en contacto con las rocas de caja y un aumento de la cristalinidad hacia el centro. En algunos casos aparecen procesos de mezcla de magmas (mingling y mixing) en los sectores centrales de los diques más potentes (Carretera de Higuera de la Serena a Retamal), en donde las rocas corresponden con dioritoides de grano medio (Fotografías III.3, 4 y 5).

Al microscopio son rocas holocristalinas, de grano fino a muy fino (0.2 a 1 mm), sin orientar, hipidiomórficas e inequigranulares seriadas. Están constituidas por anfíbol verde (hornblenda) y plagioclasa intermedia. La plagioclasa es euhedral, inequigranular seriada, sin inclusiones y maclas polisintéticas de la periclina y de Carlsbad, la cual define un entramado de tipo dolerítico en cuyo interior aparecen cristales de anfíbol anhedral con inclusiones de microlitos de plagioclasa, apatito, esfena y opacos. De forma muy frecuente la textura es intersectal, con el anfíbol totalmente reemplazado por Chl±Sph±Czo.

### II.E.2. Diques de riolitas.

Es el cortejo de diques menos representado dentro del macizo y se circunscribe a las facies gneísicas ácidas, no apareciendo nunca en los dioritoides. Si bien aparecen distribuidos por todo el macizo, se reconocen con facilidad en los sectores occidentales, en donde la deformación es menos intensa. Muestran direcciones variables, en general rotadas por la deformación, con potencias métricas a decamétricas. Son rocas de tonos rosáceos claros que aparecen con frecuencia como cantos en los conglomerados de edad Tremadoc.

Modalmente son riolitoides con mayor proporción de feldespato potásico que plagioclasa. Al microscopio se caracterizan por presentar texturas hialocristalinas, microporfídicas, inequigranulares, seriadas, hipiomórficas y recrystalizadas. Dispersos en una matriz recrystalizada y esquistosada aparecen fenocristales seriados de 0.05-2 mm, de cuarzo subeuhedral y feldespato potásico euhedral, sin zonar y, en menor cantidad, cristales euhedrales de plagioclasa ácida. La matriz es un agregado constituido por Qtz-Kfs-Ab-Ms-Chl-Opac.



### II.E.3. Diques de microgranitos.

Junto con los diques de naturaleza diorítica son los más abundantes y cortan todas las facies del macizo. Presentan potencias métricas y, habitualmente, decamétricas, apareciendo variablemente deformados y asociados a masas de aplitoides y diques cuarzo-feldespáticos.

Petrográficamente con rocas holocristalinas, faneríticas, inequigranulares seriadas, hipidiomórficas, de grano fino (0.5-1.5 mm) y tonos pardos a rosáceos. Los constituyentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico (microclina) y albita y como accesorios aparecen circón, apatito y opacos. El cuarzo y la microclina aparecen en la matriz de las rocas y formando fenocristales de 1-3 mm, subeuhedrales y con pocas inclusiones (microlitos de albita euhedral). El cuarzo es inequigranular, bimodal, anhedral y globular. La microclina, muy abundante, es inequigranular seriada, subeuhedral, muy perfitica, con mesopertitas y parches de albita. La albita es euhedral y aparece restringida a la matriz, con maclas de la albita y de la periclina y sin inclusiones.

### II.F. Encajante vulcanosedimentario.

El encajante precámbrico de las rocas ígneas cadomienses del macizo de Valle de la Serena se ha reconocido en enclaves y limitado por fallas, en bandas de cizalla, siempre asociado a las facies de ortogneises porfídicos cataclásticos. Los enclaves afloran especialmente en la zona del arroyo Calero, en donde aparecen con tamaños de 10-40 cm, subredondeados a elongados, orientados con la foliación principal. En la zona del Embalse de la Charca, entre las bandas de metaarcosas (paragneises) y de ortogneises se han reconocido bandas de cizalla en las que se preservan rocas metavolcánicas milonitizadas.

Al microscopio son rocas metasedimentarias a metavolcánicas ácidas, constituidas principalmente por cuarzo, feldespato potásico, biotita, moscovita y anfíbol. Están afectadas por un metamorfismo de grado bajo (facies de los esquistos verdes), que está definida por la paragénesis: Qtz-Ab-Bt-Ms-Chl. Son de textura granoblástica a granolepidoblástica, poco orientada, de 0.1-0.2 mm, aunque se reconocen facies porfidoblásticas, con cristales de mayor tamaño. Las micas son euhedrales, ocupan posiciones intergranulares y están asociadas a restos de anfíbol y de clorita. Como accesorios aparecen circón, apatito y esfena.

### II.G. Rocas Hercínicas

Dentro del macizo de Valle de la Serena se han reconocido rocas ígneas de edad hercínica que cortan a las rocas cadomienses y a las estructuras variscas. La mayoría de estas rocas están asociadas con el greisen de la Mina de San Nicolás y de la cantera de la Osa (García

Guinea et al., 1978; García Guinea y Galán, 1986; Apalategui et al., 1988a) y, probablemente, con rocas tardihercínicas asociadas al batolito de Los Pedroches. Algunas de estas rocas llevan asociadas mineralizaciones de cobre, estaño y wolframio, antiguamente explotadas y en la actualidad abandonadas.

#### II.G.1. Albititas.

En el sector de los Quintos del Guadalmez los ortogneises porfídicos cataclásticos, aparecen reemplazados masivamente por albita secundaria, sin deformar, dando lugar a rocas de tipo albitita-greisen, las cuales están asociadas a las albititas-greisen de la Mina de San Nicolás y de la Osa. El proceso de albitización es gradual y se restringe aproximadamente, al sector centro-occidental de la Dehesa de Los Quintos de Guadalmez. Estas rocas van acompañadas de un cortejo de aplitoides hercínicos y de pegmatitas mineralizadas que se describen en los apartados posteriores. En afloramiento estas rocas son texturalmente idénticas a los ortogneises porfídicos cataclásticos y se diferencian de ellos por sus tonos blancos y por la presencia de una matriz constituida exclusivamente por cuarzo y albita, con abundantes placas de moscovita sin orientar.

Petrográficamente son rocas holocristalinas, alotriomorfas, inequigranulares, porfídicas, faneríticas, de grano grueso (0.5-2 cm) y colores blanquecinos. Están constituidas por albita, cuarzo, microclina y moscovita, como accesorios aparecen esfena, opacos, circón, clorita, biotita y sericita. Son rocas indeformadas y texturalmente se caracterizan por preservar las texturas gneísicas previas, con recristalización de albita, cuarzo y, en menor medida, microclina. En los sectores menos afectados, la recristalización se limita a la matriz, pero cuando la albitización es total, toda la paragénesis de la roca aparece transformada a albita. La albita es euhedral a subeuhedral, inequigranular, con maclas de la periclina y de la albita y escasas inclusiones de cuarzo y de feldespato anhedral corroído. El cuarzo aparece en posiciones intersticiales, sin inclusiones y asociado a la albita. La microclina es fuertemente perfitica con parches de gran tamaño de albita, orientados según los planos de exfoliación y con recrecimientos y coronas irregulares de albita. Aparecen fantasmas de anfíbol y/o biotita transformados a una masa de opacos, clorita y esfena. Las muestras más transformadas están constituidas por un agregado subeuhedral de albita con microclina y cuarzo subordinados, junto con placas de moscovita, fluorita y mineralogías accidentales no identificadas (berilo y topacio reconocidos de visu).



### II.G.2. Diques de aplitas.

Los diques de aplitoides aparecen dispersos por todo el macizo, no obstante se han reconocido dos tipos de aplitoides: aplitoides asociados a microgranitos y de edad cadomiense y aplitoides asociados a albititas y de edad hercínica. Los precámbricos se han incluido junto a los microgranitos y en este apartado se describen las masas de aplitas variscas asociadas a las albititas.

Estos aplitoides se han diferenciado en cartografía como una masa y afloran exclusivamente en la zona del Tamburero. En detalle forman un haz de diques, a menudo múltiples, de potencias métricas, intrusivos en ortogneises porfídicos albitizados. Son rocas indeformadas, con una alteración poco acusada caracterizada por la aparición de moscovita secundaria y procesos de seritización incipientes.

Al microscopio son rocas holocristalinas, alotriomórficas, equigranulares, de grano fino (1 mm), sin orientar ni deformar y de colores rosáceos. Están constituidas por cuarzo, feldespato potásico y albita, con opacos, moscovita y circón como accesorios. El cuarzo y el feldespato (microclina) desarrollan texturas gráficas generalizadas, junto con mesopertitas de albita y mirmequitas. Son fases anhedrales, inequigranulares con albita subeuhe-dral subordinada a la matriz.

### II.G.3. Diques de pegmatitas.

En el sector NW del macizo (Dehesa de los Quintos de Guadalmez y Dehesa Boyal) aparecen diques de potencia métrica a decamétrica, diferenciados en cartografía y de extensión lateral kilométrica. Cortan a las facies de ortogneises y de dioritoides, con un trazado subconcordante u oblicuo con la foliación regional dominante. Son litologías de direcciones y texturas similares a las pegmatitas greisenizadas de la mina de San Nicolás al SW del macizo (García Guinea et al., 1978; García Guinea y Galán, 1986), que encajan en materiales de edad ordovícica a devónica. Estas rocas van asociadas a pequeñas mineralizaciones de menas de cobre (sulfuros y carbonatos secundarios) y de galena. La ausencia de deformación se ha puesto de relieve, no sólo en afloramiento y en lámina delgada sino también en los estudios en luz reflejada de los cristales de galena (muy plástica a bajas tasas de deformación y temperatura: Stanton y Gorman-Willey, 1971, 1972; Stanton, 1972; Pesquera y Velasco, 1993; Skrotzki et al., 2000). Los argumentos anteriormente expuestos ponen de manifiesto la edad tardihercínica de estas rocas.

Petrográficamente son rocas holocristalinas, hipidio-mórficas, inequigranulares, faneríticas, de grano medio a grueso (0.5-3 cm), localmente de grano muy grueso (6-10 cm), sin deformar y de tonos rosáceos claros. Están constituidas por cuarzo, feldespato potásico y albita y como accesorios aparecen circón, moscovita, fluorita y

opacos. En las pegmatitas de Mina San Nicolás y de la Osa se han reconocido complejas paragénesis con bis-muto, topacio, berilo, scheelita,...(García Guinea et al., 1978; García Guinea y Galán, 1986; Millán Chagoyen, et al., 1990). El cuarzo y el feldespato potásico (microclina) son muy inequigranulares, anhedrales, con un amplio desarrollo de texturas gráficas y de granófidos de cuarzo y feldespato. La microclina es fuertemente pertítica, con mesopertitas reconocibles de visu.

### II.H. Otros materiales del macizo. Encajante tectónico.

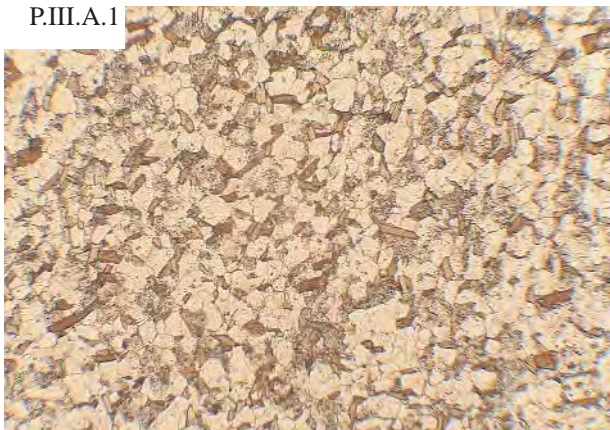
Discordante sobre el plutón se dispone una potente secuencia detrítica (>300 m) constituida por arcosas blancas y niveles de microconglomerados, con abundantes paleocanales, producto, en buena medida, del desmantelamiento erosivo de las rocas ígneas a las que recubre. A techo de esta sucesión aparece intercalado un paquete de 20-40 m de espesor formado por rocas volcánoclasticas ácidas, sobre las que se sitúa un paquete de cuarcitas, blancas a grises, de 200-300 m de potencia, correlacionables con la Cuarcita Armoricana (Herranz Araújo, 1985).

La secuencia sedimentaria de afinidad centroibérica prosigue en el sector SE y E con 60-80 m de esquistos ampelíticos negros, con graptolites muy deformados atribuibles al Silúrico, que descansan en contacto mecánico sobre el Ordovícico, que han sido diferenciados en cartografía. Por encima, se sitúa discordante una secuencia turbidítica que intercala cuarcitas, pasadas limosas y lutitas, con paquetes decamétricos de pizarras satinadas ricas en caolín, asignadas al Devónico (Sánchez Cela y Gabaldón, 1977; Pardo Alonso, 1995; Pardo Alonso y García-Alcalde, 1996).

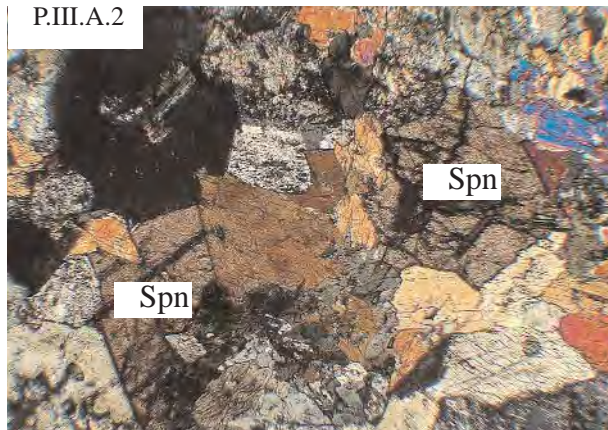
Los contactos externos del macizo son tectónicos. El borde NE está marcado por un cabalgamiento sobre el Devónico, a favor de fracturas transpresivas izquierdas, de dirección N120-140°E y buzamiento 70-80°SW, que presentan lineaciones de estiramiento con rakes que se inclinan 20-60°NW.



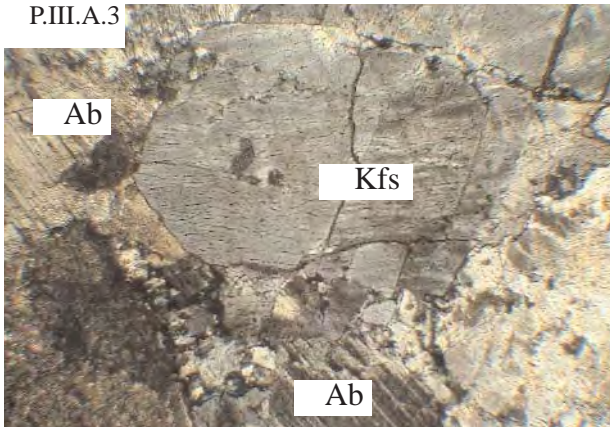
P.III.A.1



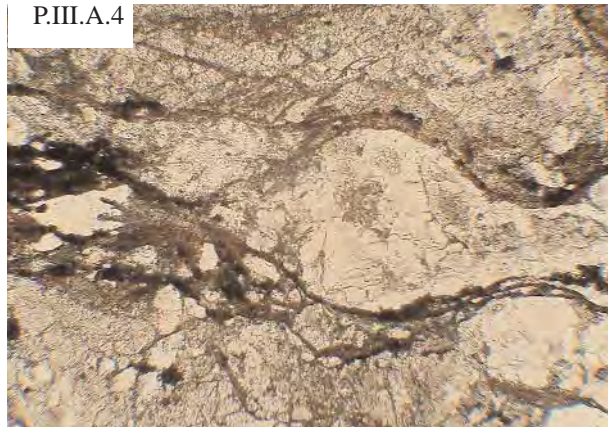
P.III.A.2



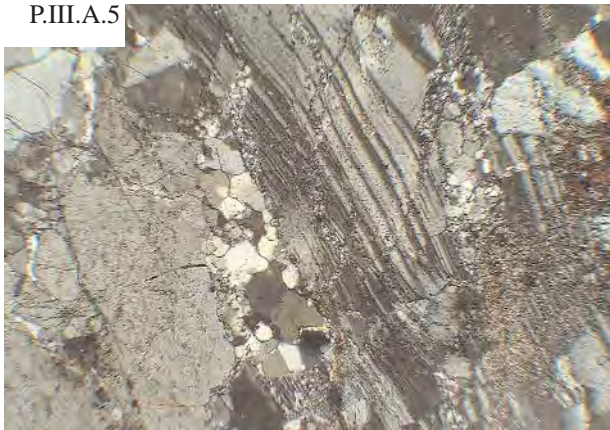
P.III.A.3



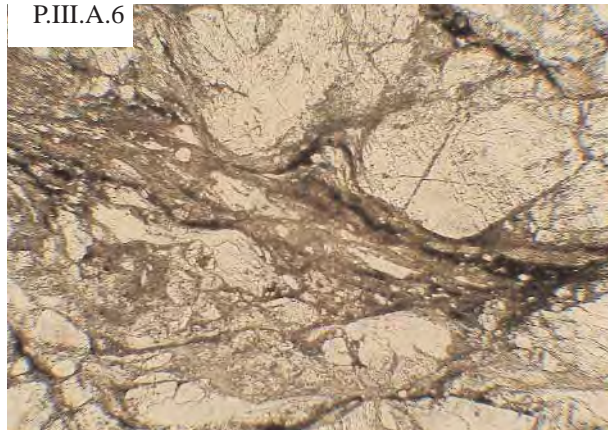
P.III.A.4



P.III.A.5



P.III.A.6



Plancha III.A.

P.III.A.1. Meta-arenita procedente de un enclave del encajante de los ortogneises porfídicos de Valle de la Serena. Ancho de la microfotografía 1.5 mm.

P.III.A.2. Monzonita de las facies de mezcla de las dioritas. Obsérvese el tamaño de los cristales de esfena. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.A.3. Albitita, detalle de la matriz. Estas rocas reemplazan masivamente la mineralogía inicial de los ortogneises porfídicos de Valle de la Serena por albita, microclina y cuarzo. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.A.4. Matriz de un ortogneis porfídico. Estas rocas aparecen siempre deformadas con texturas gnéicas a cataclásticas que evolucionan a miloníticas. Ancho de la microfotografía 2 mm.

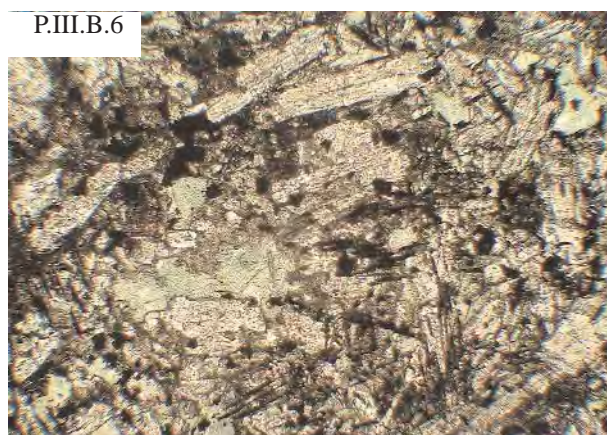
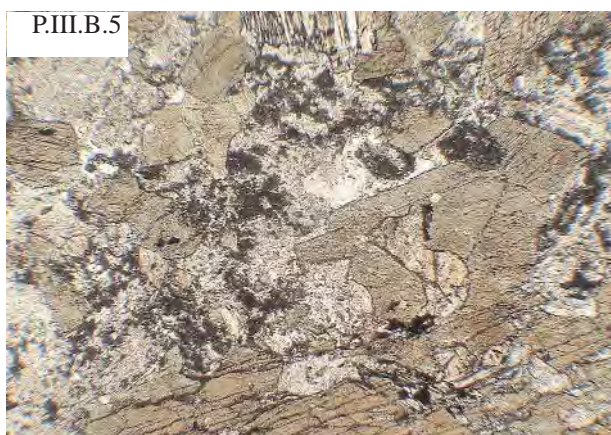
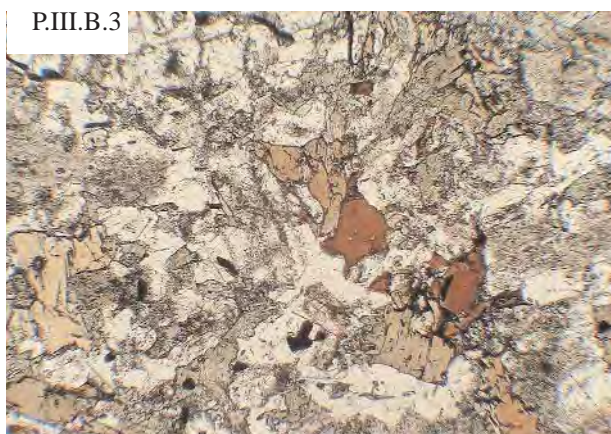
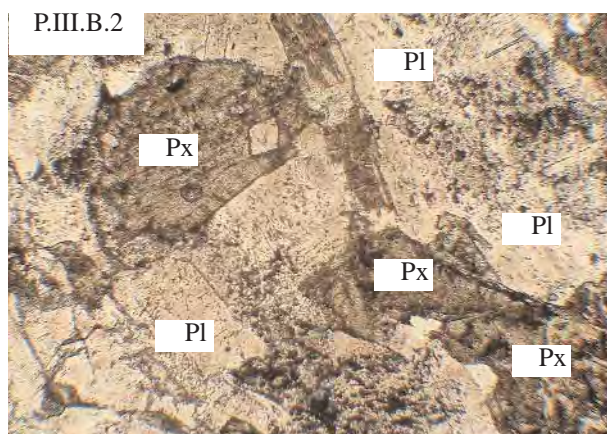
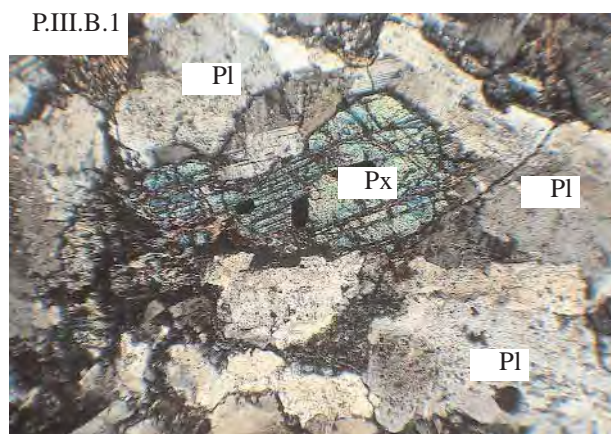
P.III.A.5. Detalle de la matriz y de una plagioclasa ácida de un ortogneis biotítico porfídico. La matriz aparece parcialmente recrystalizada con procesos de recovery en el cuarzo y puntos triples. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.A.6. Matriz milonítica de un ortogneis porfídico. El crecimiento de biotita, clorita, cuarzo y albita en condiciones sincinemáticas ponen de manifiesto un metamorfismo sin-fase D1 varisca. Ancho de la microfotografía 2 mm.



Plancha III.B

C.III.- Macizo de Valle de la Serena



Plancha III.B.

P.III.B.1. Gabro de Higuera de la Serena. La facies más común es un gabro con Pl-Px que evoluciona hacia una diorita de grano grueso. Estas rocas muestran un espectro textural relativamente amplio. Ancho de la microfotografía 1.5 mm.

P.III.B.2. Gabro de higuera de la Serena. La textura de estas rocas es subehedral intergranular, con los cristales de piroxeno ocupando las posiciones intersticiales. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.B.3. Diorita de grano fino procedente de uno de los diques del complejo cadomiense. El anfíbol primario está muy retrogradado a biotita roja. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.B.4. Diorita de grano fino con texturas acumulativas. Muchas de estas facies muestran texturas variablemente desarrolladas de tipo acumulativo. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.B.5. Diorita de grano grueso de la facies más común de Valle de la Serena. Ancho de la microfotografía 2 mm.

P.III.B.6. Dique de dioritas de grano fino con texturas ofíticas a subofíticas. Ancho de la microfotografía 2 mm.



### III. EL MACIZO DE MÉRIDA.

#### III.A. Introducción.

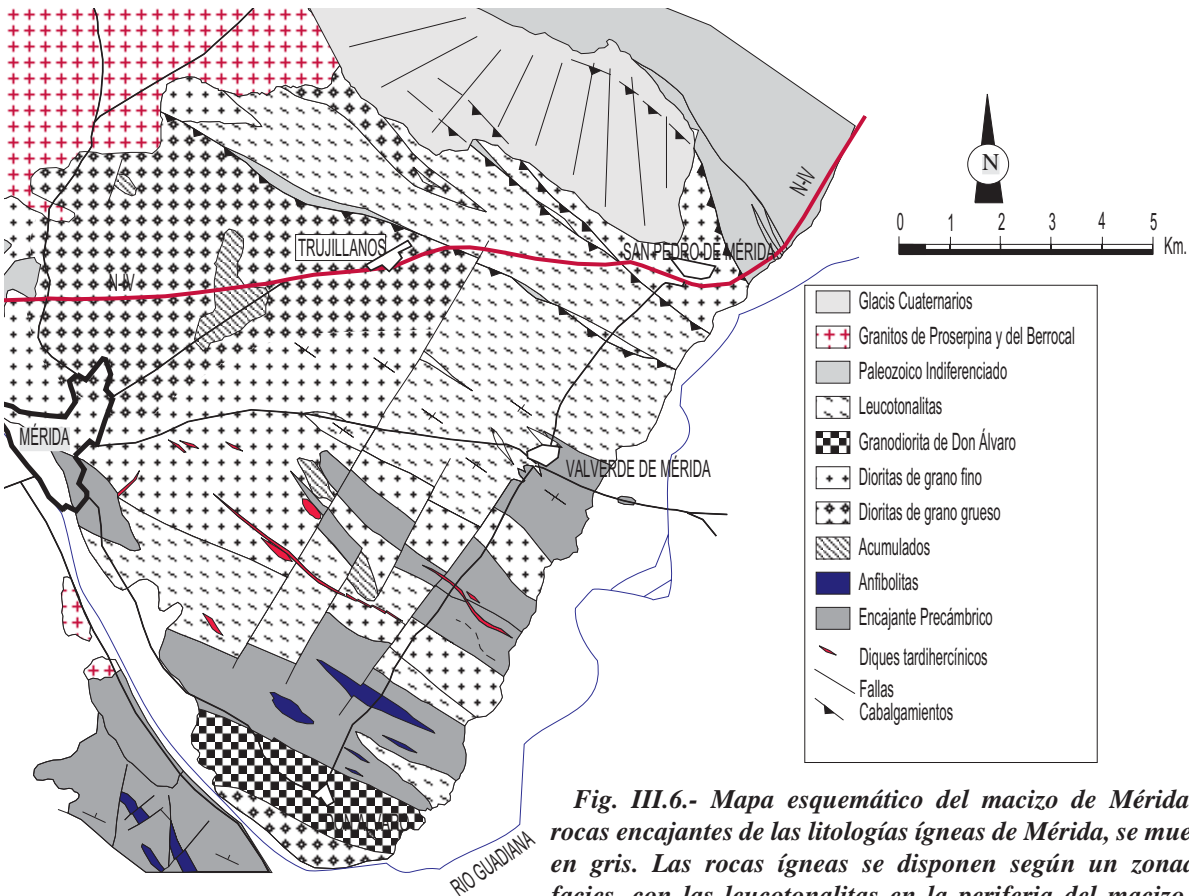
La región de Mérida fue estudiada con detalle por Gonzalo (1987), quien diferencia tres facies plutónicas principales: ortogneises, rocas básicas e intermedias y rocas ácidas, que relaciona con la orogenia hercínica. Estas rocas están intruidas en materiales vulcanosedimentarios (Serie anfibolítica de Gonzalo, 1987; serie volcanoclástica de Don Álvaro, en este trabajo) que serían correlacionables con otras rocas de composición similar pertenecientes a la ZOM. En cuanto a la tectónica establece que esta área ha sido deformada durante la orogénesis varisca dentro de una banda de cizalla izquierda de forma semejante a lo acaecido en el CBBC. Finalmente relaciona las rocas máficas con rocas parecidas que afloran en el sector central de la Antiforma de Monesterio (Burguillos del Cerro, Barcarrota, etc.) y con los plutones del Domo Extremeño (Miajadas, Trujillo etc.), con los que define una alineación básica de dirección nortada y perpendicular a las directrices hercínicas.

En este apartado se presenta una revisión cartográfica de este área y de los sectores situados inmediatamente al

sudeste (Alange, Guareña y Oliva de Mérida), que ha permitido constatar la correlación de parte de estas rocas (rocas básicas y Serie Anfibolítica) con el conjunto de rocas ígneas que constituyen el zócalo preordovícico del DOVPR (Apalategui et al., 1983a) y, asimismo, se ha pretendido caracterizar sus relaciones petrográficas y de campo (Fig. III.7).

Finalmente el macizo de Mérida se encuentra atravesado por distintos cuerpos graníticos hercínicos probablemente relacionados con el batolito de los Pedroches (rocas ácidas de Gonzalo, 1987), que no se abordan en este trabajo. Estas rocas tardihercínicas son similares a las que afloran el plutón de Campanario-La Haba y Quintana de la Serena (Alonso-Olazábal et al., 1995, 1996; Almarza, 1996; Alonso-Olazábal, 2001), correspondiendo con el plutón de Proserpina, Sierra Bermeja y otros cuerpos menores (Fig. III.6).

Dentro del zócalo se pueden diferenciar en este área dos conjuntos principales, las rocas plutónicas y el encajante vulcanosedimentario todo ello variablemente deformado y metamorfozido, al menos en parte, durante el ciclo cadomiense. Las rocas plutónicas corresponden principalmente a dioritoides y en menor proporción a granitoides tonalíticos leucocráticos. Los primeros afloran entre Mérida y San Pedro de Mérida, y las tonalitas en los alrededores de Valverde de Mérida.



**Fig. III.6.- Mapa esquemático del macizo de Mérida. Las rocas encajantes de las litologías ígneas de Mérida, se muestran en gris. Las rocas ígneas se disponen según un zonado de facies, con las leucotonalitas en la periferia del macizo y las facies menos diferenciadas en posiciones centrales.**



### III.B. Facies.

Dentro del macizo de Mérida se han diferenciado dos facies plutónicas cadomienses principales, junto con un importante cortejo de diques asociados de la misma edad:

- Unidad diorítica.
- Unidad ácida (leucotonalítica).

De igual manera se ha cartografiado e individualizado el encajante volcánico y volcanoclástico de edad Proterozoico, cuya descripción pormenorizada ha sido abordada en el capítulo anterior. Este encajante está afectado por una aureola de metamorfismo de contacto desarrollada variablemente y producto de la intrusión de las facies plutónicas del macizo de Mérida y cuerpos relacionados.

La facies diorítica está formada por gabros (gabros de Alange y de Don Álvaro), diferenciados en cartografía, granodioritas de grano medio (individualizadas como Granodiorita de Don Álvaro), dioritas de grano grueso con texturas acumulativas y dioritas de grano medio-fino. El conjunto de dioritas se ha cartografiado en dos grandes grupos: dioritas de grano grueso y dioritas de grano fino. Estas rocas son composicionalmente muy variables, con relaciones geométricas y petrogenéticas complejas. Las dioritas de grano grueso afloran en los sectores noroccidentales del macizo de Mérida, y en su interior aparecen los principales afloramientos de rocas acumulativas. Dentro de esta facies aparecen dispersas masas de escala métrica a decamétrica de rocas acumuladas (hornblenditas). El litotipo cartografiado como dioritas de grano fino es, sin duda, el más complejo en cuanto a facies y texturas. Muestran una gran variabilidad composicional (dioritas, granodioritas y dioritas leucocráticas). Las texturas intergranulares hipidiomórficas a alotriomórficas, son las más frecuentes, aunque se han reconocido texturas acumulativas, gabroicas, porfídicas,...

### III.C. Unidad Diorítica.

#### III.C.1 Gabros de Alange.

Afloran al sur de Don Álvaro y se continúan en la margen izquierda del río Guadiana en el sector de Alange, aunque se han denominado gabros de Alange o de Don Álvaro (Apalategui et al., 1988c). Son rocas de grano medio, muy máficas, con una importante alteración desarrollada en condiciones de grado bajo (Act-Chl-Qtz-Ab-Czo). Al sur de Don Álvaro son rocas de grano medio, muy homogéneas que evolucionan hacia el SE (sector de Alange) a rocas de naturaleza acumulativa, con horn-

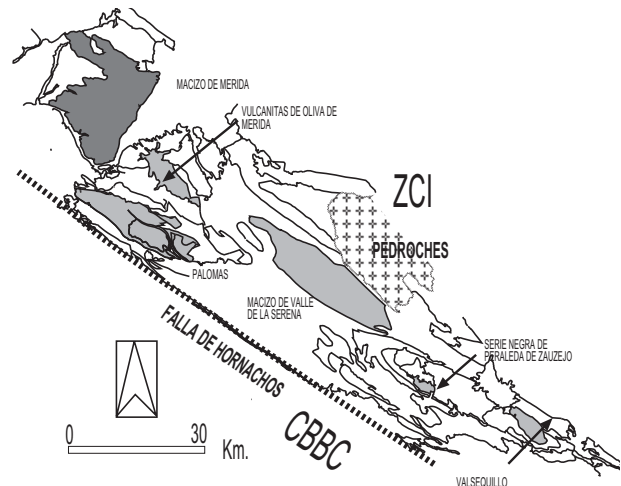


Fig. III.7.- Esquema del DOVPR con la situación relativa del macizo de Mérida.

blenditas de grano medio a fino y plagioclasitas, junto con abundantes diferenciados básicos. No aparecen cortadas por diques de ningún tipo ni presentan enclaves de otras facies plutónicas.

La textura es holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica a idiomórfica, equi- a inequigranular, de grano medio a fino (1-4 mm), de tipo intergranular (gabroica), definida por plagioclasa, piroxeno augítico y anfíbol verde, en ocasiones ausente. Como accesorios aparecen esfena, opacos, apatito, ilmenita y biotita. La plagioclasa es euhedral, define un entramado no orientado, está sin zonar y no muestra inclusiones de ningún tipo. El anfíbol verde aparece a menudo formando clots de varios individuos, presenta inclusiones de ilmenita y apatito, es anhedral a subeuhedral. Se han reconocido cristales de anfíbol con restos de piroxeno augítico en su interior y coronas de biotita y actinolita rodeando los anfíboles. El piroxeno, es subeuhedral a anhedral, ocupa posiciones intersticiales con respecto a la plagioclasa, dando lugar a rocas de textura gabroica constituidas únicamente por Pl y Px. A menudo asociado al piroxeno aparece anfíbol hornbléndico, siempre con bordes reaccionales.

#### III.C.2 Dioritas-granodioritas de Don Álvaro.

Estas rocas afloran en los alrededores de Don Álvaro y están en contacto con la serie volcanoclástica de Don Álvaro al norte y con los gabros de Don Álvaro al sur. Es un litotipo poco deformado, de tonos claros y abundantes enclaves subredondeados de dioritas de grano fino que aparece cortado por escasos diques de dioritas de grano fino, y de hornblenditas de grano medio (antigua estación del ferrocarril de Don Álvaro). Son rocas homogéneas con contenidos variables en anfíbol y plagioclasa que modalmente se clasifican como granodioritas con anfíbol y como dioritas. Estas rocas desarrollan una

### C.III.- Macizo de Mérida

importante alteración metamórfica (Bt-Chl-Ep-Czo-Opac) similar al resto de litotipos del macizo, en donde es muy frecuente la presencia de grandes cristales de clinozoisita.

Es una roca holocristalina, fanerítica, de grano medio a grueso (2-5 mm), hipidiomórfica, inequigranular, de textura intergranular, constituida por plagioclasa intermedia-ácida y cantidades menores de cuarzo, feldespato potásico y anfíbol. La plagioclasa está muy zonada y retrogradada a Ser+Czo, con recrecimientos en forma de coronas de albita metamórfica. Dibuja un entramado de cristales en cuyos huecos aparece cuarzo anhedral, variablemente deformado, con pequeñas inclusiones de anfíbol euhedral. El feldespato potásico (ortosa), es anhedral, inequigranular, intersticial, con maclas de Carlsbad, y pertitas de albita. Localmente desarrollan texturas mirquequíticas con el cuarzo. El anfíbol es escaso en los términos más ácidos (granodioritas), de tipo hornbléndico, anhedral y ocupa posiciones intersticiales.

#### III.C.3 Dioritas de grano grueso.

Estas rocas coinciden a grandes rasgos con las rocas básicas e intermedias de Gonzalo (1987). En el presente trabajo se han diferenciado por su tamaño de grano y por la presencia frecuente de niveles acumulados de hornblenditas de grano fino a medio en niveles de escala métrica a decamétrica. Esta facies aparece al norte y nordeste de Mérida y en su seno pueden encontrarse masas kilométricas de hornblenditas acumuladas de grano grueso a muy grueso con granate, que han sido diferenciadas en cartografía. Estas rocas aparecen cortadas por un complejo filoniano bien desarrollado predominantemente ácido. Presenta escasos enclaves, que siempre son de naturaleza básica. Hacia Trujillanos estas rocas están separadas de dioritas de grano fino por un accidente mayor. Estas rocas están afectadas variablemente por la deformación hercínica, dando lugar a rocas cataclásticas y gneises dioríticos. Están fuertemente retrogradadas a una asociación metamórfica de bajo grado, que llega a borrar la textura original de la roca, constituida por Qtz-Ab-Czo-Sph-Bt-Ser-Opac-Tr-Act-Chl-Kfs, destacando la gran abundancia en algunas muestras, muy retrogradadas, de clorita azul, clinozoisita y albita.

Petrográficamente son rocas de mineralogía sencilla y muy constante formadas por anfíbol verde (hornblenda) y plagioclasa (andesina) con texturas holocristalinas, faneríticas, hipidiomórficas a alotriomorfas, equi- o inequigranulares, de grano medio a grueso (2-5 mm) y sin orientar u orientadas magmáticamente. Se han reconocido, asimismo, gabros de textura subidiomorfa y rocas ricas en anfíbol con texturas acumulativas.

La facies más frecuente es una diorita de grano medio a grueso constituida por plagioclasa intermedia, anfíbol verde (hornblenda) y piroxeno augítico, circón, apatito, ilmenita, esfena y biotita como accesorios. La plagiocla-

sa aparece sin zonar, no contiene inclusiones, es subeuhedral a euhedral, definiendo un entramado de cristales en donde aparecen las fases máficas. El anfíbol es conspicuo en estas rocas, subeuhedral a anhedral, con tamaños de grano variables y ocupando siempre posiciones intersticiales con respecto a la plagioclasa. De forma frecuente, aparece formando clots de varios individuos (6-8), con abundantes inclusiones de circón, apatito e ilmenita. Igualmente se reconocen restos de piroxeno augítico en el interior del anfíbol muy reabsorbidos y retrogradados a anfíbol marrón.

En las dioritas de grano grueso se reconocen con frecuencia rocas gabroicas, que no han sido diferenciadas en cartografía. Estas rocas están constituidas por plagioclasa y piroxeno con anfíbol subordinado. Son rocas holocristalinas, hipidiomórficas, sin orientar, de grano medio (1-3 mm), con texturas intergranulares. La plagioclasa es similar al litotipo anterior y euhedral. La augita es subhedral, aparece parcialmente retrogradada a anfíbol y biotita. Estas rocas presentan grandes cristales redondeados de 1-2 mm de ilmenita, muy fracturados y alterados a cloritas grises, en cuyo interior aparecen pequeños cristales euhedrales de piroxeno inalterado.

#### III.C.4 Dioritas de grano fino.

Estas rocas son, en parte, equivalentes a las rocas básicas e intermedias (cuarzodioritas) descritas por Gonzalo (1987). Son rocas de grano fino a medio, melanócratas, con una importante variabilidad textural. Afloran en los sectores centrales del macizo, asociadas a las dioritas de grano grueso, con las que muestran contactos transicionales. Intruyen en materiales de la Serie Negra y de la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro, generando metamorfismo de contacto, en general poco visible. A su vez, son intruidas por las facies leucotonalíticas, con desestabilización de las dioritas, a nivel local. En los sectores más próximos al cabalgamiento de San Pedro de Mérida, están intensamente milonitizadas, dando lugar a gneises anfíbólicos y gneises miloníticos. Lateralmente pasan a las dioritas de Guareña. Se diferencian de las facies de grano más grueso por la ausencia de texturas y de rocas acumulativas en su seno, así como por el tamaño de grano más fino y su mayor contenido en plagioclasa (son facies más leucocráticas). Aparecen cortadas por un importante cortejo filoniano, fundamentalmente por diques de dioritas y de rocas ácidas. Presentan enclaves esporádicos, de escala variable, de gabros y dioritas de grano grueso, así como de hornblenditas de grano medio a fino de forma muy accidental.

Petrográficamente son rocas con una importante variabilidad textural y composicional. Modalmente varían entre dioritas, cuarzodioritas y granodioritas. Las proporciones relativas entre anfíbol verde y plagioclasa (los constituyentes esenciales) son muy variables, dando lugar a facies leucocráticas (dioritas leucocráticas), que

### III.C.5. Dioritas porfídicas de Guareña.

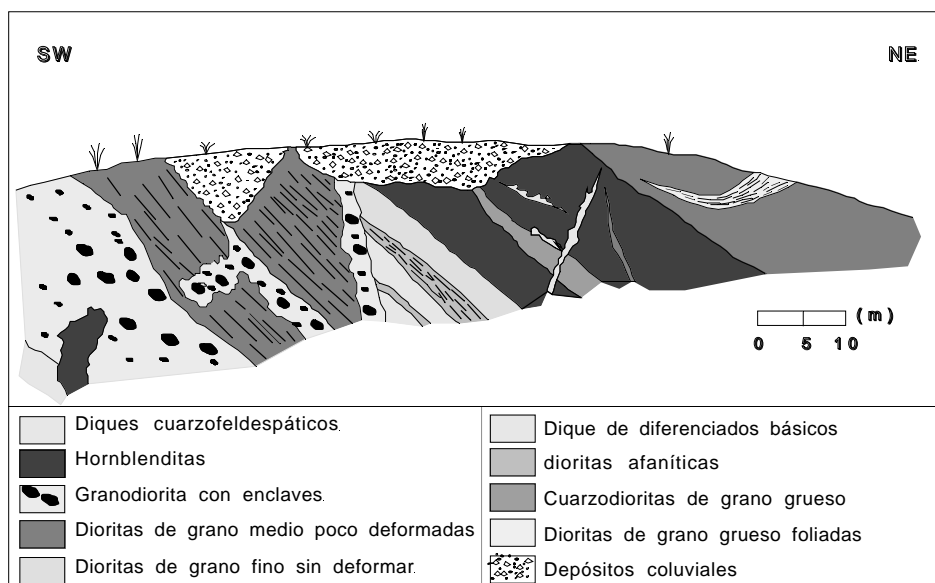
gradualmente llegan hasta términos leucotonalíticos. Las texturas más frecuentes son intergranulares, hipidiomórficas y porfídicas.

El litotipo más común es una roca de grano fino (1-2 mm), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, sin orientar, constituida por plagioclasa, hornblenda y cantidades menores de feldespato potásico y cuarzo; como accesorios aparecen esfena, ilmenita, opacos, circón y apatito. La textura más frecuente es intergranular, con un entramado poco definido de cristales de plagioclasa y el anfíbol y el resto de mineralogías ocupan posiciones intersticiales. La plagioclasa es subeuhedral a anhedral, poco zonada o sin zonar, muy retrogradada y con algunas inclusiones de anfíbol anhedral. La hornblenda es anhedral, de color verde a marrón pálido, inequigranular y seriada. Los individuos de menor talla forman clots de tamaño variables (0.2-3 mm), normalmente sin una orientación definida. El feldespato potásico es anhedral, con pertitas de albita, sin inclusiones. El cuarzo es intersticial, asociado al anfíbol y al feldespato. En algunas muestras parece que el cuarzo forma parte de la paragénesis ígnea primaria de la roca con contacto netos con otras fases, inclusiones de Am, Ap y Pl y mirmequitas con el feldespato. En otras muestras está asociado a las paragénesis de alteración metamórfica (Czo-Ab-Chl) y sobreimpuesto parcialmente a las texturas ígneas.

Otros litotipos son dioritas leucocráticas, con muy poco anfíbol (15-20%), cuarzodioritas y granodioritas con anfíbol (con contenidos más importantes en feldespato). En general estas facies presentan texturas similares, de tipo diorítico, a las descritas para el litotipo común.

Con esta denominación se hace referencia a las rocas de naturaleza diorítica-granodiorítica que afloran entre Guareña y Villagonzalo, en la margen izquierda del Guadiana. Esta facies aparece expuesta con claridad en los taludes del Canal del Zújar, en donde se observa, asimismo, el contacto con las rocas de caja (Vulcanitas de Oliva de Mérida). En estos cortes pueden observarse procesos de mezcla de magmas (mingling) y relaciones geométricas entre dioritas de grano fino, dioritas de grano grueso y granodioritas con anfíbol (Bandrés y Eguíluz, 1999e). Estas facies son comparables con las dioritas de grano fino que afloran extensamente en el macizo de Mérida, si bien han sido diferenciadas en cartografía como una facies diorítica, debido a su carácter porfídico y a la abundancia de procesos de mezcla de magmas que presentan. El contacto con las rocas volcánicas cado-mienses es intrusivo y da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto de 100-150 metros. Las dioritas muestran una facies de borde, en contacto con el encajante, constituida por dioritas de grano fino a muy fino, localmente afaníticas. En las proximidades del contacto aparecen englobadas en las dioritas bloques de escala métrica de metariolitas metamorizadas. Las relaciones de mezcla de magmas tienen lugar entre rocas de composición diorítica (dioritas de grano fino) y rocas de composición granodiorítica (grano medio). En los taludes del canal (Fig. III.8) se reconocen dioritas afaníticas, dioritas de grano fino a grueso, hornblenditas, diques cuarzofeldespáticos, granodioritas con enclaves de dioritas de grano fino, cuarzodioritas de grano medio y diferenciados pegmatoídicos de naturaleza básica.

Las hornblenditas son rocas de grano medio (0.5-1 cm) con una foliación primaria definida por la orientación de



*Fig. III.8.- Corte esquemático del canal del Zújar entre Guareña y Villagonzalo (Km 2.5 de la carretera de servicio del canal). En este sector la deformación varisca es muy poco importante y permite reconocer las relaciones de campo entre las diferentes facies. Explicación en el texto.*



### C.III.- Macizo de Mérida

los cristales de anfíbol (hornblenda). Estas rocas son similares a las hornblenditas de grano medio a fino que se describen en los acumulados del arroyo Albarregas. En este afloramiento son rocas con texturas de ortocumulados, con una fase intercúmulus constituida por hornblenda similar a la que aparece como fase cúmulus. La fase intercúmulus son cristales de 0.1-0.2 mm, euhedrales y orientados según la fábrica magmática de la roca. Estas hornblenditas están dentro de dioritas de grano medio a grueso, con contactos magmáticos netos. Las dioritas, con un amplio espectro textural, aparecen con una foliación de tipo magmático, bien desarrollada o bien sin orientar. Muestran contactos transicionales con las dioritas de grano fino y de grano grueso, y entre las facies foliadas y sin foliar. La foliación magmática está definida por la orientación preferente de los cristales de mayor talla de hornblenda y, en menor medida, por la plagioclasa. Las granodioritas son rocas heterogéneas, con cambios texturales a escala de afloramiento que varían entre granodioritas y cuarzodioritas. Muestran enclaves de dioritas de grano fino de escala decimétrica, subredondeados, orientados con la fábrica magmática que exhiben el resto de las litologías. Las granodioritas presentan contactos irregulares, indentados o lobulados con las dioritas, o en diques de 2-5 metros de potencia. En detalle se observa que la granodiorita reacciona con las dioritas, dando lugar a un borde caracterizado por la absorción del anfíbol y por la presencia de grandes cristales de plagioclasa dentro de las dioritas.

A continuación se realiza la descripción microscópica de las dos facies principales reconocidas en las dioritas de Guareña: dioritas porfídicas de grano medio a fino y granodioritas de grano medio con enclaves de dioritas.

Las dioritas porfídicas constituyen el litotipo más característico de este sector. Son rocas de grano medio a fino, textura intergranular, holocristalina, alotriomórfica, inequigranular con tamaños de grano de 0.5-1.5 mm. Están constituidas por plagioclasa intermedia-ácida y anfíbol verde (hornblenda) y como accesorios aparecen cuarzo, feldespato potásico, biotita, circón, apatito, esfena e ilmenita. La plagioclasa aparece sin zonar, está muy alterada a Ep+Ser, es subeuهدral, con escasas inclusiones de anfíbol verde anhedral, no orientado. Algunas de las muestras son muy abundantes en plagioclasa, las cuales se clasifican como dioritas leucocráticas. El anfíbol es subidiomorfo a alotriomorfo, con tamaños de grano variables (0.1-1.5 mm) que, a menudo, se agrupan formando clots orientados de 2-3 mm.

Las granodioritas son rocas de grano medio con textura holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular e intergranular, con tamaños de grano de 2-4 mm. Están constituidas por plagioclasa intermedia-ácida, anfíbol verde y cantidades menores de feldespato potásico y cuarzo. Los cristales de anfíbol a menudo se agrupan en clots, rodeados de cristales de plagioclasa de tamaño fino. El feldespato potásico, muy abundante en algunas muestras, muestra hábitos xenomorfos, con texturas microlíticas

y/o pertíticas (en cordones). La plagioclasa es de pequeño tamaño, subeuهدral a anhedral, con maclas de la periclina, albita y Carlsbad. El cuarzo es anhedral, de pequeño tamaño y sin inclusiones y, su origen, aunque no está claro, podría ser secundario. Estas rocas presentan gran cantidad de enclaves de dioritas de grano fino y algunos de dioritas de grano grueso. Frecuentemente estos enclaves están desestabilizados y muestran fenocristales de plagioclasa intermedia-ácida y desestabilización del anfíbol primario que aparece rodeado de coronas de anfíboles secundarios actinolíticos y cloritas azules.

#### III.C.6 Hornblenditas y rocas acumulativas.

Estas rocas han sido diferenciadas en cartografía (Fig. III.11) y aparecen como complejos acumulativos con bandeados (layering) o como masas sin estructurar constituidas por anfíbol de grano grueso a muy grueso, junto a dioritas con una gran diversidad textural, gabros y plagioclasitas (Fig. III.9). Los principales afloramientos de estas rocas dibujan en cartografía una alineación de dirección N160-170°E, aunque se han reconocido masas de escala hectométrica a decamétrica dispersas en la facies de dioritas de grano grueso. Dentro de las dioritas de Guareña, en el corte del canal del Zújar, se observan masas de hornblenditas de grano medio inyectadas en facies más evolucionadas (dioritas de grano medio-fino y granodioritas). La mayor parte de las observaciones petrológicas y de campo se han realizado sobre los afloramientos del arroyo Albarregas (a 2 Km al este de Mérida, junto a la entrada este de esta localidad, en la antigua N-V), dado que es el sector que presenta mejores condiciones de afloramiento y la mayor diversidad litológica.

La mayor parte del macizo de Mérida corresponde a una secuencia bandeada que incluye distintos tipos de rocas básicas y ultramáficas que representan los diferentes términos de una secuencia de rocas acumulativas. Los potentes niveles de hornblenditas de grano grueso a muy grueso representan los términos más bajos de la secuencia y dan paso a rocas con bandeados composicionales de potencias centimétricas, en los que se intercalan niveles ricos en granate. Estas rocas bandeadas se hacen progresivamente más groseras hacia arriba donde se reconocen niveles de potencias decimétricas y finalmente métricas con una diversidad petrológica mucho menor, principalmente de naturaleza diorítica. A techo estos niveles se hacen más abundantes hasta convertirse en una secuencia de dioritas masivas de grano grueso con gabros asociados que, finalmente, evolucionan hacia la facies de dioritas de grano grueso diferenciada en cartografía.

### III.C.6.1 Hornblenditas de grano grueso-muy grueso.

Este litotipo es el más abundante en el arroyo Albarregas y se dispone en masas sin estructurar o muy poco estructuradas de escala hectométrica. Frecuentemente aparecen en lentes de escala métrica, rodeadas por otras litologías acumulativas. También se encuentran en niveles discretos dentro de las facies bandeadas. Esporádicamente aparecen masas de esta litología como enclaves de 0.2 a 5 metros dentro de las dioritas de grano grueso. De visu son rocas prácticamente monominerálicas, constituidas por anfíbol verde oscuro, con pocas variaciones texturales. Se reconocen facies masivas, hornblenditas con pequeñas cantidades de plagioclasa en posiciones intersticiales y litotipos con cristales escasos de plagioclasa centimétrica y naturaleza poiquilítica.

Microscópicamente son rocas monominerálicas, constituidas por anfíbol verde pálido, con composición de hornblenda pargasítica (Gonzalo, 1987), con tamaño de grano de 0.5 a 2 cm y con anfíboles de la misma naturaleza y menor tamaño en posiciones intersticiales, junto a esporádicos granos de plagioclasa. Como accesorios aparecen cristales de circón euhedral, apatito, opacos (ilmenita) y abundantes cristales de rutilo. El rutilo aparece como cristales desorientados de más de 0.1 mm incluido en los anfíboles y, en ocasiones, en el núcleo de cristales de ilmenita. Texturalmente son rocas holocristalinas, faneríticas, de grano grueso a muy grueso, en las que el anfíbol puede mostrar una grosera orientación o una disposición entrecruzada. Los contactos entre individuos tienden a ser netos y puntualmente se reconocen puntos triples a 120°, que indican procesos de cristalización a altas temperaturas en rocas acumulativas (Hunter, 1987; Shelley, 1992). Algunos anfíboles muestran fracturas abiertas irregulares perpendiculares a la elongación, rellenas de cristales euhedrales de pequeño tamaño (0.01-0.2 mm) de anfíbol de la misma composición. Estas fracturas se han interpretado como asociadas al proceso acumulativo, por presión de la masa acumulada en estado semisólido. Entre los grandes anfíboles centimétricos, en posiciones intergranulares, aparecen cristales de menor talla, euhedrales, similares a los que rellenan las fracturas de presión. Ocasionalmente aparecen pequeños agregados de plagioclasa intermedia, con maclas polisintéticas, sin zonar y euhedrales en posiciones intersticiales.

Estas rocas aparecen muy poco deformadas, con algunas fracturas rellenas de cuarzo y minerales de bajo grado metamórfico, con maclas plegadas y extinción ondulante en el anfíbol. Aparecen retrogradadas parcialmente a una asociación de bajo grado (Act-Chl-Qtz-Ab-Ep).

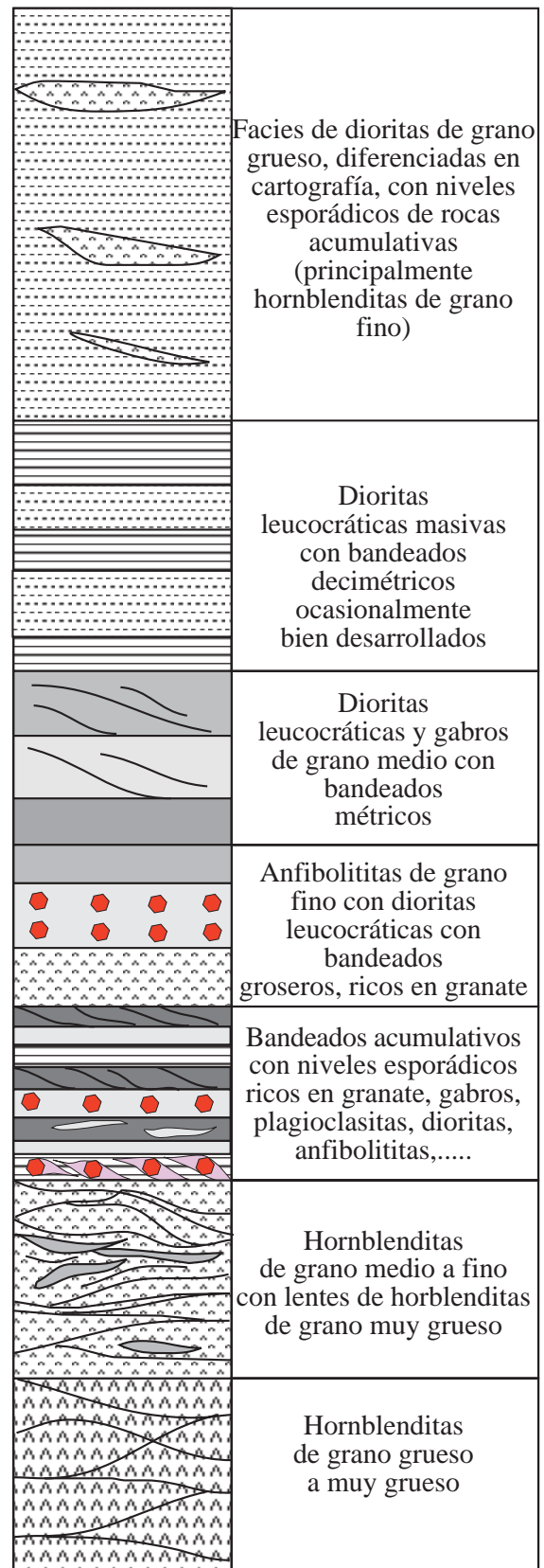


Fig. III.9.- Columna esquemática de las rocas del complejo acumulativo del arroyo Albarregas. La característica más reseñable de este complejo es la existencia de niveles con granate magmático y texturas ígneas junto a cizallas izquierdas de origen magmático.

### III.C.6.2 Hornblenditas de grano medio-fino.

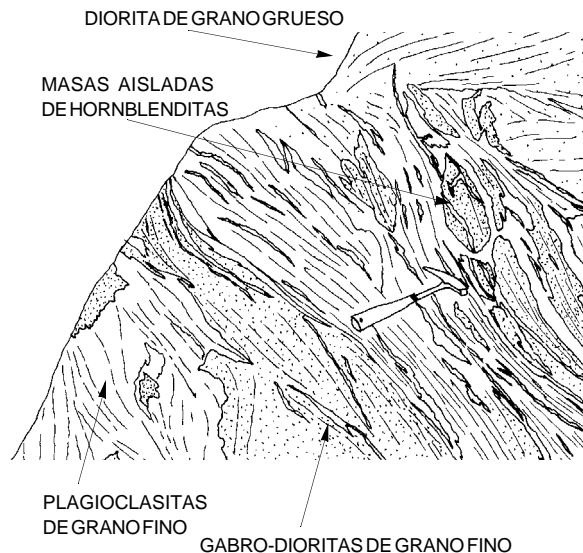
Este litotipo es similar al descrito anteriormente, del que se diferencia por el tamaño de grano medio a fino (0.2 a 0.5 cm) del anfíbol. Aparecen en bolsadas, cortando a las hornblenditas de grano grueso a muy grueso (Fig. III.10 y Foto III.6), o bien en niveles centimétricos a decimétricos dentro de los bandeados composicionales (layering), aunque también aparecen a menudo dentro de las dioritas de grano grueso.

Son rocas holocristalinas, faneríticas, constituidas por anfíbol verde subeuhedral y cantidades menores de plagioclasa intermedia. Como accesorios aparecen circón, apatito, ilmenita y opacos. La textura de estas rocas es acumulativa de tipo ortoacumulado y adcumulado y, en menor medida, se han reconocido texturas heteroadcumuladas. El anfíbol, con maclas escasas simples, sin inclusiones y abundantes puntos triples, aparece orientado generalmente, es subeuhedral a euhedral y, de forma esporádica, aparecen cristales de mayor tamaño dispuestos de forma oblicua con la orientación de la roca, junto a cristales de plagioclasa y apatito, en posiciones intersticiales. Los minerales intercúmulus son euhedrales, sin inclusiones y no aparecen orientados. Las plagioclasas son subeuhedrales, aparecen macladas según las leyes de la periclina y de Carlsbad y no muestran zonados. En menor medida se han reconocido texturas ortocumuladas, asociadas espacialmente a las ya descritas, que se caracterizan por presentar grandes cristales de anfíbol recrecido y cristales de anfíbol blindados por otros individuos en continuidad óptica.

### III.C.6.3 Pegmatoides básicos.

Junto al complejo acumulativo aparecen diques o masas de morfología irregular y escala métrica de pegmatoides básicos de grano grueso a muy grueso. Están constituidos por cristales de anfíbol verde de 2-10 cm y plagioclasa, junto a cantidades menores de esfena, biotita y feldespato potásico. Rocas similares a estas se han reconocido en los afloramientos de rocas básicas de Oliva de Mérida, Alange y Guareña.

Al microscopio estas rocas desarrollan texturas fuertemente inequi granulares y alotriomórficas con tamaños de grano muy grueso. Son rocas holocristalinas, faneríticas, sin orientar y débilmente deformadas. Están constituidas por anfíbol hornbléndico, plagioclasa intermedia, esfena, opacos y cantidades menores de apatito y biotita. El anfíbol es subeuhedral y aparece como cristales prismáticos de varios centímetros de longitud. La plagioclasa es de composición intermedia-ácida, anhedral y no aparece zonada. Los accesorios muestran un gran tamaño de grano (0.1-1 cm), con grandes cristales subeuhedrales de esfena dispersos en la roca, y prismas euhedrales de apatito. La biotita es escasa y subeuhedral y apa-



*Fig. III.10.- Esquema de las complejas relaciones petrogenéticas entre las diferentes litologías que aparecen en las rocas acumulativas del arroyo Albarregas. La mayoría de las rocas foliadas están indeformadas y sus texturas son de origen magmático (procesos de acumulación o de transporte semisólido).*

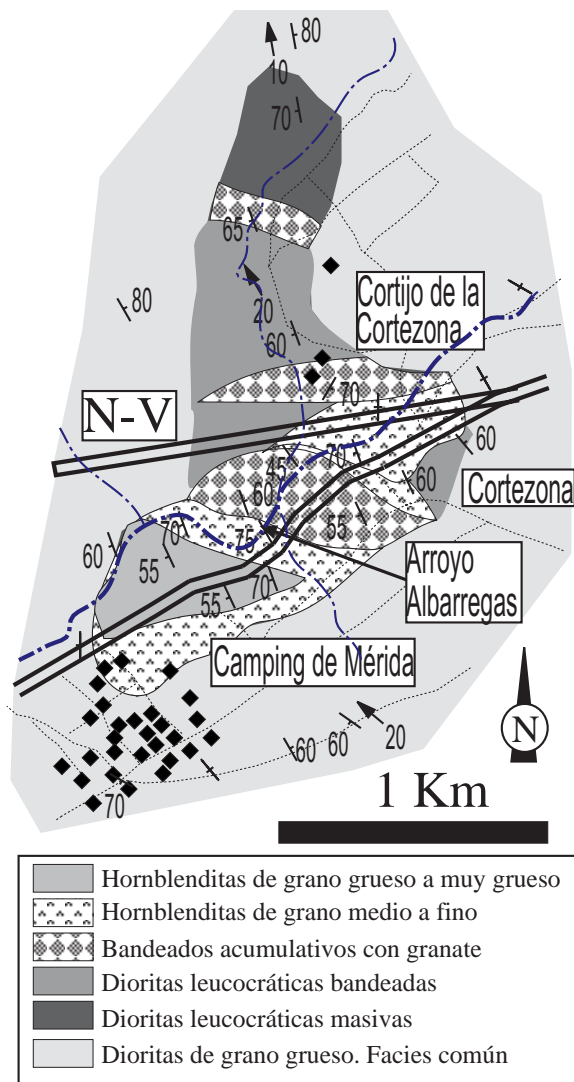
rece en posiciones intersticiales. Estas rocas están afectadas por una débil cataclasis que produce una alteración a Czo-Qtz-Chl-Cal-Ms.

### III.C.6.4 Dioritas con granate.

Las dioritas con granate constituyen la litología más espectacular del complejo acumulativo. Son rocas leucocráticas que presentan grandes cristales centimétricos de granate. Estas rocas aparecen como niveles de espesor decimétrico a métrico intercalados con las facies bandeadas. Suelen presentar un bandeo de origen magmático cuando aparecen de forma masiva, el cual está definido por variaciones en el tamaño de grano del anfíbol y la plagioclasa y por las proporciones relativas de estos dos constituyentes. A escala de afloramiento estas rocas dibujan estructuras de geometría sigmoidal compatibles con una cinemática izquierda con una foliación bien desarrollada de origen magmático, definida por la orientación de los anfíboles. En ocasiones se reconocen lineaciones minerales definidas bien por la orientación del anfíbol, bien por los cristales de plagioclasa, las cuales son congruentes con la tectónica global del macizo de Mérida.

A nivel microscópico son rocas holocristalinas, muy poco deformadas, de grano medio (2-3 mm). Están constituidas por anfíbol verde, plagioclasa intermedia, granate y restos de piroxeno reabsorbido. Como accesorios aparecen circón, apatito, ilmenita, opacos y rutilo. La textura de estas rocas es de tipo adcumulada a heteroadcumulada. La plagioclasa es el constituyente más abundante de estas rocas. Aparece fuertemente saussuritizada





**Fig. III.11.- Mapa geológico esquemático de los afloramientos de rocas acumulativas del arroyo Albarregas, dentro del sector central del macizo de Mérida.**

y, a menudo, se muestra como una masa amorfa de sericita y epidota. Son cristales euhedrales, sin inclusiones, sin orientar o poco orientados, no muestran ningún tipo de zonado y presentan maclas escasas de la periclina y de Carlsbad. La plagioclasa define un entramado de tipo dolerítico a intergranular en cuyo interior aparece el anfíbol. Este último mineral varía modalmente de unas muestras a otras. Es anhedral a subhedral y ocupa preferentemente posiciones intergranulares. Son cristales con inclusiones de circón, rutilo e ilmenita. Aparecen fuertemente retrogradados a epidota, clinozoisita, anfíboles secundarios (actinolita azulada) y clorita. Cuando aparecen fracturados y rotos van asociados a grandes cristales de esfena subeuhedral y apatito. Composicionalmente este anfíbol es similar al que aparece en el resto de las facies del complejo acumulativo. Esporádicamente se reconocen cristales anhedrales, subredondeados de piroxeno augítico. De igual forma aparecen restos de augita

dentro de cristales de mayor tamaño de anfíbol. Este piroxeno está muy retrogradado y desarrolla bordes reaccionales con la hornblenda.

El granate aparece como individuos subredondeados a idiomorfos, y en ocasiones como cristales de hábito cuadrado, con tamaños de grano, en muestra de mano, de 2-3 cm. En afloramiento estos minerales tienden a disponerse en niveles muy concretos, normalmente en los niveles más leucocráticos. Aparecen definiendo los bandeados composicionales y cortan los niveles de naturaleza acumulativa de forma clara. En los sectores más afectados por la deformación varisca, los sistemas de fracturas y cizallas cortan y afectan a los cristales de granate. Al microscopio muestra tamaños variables, entre 3 cm y 0.2 mm. Son cristales muy fracturados, de tonos rosáceos claros y poco alterados. No obstante los individuos de menor talla (0.1-0.3 mm) están muy retrogradados a una masa clorítica criptocrystalina. En general no presentan inclusiones abundantes, si bien dentro de los individuos de mayor tamaño aparecen cristales de plagioclasa (de 0.1-0.2 mm y euhedrales) apatito, pirita, ilmenita y magnetita. Los contactos con la plagioclasa son netos, sin bordes reaccionales de ningún tipo, aunque, a menudo, cristales de pequeña talla se disponen alrededor del granate, llegando a blindarlo. El anfíbol también desarrolla bordes netos, no reaccionales con el granate. Se han llegado a reconocer en equilibrio paragénesis de Grt-Pl-Am. Composicionalmente es un tipo almandínico, sin zonados apreciables. Las características químicas de estos minerales serán tratadas con detenimiento en el capítulo VI (metamorfismo y geotermobarometría de las rocas ígneas). Las características petrográficas y de campo indican que el granate es de origen magmático, asociado al proceso de acumulación, si bien el conjunto de la mineralogía de estas rocas define una paragénesis metamórfica en facies de las granulitas, que permite establecer las condiciones físicas bajo las cuales tuvo lugar el emplazamiento de los magmas básicos. Gonzalo (1987) interpreta que estos granates son porfidoblastos de origen profundo englobados por los magmas dioríticos durante su ascenso.

### III.C.6.5 Dioritas foliadas con granate.

Este litotipo es relativamente escaso y está relacionado con las dioritas con granate sin foliar. Aparecen dentro de las estructuras de geometría sigmoidal, en los niveles centimétricos que las definen, junto a otras facies de naturaleza acumulativa, rodeando núcleos de hornblenditas. En muestra de mano son rocas leucocráticas, con abundante plagioclasa y anfíbol subordinado, junto a granates de tonos rojizos de 2-4 mm de diámetro y hábito subredondeado. La foliación de estas rocas está definida por la alternancia de bandas de anfíbol y de plagioclasa. Los granates presentes en esta facies aparecen de forma frecuente rodeados por coronas de plagioclasa y/o

### C.III.- Macizo de Mérida

anfíbol, muy visibles en muestra de mano. Petrográficamente estas rocas muestran texturas claramente deformacionales. Son rocas holocristalinas, faneríticas, inequigranulares de grano medio (1-3 mm) constituidas por plagioclasa intermedia, albita, anfíbol hornbléndico y granate. Como accesorios aparecen esfena, opacos e ilmenita.

La matriz es de naturaleza metamórfica, con texturas granoblásticas recrystalizadas y orientada de grano fino (0.1-0.2 mm), constituida por cristales limpios de albita y cuarzo, con cantidades menores de clinozoisita, esfena y epidota, que se disponen en ángulos de 120° entre sí. Dispersos en la matriz aparecen cristales de granate y porfidoclastos de plagioclasa intermedia. La plagioclasa aparece como cristales subredondeados de 1-3 mm, sin zonar y sin inclusiones, muy corroídos por la matriz. El granate, de 0.1 a 0.4 mm, es de color rosáceo, anhedral y está fuertemente corroído por la matriz. Muestra inclusiones de cuarzo, ilmenita y rutilo y aparece atravesado por fracturas abiertas rellenas de clorita, cuarzo y albita±clinozoisita. Químicamente muestran algunas diferencias con respecto a los granates de las facies sin foliar, no obstante también son de composición almandínica y muestran zonados composicionales claros (Cap. VI).

#### III.C.6.6 Plagioclasitas.

Constituyen niveles centimétricos dentro de los bandeados del complejo acumulativo, aunque también aparecen como venas cortando a otras facies. Las relaciones geométricas con el resto de litotipos indican que son una de las últimas rocas en cristalizar. De visu, se observa una gradación modal entre plagioclasitas y dioritas, con términos intermedios constituidos por plagioclasitas con anfíbol intersticial, leucodioritas y dioritas anfibólicas.

Petrográficamente son rocas leucocráticas, holocristalinas, alotriomórficas a hipidiomórficas, con tamaño de grano variable, de fino a grueso (0.1 a 2 cm). Al microscopio están constituidas fundamentalmente por plagioclasa intermedia, con cantidades menores de anfíbol verde, biotita, opacos, apatito, esfena y circón. Muestran un grado variable de deformación, de tipo cataclástico, con maclas plegadas y desarrollo de una matriz rica en cuarzo, albita, clinozoisita y sericita. La plagioclasa aparece como cristales zonados o sin zonar, sin inclusiones, con maclas polisintéticas de la periclina y fuertemente retrogradados a sericita y clinozoisita, que definen una textura de tipo ortocumulada. La fase intercúmulus está definida por cristales de biotita parda-verde, producto de la desestabilización del anfíbol primario, plagioclasa intermedia anhedral y anfíbol verde hornbléndico. Se observa que cuando el anfíbol es más abundante como fase intercúmulus la plagioclasa aparece zonada, con un patrón de zonado normal.



*Foto III.6.- Fotografía de campo de las relaciones entre rocas bandeadas y hornblenditas. Las cizallas de carácter izquierdo son de origen magmático y no presentan deformación microscópica. Arroyo Albarregas.*

#### III.C.6.7 Dioritas y dioritas leucocráticas.

En el arroyo de Herrera, hacia el N-NE, los cumulos del arroyo Albarregas intercalan hacia techo pasadas de dioritas y dioritas leucocráticas que de forma progresiva se hacen dominantes, intercalando de forma esporádica niveles decimétricos de hornblenditas de grano medio a fino, plagioclasitas y niveles de dioritas con granate, éstos últimos son más abundantes hacia la base.

Petrográficamente estas rocas son leucocráticas, holocristalinas, faneríticas, alotriomórficas a hipidiomórficas, con tamaño de grano variable, entre fino y grueso (0.1 a 2 cm). Muestran una gran variabilidad textural, se han reconocido desde litotipos con texturas acumulativas de tipo ortoacumulado y heteroadcumulado hasta texturas intergranulares hipidiomórficas. Aparecen constituidas por plagioclasa intermedia-ácida y anfíbol verde, con piroxeno augítico subordinado. Como accesorios aparecen esfena, ilmenita, magnetita, circón, apatito y opacos. Las texturas heteroadcumuladas se caracterizan por presentar grandes cristales, en ocasiones centimétricos, de anfíbol verde-marrón, anhedral, con abundantes inclusiones de plagioclasa, ilmenita, opacos, plagioclasa, anfíbol y augita. La plagioclasa es la inclusión más abundante; son cristales seritizados de 0.1-0.4 mm, euhedrales, sin orientar y sin zonar. Aparecen dispersos dentro de los grandes cristales de anfíbol. El piroxeno es menos frecuente, de talla similar a la plagioclasa, anhedral, sin inclusiones ni maclas y muestra bordes reaccionales con el anfíbol. De forma generalizada el anfíbol huésped presenta zonas con restos de piroxeno reabsorbido, junto a gran cantidad de minerales opacos de muy pequeño tamaño. En estas zonas el anfíbol es de tonos marronáceos claros. Otras inclusiones reconocidas son de ilmenita, en ocasiones con núcleos de rutilo y pequeños cristales de anfíbol euhedral similares al huésped. Otra de las texturas más frecuentes en este litotipo es de tipo inter-

granular, definida por un entramado de cristales euhedrales de plagioclasa con anfíbol y/o piroxeno anhedral en las posiciones intergranulares. Esta textura evoluciona hacia texturas de tipo gabroico, subeuhedrales constituidas exclusivamente por plagioclasa y piroxeno. Muchas de estas rocas presentan un gran contenido en plagioclasa (algunas muestras con más de un 60%), por lo que se han clasificado como dioritas leucocráticas.

### III.C.6.8 Dioritas y dioritas leucocráticas foliadas.

Bajo esta denominación se han incluido los litotipos con una foliación acusada definida por la orientación preferente de los cristales de anfíbol y, en menor medida, por las plagioclasas. Se trata de una estructura primaria como se confirma por la ausencia total de texturas deformacionales y el desarrollo de texturas de origen acumulativo orientado. Estas rocas habitualmente aparecen en bandas de potencias centimétricas a decimétricas rodeando cuerpos de escala métrica a decamétricas de hornblenditas, plagioclasitas o de rocas bandeadas.

Microscópicamente son similares a las dioritas sin foliar, pero los cristales se disponen muy orientados, con fracturas abiertas rellenas de anfíbol euhedral de pequeña talla. Sobre el anfíbol se desarrollan abundantes granos subeuhedrales de esfena, que se disponen en bandas oblicuas a la foliación magmática definida por los cristales de anfíbol. La roca está cortada por bandas de deformación discretas de 1-2 mm, constituidas por un agregado orientado de anfíbol actinolítico, clinzoisita, sericita, cuarzo y albita. Estas bandas son paralelas a las alineaciones de esfena y se han interpretado asociadas a los eventos deformativos variscos.

### III.C.6.9 Rocas de composición gabroica.

Estas rocas son texturalmente similares a las dioritas acumulativas descritas anteriormente. En el campo no se diferencian con claridad de ellas, sin embargo es posible llegar a distinguir de visu algunos cristales de piroxeno poco uralitizados, de tonos rojizos y aspecto anhedral. Aparecen como niveles concretos, de uno a dos centímetros de espesor dentro de los bandeados acumulativos.

Al microscopio son rocas leucocráticas, holocristalinas, subidiomorfos, con tamaño de grano fino (0.2-0.6 mm). Están constituidas fundamentalmente por plagioclasa intermedia y augita, con cantidades menores de hornblenda, opacos y apatito. Muestran texturas intergranulares, con un entramado definido por cristales euhedrales de plagioclasa sin zonar y sin inclusiones. En los huecos aparecen cristales de augita, son cristales anhedral, sin inclusiones, fracturados y retrogradados parcialmente a anfíbol verde (hornblenda). Son rocas indeformadas, sin una orientación de origen magmático clara

y con una paragénesis metamórfica de bajo grado similar a las descritas para el conjunto de estas rocas.

## III.D. UNIDAD LEUCOTONALÍTICA.

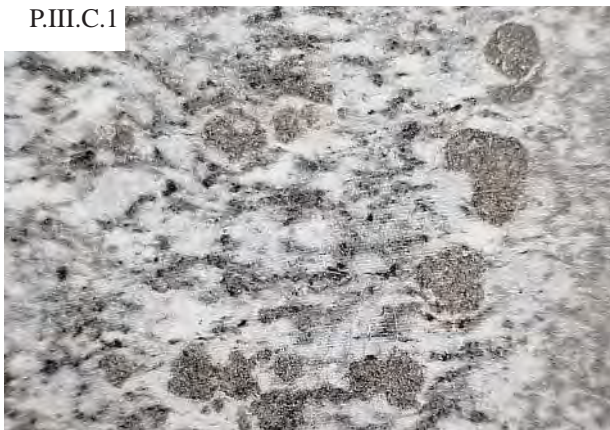
Afloran en los sectores orientales y meridionales del macizo, rodeando, a grandes rasgos, las facies básicas. Son rocas que, en general, aparecen muy deformadas, dando lugar a gneises de grano medio y matriz milonítica y a rocas miloníticas bien desarrolladas (entre Valverde de Mérida y el cabalgamiento de San Pedro de Mérida) que Gonzalo (1987) incluyó dentro de sus facies de ortogneises. Modalmente son leucotonalitas, granodioritas y granitos monzoníticos, si bien, en afloramiento, son rocas aparentemente muy homogéneas. Al microscopio se observa la presencia de cantidades importantes de plagioclasa (40-50%) en todas las muestras y variaciones porcentuales de cuarzo, feldespato y anfíbol±biotita. En los sectores meridionales del macizo, las rocas aparecen menos deformadas y la mayoría de las observaciones texturales se han realizado sobre rocas de estos afloramientos. Esta facies es intrusiva en la Serie Negra y en la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro, sobre las cuales genera una débil aureola de metamorfismo de contacto. Masas de leucotonalitas aparecen como diques hectométricos y masas kilométricas aisladas en el interior de dichas series. Presentan enclaves de dioritas de grano fino de tamaño decimétrico y subredondeados, que aparecen desestabilizados, con recrecimientos de plagioclasa ácida y transformación del anfíbol verde a biotita. A lo largo del canal del Zújar hacia Guareña, estas rocas evolucionan hacia granodioritas (± anfíbol) de grano medio.

El litotipo más característico es una roca holocristalina, fanerítica, alotriomórfica a hipidiomórfica, inequigranular, de grano medio (2-5 mm), sin orientar y de tonos claros. Las texturas deformacionales son generalizadas y varían entre cataclásticas a gneísicas y miloníticas. A nivel mineralógico están constituidas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y, en menor medida, biotita y anfíbol verde. Como accesorios aparecen esfena, apatito, circón y opacos. Dado el grado de deformación que sufren estas rocas resulta difícil constatar el origen de algunos minerales (moscovita, biotita, albita). Aparecen masas de biotita asociados a hornblenda intersticial, moscovita con pliegues kink y peces de mica, y cristales de albita euhedrales, todos ellos con texturas de tipo ígneo en algunas muestras y en otras claramente ligados a los procesos de deformación en facies de esquistos verdes.

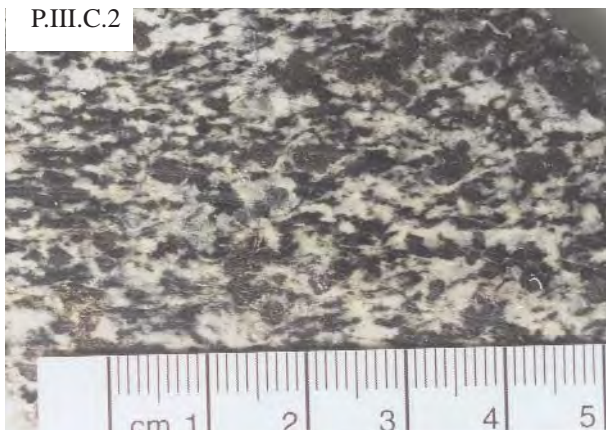
La plagioclasa es ácida, subeuhedral, inequigranular, seriada, muy zonada (zonados normales y oscilatorios), con maclas de la periclina, de la albita y de Carlsbad y sin inclusiones. En las rocas deformadas forma porfidoclastos rodeados por una matriz milonítica. En ocasiones desarrolla coronas de albita de origen metamórfico y



P.III.C.1



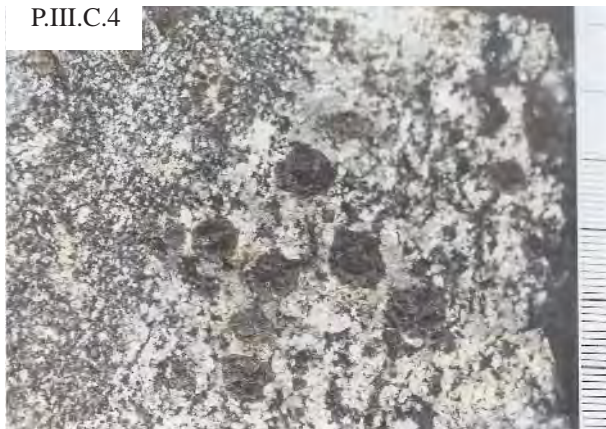
P.III.C.2



P.III.C.3



P.III.C.4



P.III.C.5



P.III.C.6



Plancha III.C.

P.III.C.1.- Fotografía de visu (ancho de la misma: 5 cm) de la facies de dioritas foliadas con granate. Muchas de estas rocas muestran una matriz con texturas granoblásticas que envuelven, blindan y corroen los granates.

P.III.C.2.- Fotografía de visu de la facies de dioritas foliadas con granate, litotipo de grano fino.

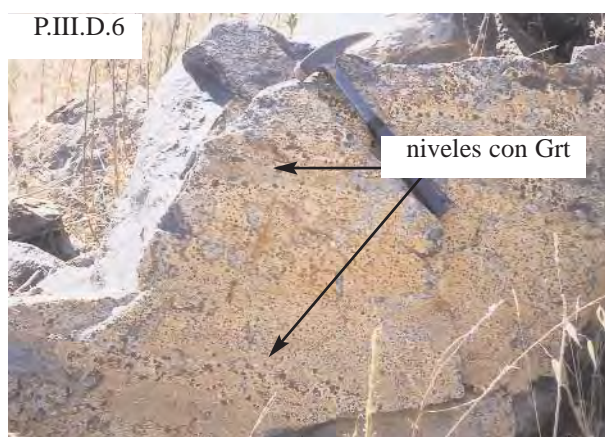
P.III.C.3.- Fotografía de visu de la facies de dioritas leucocráticas con granate. La composición química y texturas de los granates de estas rocas son sensiblemente diferentes a los presentes en la facies sin foliar.

P.III.C.4.- Fotografía de visu de la facies de dioritas con granate. Los cristales de granate aparecen exclusivamente en los litotipos más leucocráticos.

P.III.C.5.- Fotografía de campo de un bandedo composicional (layering) de rocas acumulativas. La aparición de granate se restringe a los finos niveles leucocráticos. Nótese el desarrollo de bandas de cizalla frágiles variscas cortando a los bandedos acumulativos.

P.III.C.6.- Fotografía de campo de las relaciones entre plagioclasitas, hornblenditas de grano grueso y dioritas leucocráticas. Los contactos son magmáticos entre todas ellas.





## Plancha III.D.

P.III.D.1.- Fotografía de campo del contacto entre una diorita leucocrática con granate y una diorita foliada, ambas litologías muestran un bandeo composicional claro.

P.III.D.2.- Fotografía de campo mostrando enclaves de hornblenditas dentro de litologías bandeadas. Las relaciones geométricas y petrogenéticas entre este conjunto litológico no son muy claras y parecen indicar un ambiente relativamente inestable, con varios pulsos magmáticos durante el proceso de acumulación magmática.

P.III.D.3.- Bandedo composicional con niveles centimétricos de hornblenditas de grano fino formando parte de los mismos.

P.III.D.4.- Detalle de un bandeo composicional con niveles muy ricos en granate, dentro de las litologías más leucocráticas. Nótese como los cristales de granate aparecen en la base de las secuencias magmáticas.

P.III.D.5.- Masa de hornblenditas de grano grueso a muy grueso. Estas rocas se disponen habitualmente sin estructurar, muy masivas, que hacia techo pasan a hornblenditas de grano medio.

P.III.D.6.- Detalle de una diorita leucocrática granatífera con un bandeo composicional grosero de escala decimétrica.

### C.III.- Macizo de Mérida

suele aparecer muy retrogradada a clinozoisita, sericita y placas de moscovita. Los cristales de menor tamaño aparecen asociados a cuarzo y feldespato potásico con texturas inequigranulares. El feldespato potásico (ortosa) es pertítico, anhedral, inequigranular, con inclusiones de plagioclasa euhedral de pequeña talla. El cuarzo es la última fase en cristalizar y constituyente fundamental de la matriz de estas rocas. Es globular, inequigranular, anhedral, con pocas inclusiones. Los cristales de anfíbol y biotita aparecen en posiciones intersticiales, asociados a plagioclasa, son subeuhedrales, inequigranulares, agrupados formando clots de dos o tres individuos, a menudo totalmente retrogradados a Czo-Ep-Chl-Opac.

Estas facies aparecen cortadas por diques de naturaleza ácida, muy abundantes en los sectores centrales del macizo.

## III.E. COMPLEJO FILONIANO CADOMIENSE.

Las facies ígneas cadomienses del macizo de Mérida aparecen cortadas por un enjambre de diques muy abundante. Estos diques aparecen rotados y muy deformados en el sector septentrional del macizo. No se han encontrado criterios de un control estructural durante su emplazamiento. Estos diques tienen una disposición aproximadamente ortogonal y este hecho es especialmente patente en la mitad septentrional del macizo, en los sectores afectados por el cabalgamiento de San Pedro de Mérida. En este área aparecen diques milonitizados concordantes con la foliación y diques muy oblicuos a ella, subperpendiculares, desmembrados y cizallados.

A continuación se describen, por orden cronológico, estas familias de diques.

### III.E.1. Dioritas de grano fino.

Cortan a todas las facies dioríticas y a su encajante volcánoclastico. Presentan potencias variables entre 0.5-10 m. Estos diques son especialmente abundantes en el encajante de las rocas plutónicas. Aparecen en general deformados y retrogradados a una paragénesis metamórfica de grado bajo que oblitera la textura ígnea original.

Al microscopio son rocas con una gran variabilidad textural. La textura más común es holocristalina afanítica a fanerítica de grano fino a muy fino (0.5-0.1 mm), constituida por hornblenda verde y plagioclasa, de tipo intergranular. La plagioclasa forma microfenocristales euhedrales y el anfíbol forma clots de varios individuos que se disponen, de forma general, orientados.

### III.E.2. Diques graníticos-leucotonalíticos.

Cortan a todas las facies plutónicas del macizo de Mérida. Aparecen con profusión en las facies dioríticas de grano grueso y en las leucotonalitas. Presentan morfologías muy irregulares y localmente brechas magmáticas. Cortan a los diques dioríticos, con los cuales forman bordes reaccionales, desestabilizando las texturas doleríticas y dioríticas. Composicionalmente están constituidos por albita-oligoclasa, feldespato potásico y cuarzo. Son rocas holocristalinas, faneríticas, de tamaño de grano muy variable (0.1 a 5 mm) y texturas inequigranulares, alotriomórficas.

### III.E.3. Diques ácidos.

Corresponden a microgranitos, aplitas y aplopegmatitas. Es la familia más abundante y conspicua en todas las facies ígneas del macizo de Mérida. Cortan a todas las facies y a las familias de diques anteriores. En los sectores más deformados aparecen como milonitas y ultramilonitas, absorbiendo gran parte de la deformación (área de San Pedro de Mérida). En general son rocas muy deformadas, constituidas por cuarzo, albita y feldespato potásico pertítico, con texturas alotriomórficas y tamaños de grano muy variables (desde 0.05 mm a 1-4 cm).

## III.F GRANITOS HERCÍNICOS INTRUSIVOS EN EL MACIZO DE MÉRIDA.

### III.F.1 El Granito de Proserpina.

El granito tardihercínico de Proserpina (Gonzalo, 1987) está ubicado al oeste del macizo de Mérida (Fig. III.12). Aparece cortando las estructuras tectónicas hercínicas de este macizo y la foliación principal de los dioritoides y leucotonalitas. Al norte y este está cortando rocas cadomienses y al este y sur aparece recubierto en discordancia por la rocas terciarias y cuaternarias de la cuenca del Guadiana. En su límite este y sur aparecen en contacto con calizas de edad cámbrica (Galán et al., 1993; Fernández Caliani et al., 1996) a las cuales inducen un fuerte metamorfismo de contacto que produce una intensa skarnización de estas rocas (aparición de wollastonita masiva, área de La Garrovilla y Cerro Carija).

Gonzalo (1987) considera que el granito de Proserpina intruye a favor de una estructura antiformal de primera fase hercínica, con una estructura interna zonada similar



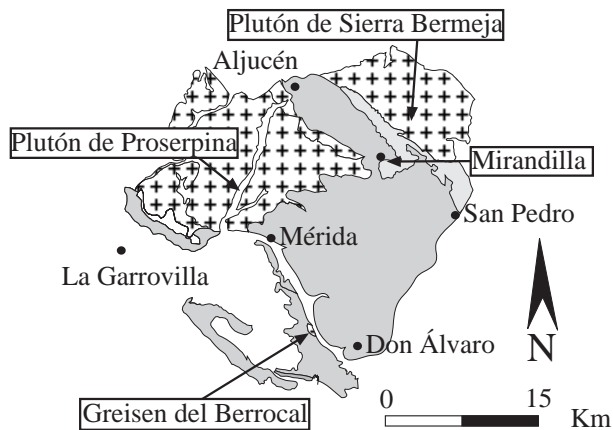


Fig. III.12.- Mapa geológico esquemático mostrando la situación de los plutones de Proserpina y de Sierra Bermeja, junto con el Greisen del Berrocal, todos ellos asociados al macizo cadomiense de Mérida.

a la que presenta el plutón de Sierra Bermeja.

Petrográficamente está constituido por varias facies ácidas de grano medio a grueso (Gonzalo, 1987): a) granito biotítico porfídico (facies principal) de grano medio con fenocristales de feldespato potásico. En el presente trabajo se ha observado que en el sector NE del plutón de Proserpina estos fenocristales se disponen concordantes con la foliación cadomiense de las áreas próximas la cual se pierde hacia el interior del plutón; b) granito de dos micas de grano fino, que tiende a aparecer hacia los bordes del plutón y como pequeñas masas diseminadas en el interior del plutón; c) granito aplítico, aparece en cuerpos de dimensiones reducidas junto a la facies anterior. Esta facies es muy abundante en las proximidades de Mirandilla y ha sido diferencia en cartografía. Gonzalo (1987) observa que los tránsitos entre estas tres facies son graduales; d) granito monzonítico con cordierita, aparece en el núcleo del plutón con una disposición estrecha y alargada en dirección WNW-ESE.

### III.F.2 El Granito Hercínico de Sierra Bermeja.

Este cuerpo tardihercínico se sitúa al norte de Sierra Bermeja (Fig. III.12) y, por lo tanto, al norte del Cabalgamiento de San Pedro de Mérida (2-3 Km). Es un cuerpo de pequeñas dimensiones (5x12 Km) recubierto hacia el este por materiales de la cuenca terciaria del Guadiana. Este cuerpo intruye en rocas paleozoicas pre-Estefaniense a las que induce un metamorfismo de contacto. En los conglomerados de esta edad es muy frecuente encontrar cantos de este cuerpo así como del granito Proserpina. Es un cuerpo ácido de naturaleza granítica, sin vestigios de deformación, con una fracturación espaciada ortogonal de escala métrica. Presenta diques de naturaleza aplítica-pegmatítica y lamprofídica, de corrida kilométrica. Gonzalo (1987) diferencia dos facies dentro de este plutón: una facies de borde constituida por

un granito porfídico biotítico y por una facies central compuesta por un granito monzonítico de dos micas con cordierita.

Si bien no se ha estudiado este cuerpo, se ha realizado una interpretación a partir de fotografías satélite (para el presente estudio se han empleado imágenes LANDSAT THEMATIC MAPPER del 8 de sep. de 1984 y 8 de dic. de 1985, cuyo tratamiento digital ha sido realizado con la aplicación ENVI 2.0. Las imágenes no han sido ni georeferenciadas ni rectificadas para una mayor fiabilidad espectral. La resolución espacial es de 30 x 30 metros). Este estudio ha puesto de relieve que el sistema de diques del plutón de Sierra Bermeja se han emplazado a favor de un sistema de fracturas de sentido de movimiento derecho (Fig. III.13).

### III.F.3 El Greisen de El Berrocal.

El greisen del Berrocal o granito del Berrocal (Sos Baynat, 1962, 1963; Gumiel, 1984; Gonzalo, 1987) es un cuerpo de pequeñas dimensiones situado al pie de la carretera de Mérida a Alange (Km. 4.3 a 5.3; Fig. III.12). Aparece parcialmente recubierto por los terciarios del Guadiana y es intrusivo en las Vulcanitas de Don Álvaro (residencia Miraflores) a la cual induce un metamorfismo de contacto. Este metamorfismo de contacto se detecta por una recrystalización de las metariolitas cadomienses y por una incipiente blastesis en los cuarzo-esquistos intercalados entre los paquetes riolíticos. No es un metamorfismo importante y microscópicamente produce una recrystalización parcial de la biotita y la aparición de nódulos post-esquistosos de micas blancas de 0.5-1 mm. Tradicionalmente este cuerpo ha presentado mineralizaciones explotadas de casiterita y wolframita (Sos Baynat, 1963) junto con la presencia esporádica de topacio y aguamarina cristalinas en pegmatitas (Gumiel, 1984; García Guinea y Galán, 1986; García Guinea y Martínez Frías, 1992). García Guinea y Galán (1986), a partir de los análisis químicos de los topacios, realizan un cálculo geotermobarométrico aproximado para el emplazamiento de este cuerpo en el que se obtiene una temperatura de 700-900 C° y 1-3 kbars de profundidad.

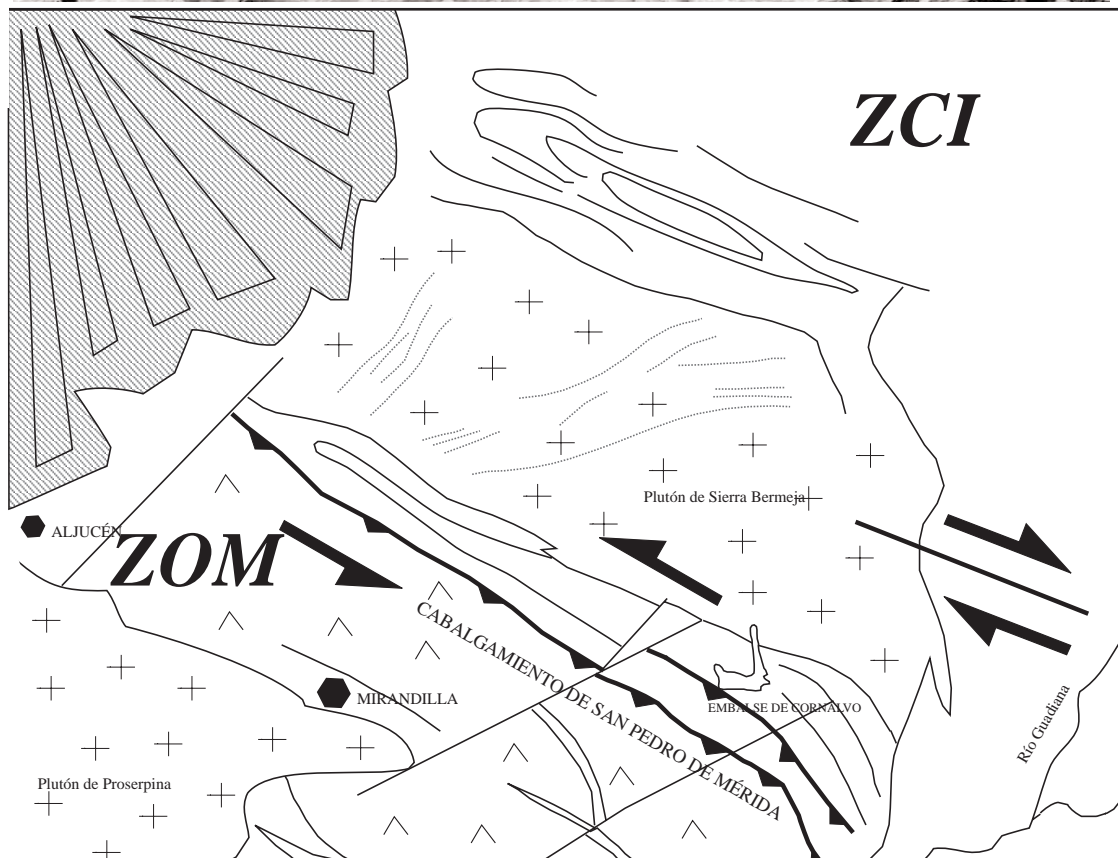
Microscópicamente es un granito albitizado de grano fino con feldespato potásico microporfídico poiquilítico, albita subeuhedral de grano fino (0.1-0.2 mm) y cuarzo anhedral. Como accesorios aparecen moscovita, apatito, circón, topacio, rutilo, berilo, ambligonita y otros minerales típicos de pegmatitas además de las mineralizaciones citadas de Sn-W.

Este cuerpo está cortado por abundantes diques y bolsas pegmatíticas mineralizadas, presentando una fracturación ortogonal. Estas pegmatitas llegan a presentar cristales de cuarzo de un metro de diámetro en sección basal junto con cristales decimétricos a métricos de feldespato potásico mesopertítico (Cortijo de la Fernandina, UTM: .29SQD431310).

a)



b)



**Fig. III.13.- a) Fotografía satélite del sector situado al norte del cabalgamiento de San Pedro de Mérida. La foto-interpretación de los diques asociados al plutón tardihercínico de Sierra Bermeja indican una cinemática derecha durante su emplazamiento (b).**

### III.F.4 Cuerpos subvolcánicos graníticos.

#### III.F.4.1 Pegmatoides de Oliva de Mérida.

En el área de Oliva de Mérida aparecen grandes masas de escala hectométrica de pegmatoides graníticos de edad dudosa, pero que a la luz de los datos que se exponen a continuación podría considerarse hercínica precoz, sin más precisiones (Foto III.7).

Son rocas que cortan a las rocas volcánicas cadomienses y, a su vez, están cortadas por diques aplíticos y venas de cuarzo hialino de potencias centimétricas e indeformadas; no están afectadas por el metamorfismo de contacto que generan los cuerpos dioríticos que intruyen en el área de Oliva de Mérida aunque están variablemente deformadas.

En el sector de Oliva de Mérida estas rocas aparecen como diques, de potencias decamétricas y extensión lateral hectométrica, o como masas hectométricas a kilométricas, sin estructurar. Los mejores afloramientos se localizan a las afueras de Oliva de Mérida (300 m al NE), en el camino que conduce al cortijo de Valdelapeña. Son rocas de grano grueso a muy grueso y de tonos rosáceos, fácilmente reconocibles por la intensa coloración blanquecina del terreno y por los perfiles edáficos arenosos. De visu no se reconoce ningún tipo de estructuración excepto una grosera partición muy irregular de dirección N100-135°E. Están formadas por feldespato y cuarzo con una textura típicamente pegmatítica y engloban masas de rocas ácidas cadomienses estructuradas, que aparecen parcialmente recrystalizadas.

Al microscopio son rocas holocristalinas de grano muy grueso con texturas panidiomórficas, inequigranulares no orientadas. Los cristales de plagioclasa (albita) son subeuhedrales de 0.1-20 mm, con texturas mesopertíticas y parches de exolución de feldespato y granófidios de cuarzo en sus bordes. El feldespato es anhedral, fuertemente inequigranular, seriado, con texturas gráficas y paths de exolución de albita. El cuarzo es anhedral, inequigranular, aparece deformado, con extinción ondulante y cataclasis en los bordes de grano. En algunas muestras la roca evoluciona hacia una textura cataclástica protogneisica de grano grueso, muy irregular, con fracturación y recrystalización del cuarzo en la matriz de la roca, junto a Ms, Ep y Chl±Opac, dando lugar a bandas locales de deformación con poca continuidad lateral.

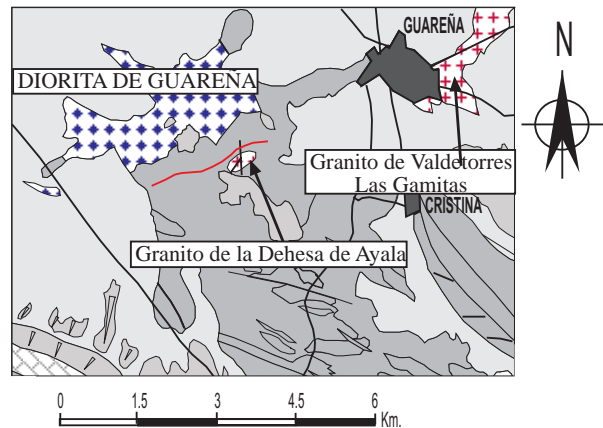


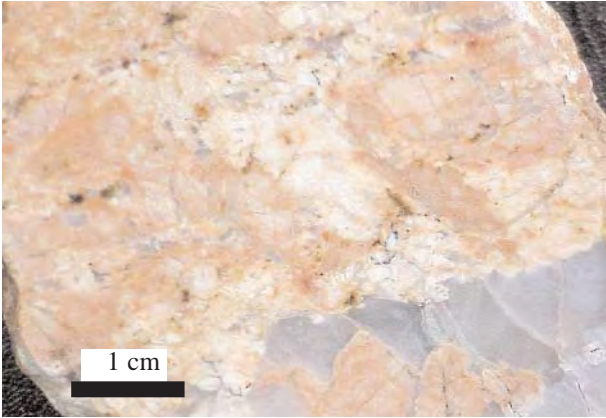
Fig. III.14.- Mapa geológico esquemático de las Volcanitas de Oliva de Mérida con la situación del granito de la Dehesa de Ayala y el granito de Valdetorres-Las Gamitas, de edad tardihercínica ambos.

#### III.F.4.2 El Granito subvolcánico de la Dehesa de Ayala.

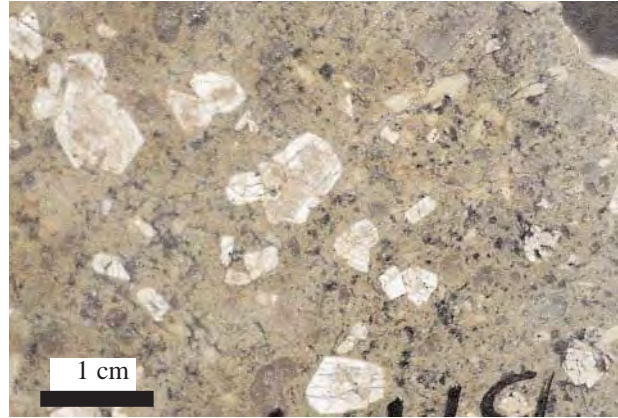
Es un pequeño cuerpo de 1 Km de diámetro que aparece intruido en la serie precámbrica del área de Guareña (Fig. III.14). Aparece cortado por algunas fallas tardías y produce una recrystalización en las rocas volcanoclásticas cadomienses más próximas. Espacialmente está asociado a diques riolíticos hercínicos y rocas básicas. Es un granitoide de grano medio, biotítico, equidimensional y textura granítica. De visu no aparece deformado. No presenta enclaves y únicamente está cortado por diques riolíticos hercínicos y diques básicos afaníticos sin deformar. La roca encajante es la serie volcánica de Oliva de Mérida, a la cual induce un débil metamorfismo de contacto. Este metamorfismo de contacto está definido por una recrystalización de los niveles riolíticos y al microscopio no se detecta ningún signo de blastesis metamórfica.

Microscópicamente este granito está compuesto por cuarzo, plagioclasa ácida-intermedia y microclina. Como accesorios aparece circón, opacos, clorita epidota, sericita y moscovita. Muestra una textura holocristalina, pansubidiomorfa, de grano medio (3-4 mm), equigranular a débilmente inequigranular, poco deformada. La plagioclasa es subeuhedral a euhedral, de 1-4 mm, está zonada y no presentan inclusiones de ningún tipo. Estos cristales definen un armazón en donde cristalizan el resto de fases minerales. El feldespato potásico es microclina de grano medio (1-2 mm), alotriomorfa, con maclas en enrejado y pertíticas. Aparece rodeando parcialmente cristales de plagioclasa o bien como coronas. El cuarzo aparece en dos generaciones: 1) como cuarzo globular de gran tamaño (2-4 mm); 2) como cristales anhedrales intersticiales e inequigranulares. El cuarzo globular aparece limpio, sin inclusiones, asociado a la plagioclasa y con extinción ondulante y cataclasis incipiente en sus bordes.





**Foto III.7.-** Fotografía de visu de los pegmatoides de Oliva de Mérida. Obsérvese la cataclasis incipiente en los cristales de feldespato potásico.



**Foto III.6.-** Fotografía de detalle de los pórfidos riolíticos hercínicos tardíos. Son rocas que cortan a todas las facies del macizo de Mérida con excepción de los diques básicos tardihercínicos.

El cuarzo ocupa posiciones intersticiales, tardías, está asociado a clorita, epidota y moscovita, es inequigranular y anhedral.

### III.F.4.3 Diques de pórfidos riolíticos.

En los sectores centrales del macizo de Mérida y en las áreas próximas de Oliva de Mérida aparecen diques de potencias decamétricas y longitud lateral kilométrica, que han sido diferenciados en cartografía (los más potentes) y subdivididos en base al grado de deformación que muestran (cataclastizados o precoces e indeformados o tardíos). Se desconoce la edad de estas rocas pero se han interpretado como hercínicos (carboníferos) en base a las relaciones de campo que presentan. Cortan a la foliación varisca de las rocas encajantes, o bien son subcondorantes con ella. Se disponen en los sectores centrales del macizo, en donde se reconocen estructuras distensivas tardivariscas, y la familia de diques tardíos aparece indeformada, siendo la familia precoz, deformada de forma incipiente, petrográficamente similar a la anterior.

#### III.F.4.3.a Diques riolíticos precoces.

Son diques riolíticos porfídicos, con fenocristales manteados de feldespato de 1-3 cm y cuarzo bipiramidal que aparecen en diques kilométricos y potencias métricas a decamétricas. Cortan a todas las facies cadomien-ses. Presentan una partición grosera a N120°E vertical, con desarrollo de una cataclasis incipiente y aparecen cortados por fallas a N030°E subverticales. Son rocas hialocristalinas, de grano medio a grueso, sin orientar y de tonos rosáceos claros.

#### III.F.4.3.b. Diques riolíticos tardíos.

Son riolitas (Foto III.6) con fenocristales de 1-3 mm de cuarzo euhedral, muy vítreas y con texturas fluidales. Aparecen como masas elongadas y diques de corrida decamétrica. No presentan ningún tipo de deformación o partición y cortan a los diques riolíticos precoces. Mineralógica y texturalmente son similares a los anteriores.

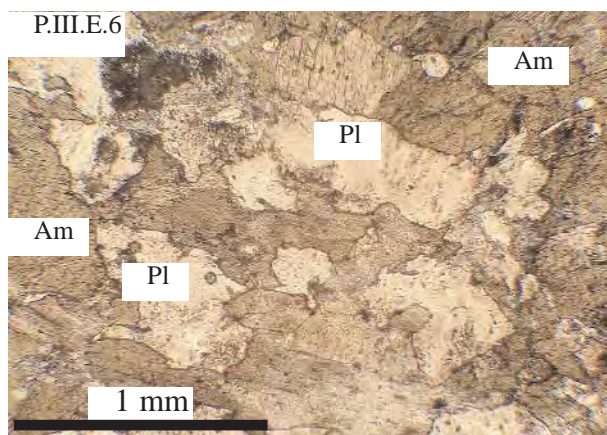
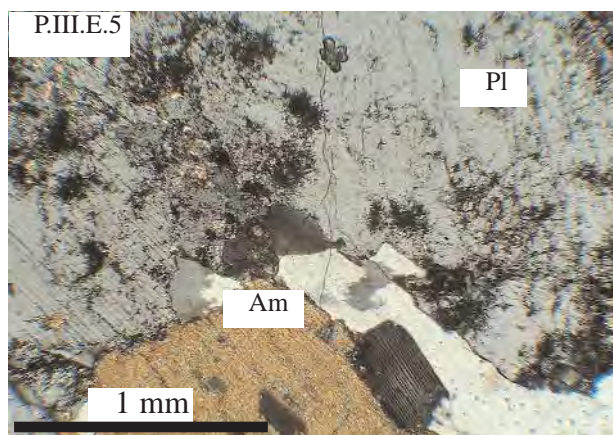
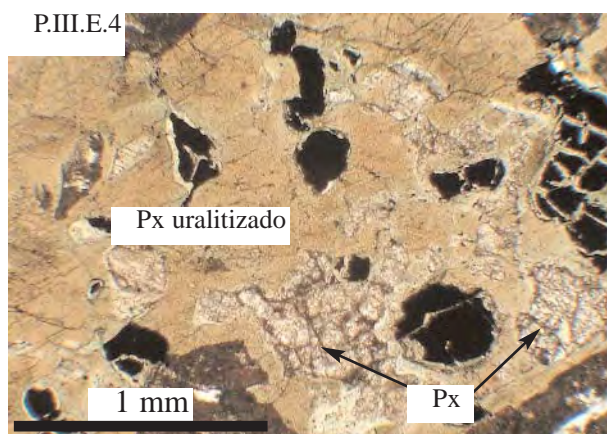
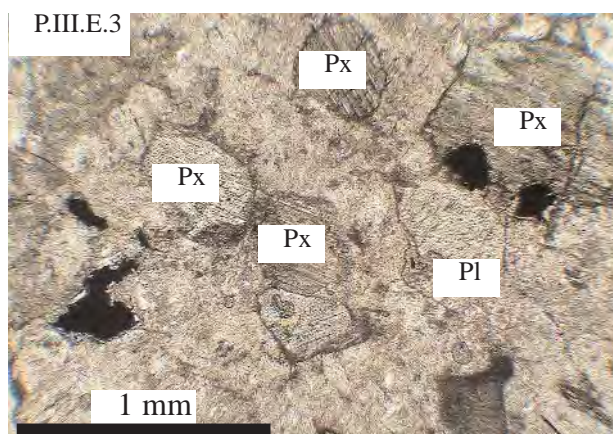
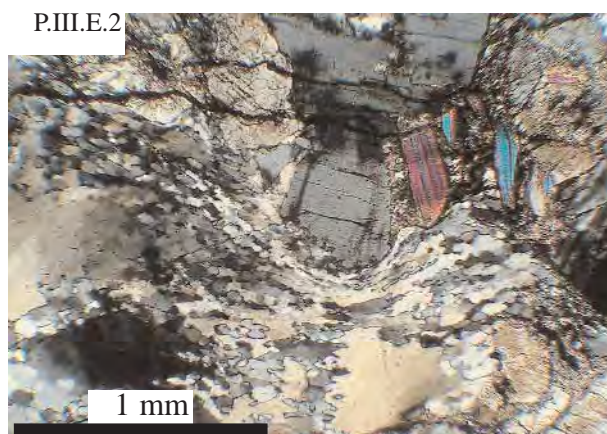
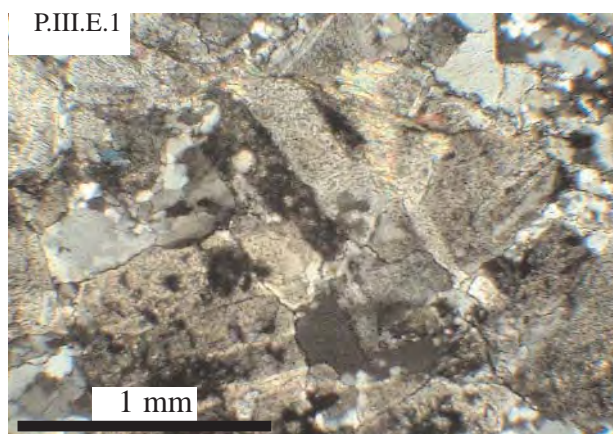
### III.F.5. Diques básicos tardihercínicos.

Son diques de potencias métricas a decamétricas, indeformados, que aparecen dentro del macizo de Mérida, cortando a todas las facies. No se han reconocido rocas similares en el resto de los macizos del DOVPR. Son rocas de tonos oscuros, afaníticas, con algunos microlitos retrogradados dispersos en la matriz. Se han reconocido dos tipos de diques principales: diques basálticos y diques doleríticos.

Los diques basálticos son los más numerosos y aparecen preferentemente en los sectores septentrionales del macizo. Son rocas de composición basáltica con una matriz criptocristalina desvitrificada muy retrogradada a clorita y opacos de grano muy fino. En esta matriz aparecen microlitos de plagioclasa y cristales de 0.5-1 mm subeuhedrales de piroxeno augítico.

Los diques doleríticos aparecen asociados espacialmente a riolitas tardihercínicas en los sectores meridionales del macizo. Son rocas de potencia métrica (5-8 m), constituidos por anfíbol verde y plagioclasa intermedia. Son diques hialocristalinos, sin orientar, de grano fino (0.1-0.5 mm), hipidiomórficos de textura dolerítica. En anfíbol es inequigranular, seriado, euhedral a subeuhedral, formando microlitones que definen un entramado en donde cristaliza plagioclasa subeuhedral, zonada junto con una matriz criptocristalina recristalizada.





Plancha III.E.

P.III.E.1.- Leucotonalita poco deformada. Estas rocas muestran generalmente una textura cataclástica incipiente.

P.III.E.2.- Detalle de la matriz de una leucotonalita gneisificada. Los clastos de feldespato y plagioclasa aparecen rotados y parcialmente fracturados, mientras que la matriz se muestra intensamente milonitizada, con asociaciones metamórficas de bajo grado asociadas.

P.III.E.3.- Gabro de grano medio a fino dentro de las facies de dioritas de grano grueso del macizo de Mérida.

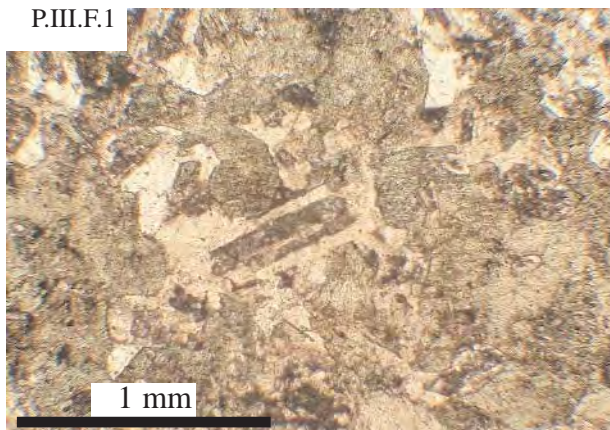
P.III.E.4.- Detalle de procesos de uralitización y reemplazamiento del piroxeno augítico por anfíbol hornbléndico. Facies de dioritas de grano grueso. Dentro de los cristales de ilmenita incluidos dentro del piroxeno se han reconocido esporádicamente núcleos de rutilo.

P.III.E.5.- Diorita de grano grueso. Detalle del contacto entre plagioclasa intermedia y anfíbol hornbléndico, junto a cuarzo secundario.

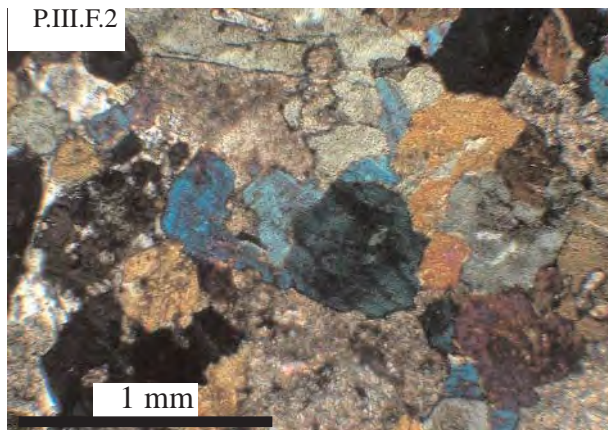
P.III.E.6.- Diorita de grano fino. Estas rocas muestran generalmente una gneisificación incipiente junto a una asociación metamórfica de bajo grado (Ab-Qtz-Chl-anfíboles secundarios).



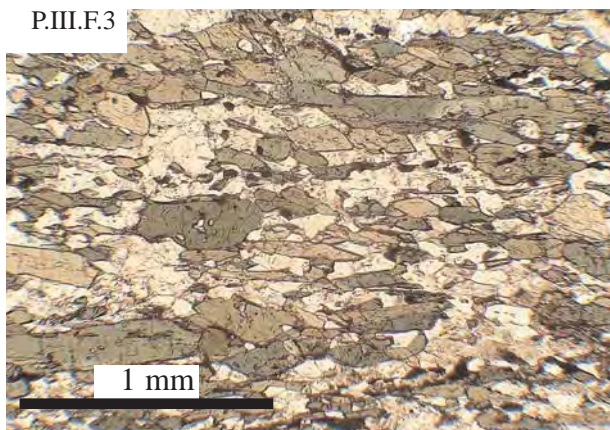
P.III.F.1



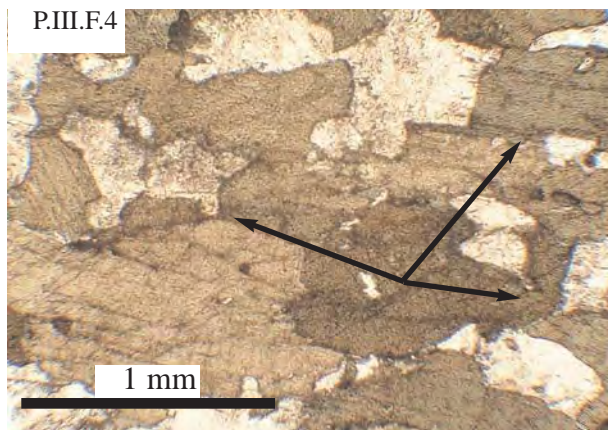
P.III.F.2



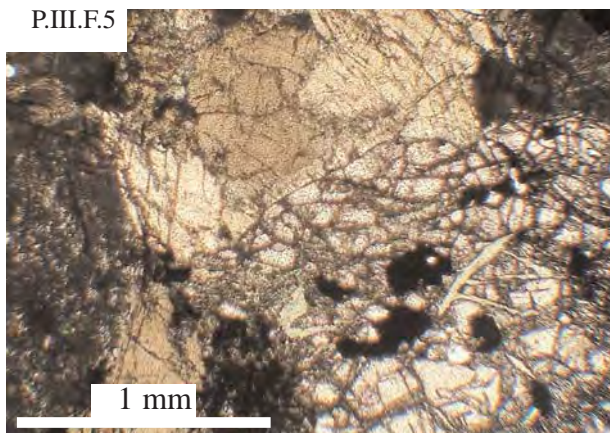
P.III.F.3



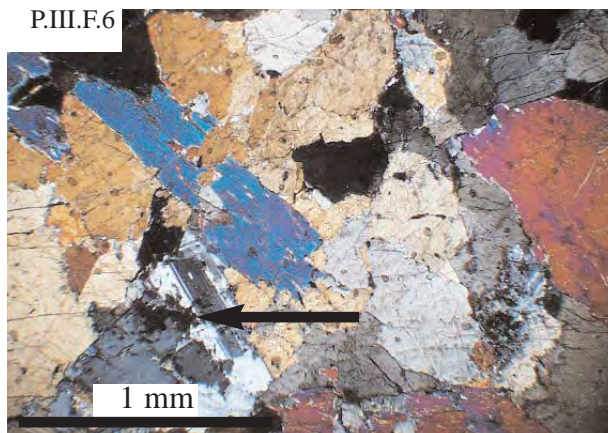
P.III.F.4



P.III.F.5



P.III.F.6



## Plancha. III.F.

P.III.F.1.- Diorita porfídica de Guareña. Estas rocas aparecen en contacto con rocas más evolucionadas (granodioritas) y muestran procesos de crecimiento de plagioclasa zonada y desestabilización del anfíbol.

P.III.F.2.- Diorita acumulativa de Guareña (canal del Zújar). Estas rocas muestran de forma frecuente texturas acumuladas definidas por cristales subeuhedrales de anfíbol.

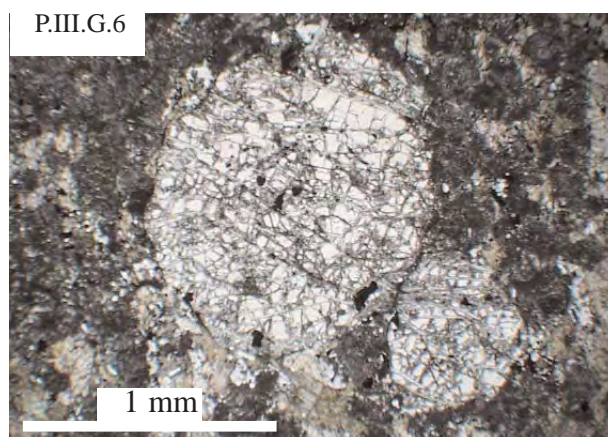
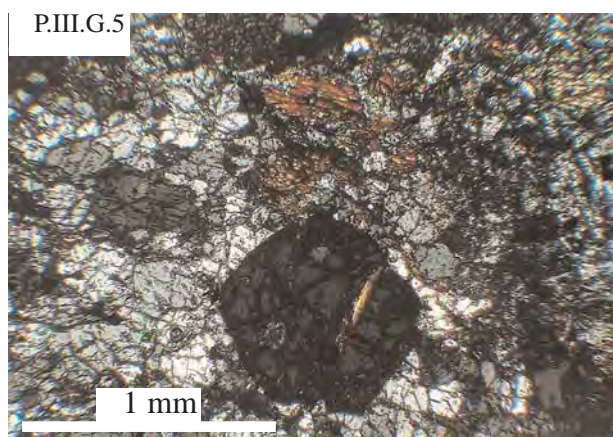
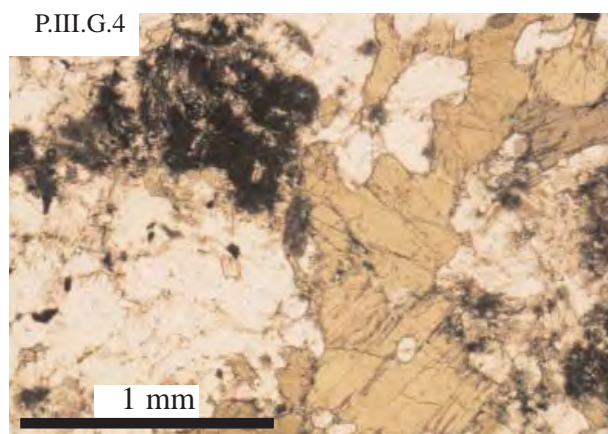
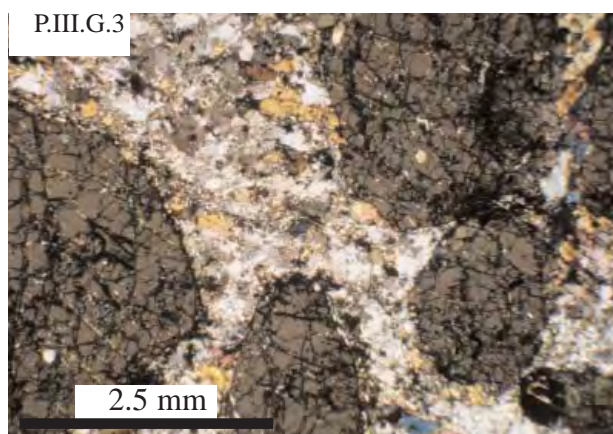
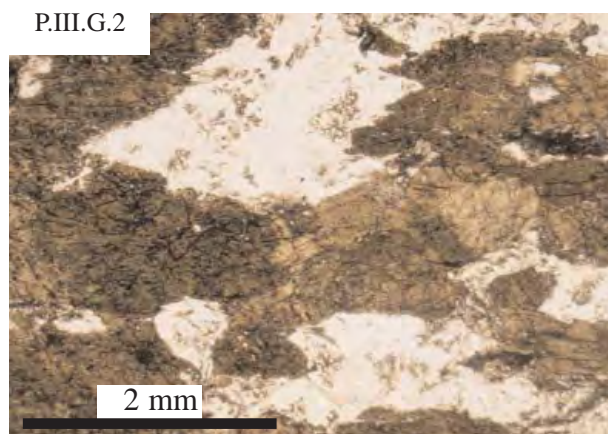
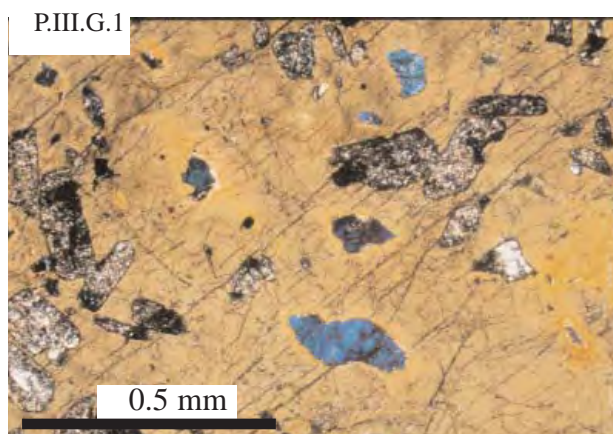
P.III.F.3.- Diorita foliada de grano fino del complejo acumulativo del Arroyo Albarregas.

P.III.F.4.- Diorita de grano medio a grueso orientada con texturas acumulativas y abundantes puntos triples (flechas). Complejo acumulativo del Arroyo Albarregas.

P.III.F.5.- Detalle del contacto entre un cristal de granate de las dioritas con granate, con un cristal de hornblenda. El contacto es neto y texturalmente está en equilibrio.

P.III.F.6.- Hornblendita de grano fino, con texturas acumulativas definidas por cristales de anfíbol con numerosos puntos triples y cristales intercúmulus, muy escasos, de plagioclasa intermedia-básica (flecha).





Plancha. III.G.

P.III.G.1.- Cristal de anfíbol de la facies de hornblenditas de grano muy grueso. Estos cristales presentan abundantes inclusiones de rutilo, piroxeno, ilmenita y opacos junto a microlitos de plagioclasa básica, muy frecuentes de forma local.

P.III.G.2.- Diorita acumulativa de grano grueso con texturas acumuladas definidas por cristales subeuhedrales de anfíbol y plagioclasa intermedia.

P.III.G.3.- Esta muestra muestra una foliación tectónica posterior a la cristalización de los granates, la cual está asociada a un metamorfismo de grado bajo.

P.III.G.4.- Textura subofítica en una diorita leucocrática procedente de un nivel centimétrico de bandeados composicionales del Arroyo Albarregas.

P.III.G.5.- Detalle del contacto entre un cristal de granate de las dioritas foliadas con granate, con la matriz de la misma, la cual muestra texturas de tipo granoblástico incipientes muy ricas en plagioclasa intermedia.

P.III.G.6.- Detalle de cristales de granate de la facies de dioritas con granate (sin foliar). La roca está fuertemente retrogradada, pero se reconocen las texturas ígneas entre plagioclasa, anfíbol y los cristales euhedrales de granate.

#### IV. EL GRANITO DE VALSEQUILLO.

##### IV.A. Introducción.

El granito de Valsequillo, situado en el núcleo de la Antiforma de Peraleda de Zaucejo (Sánchez Cela y Gabaldón, 1973), se encuadra en los sectores centrales del DOVPR.

Se ha realizado una cartografía del sector oriental de la Antiforma de Peraleda de Zaucejo a escala 1:50.000 que ha puesto de manifiesto las relaciones intrusivas originales de los cuerpos magmáticos con un encajante pelítico de edad precámbrica. Asimismo ha podido establecerse que estas rocas, situadas en el núcleo, están cabalgando sobre el flanco NE de la antiforma y se encuentran emplazadas sobre rocas devónicas (Fig. III.15).

El granito tiene una disposición alargada NW-SE y ocupa el núcleo del cierre perianticlinal SE de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo, en las inmediaciones de la localidad de Valsequillo. Aparece parcialmente recubierto por glacis pliocuaternarios que se desarrollan al pie de las sierras paleozoicas que enmarcan a estas rocas. Discordante sobre él se encuentran conglomerados poligénicos de edad vendiense (Fm. Malcocinado), que

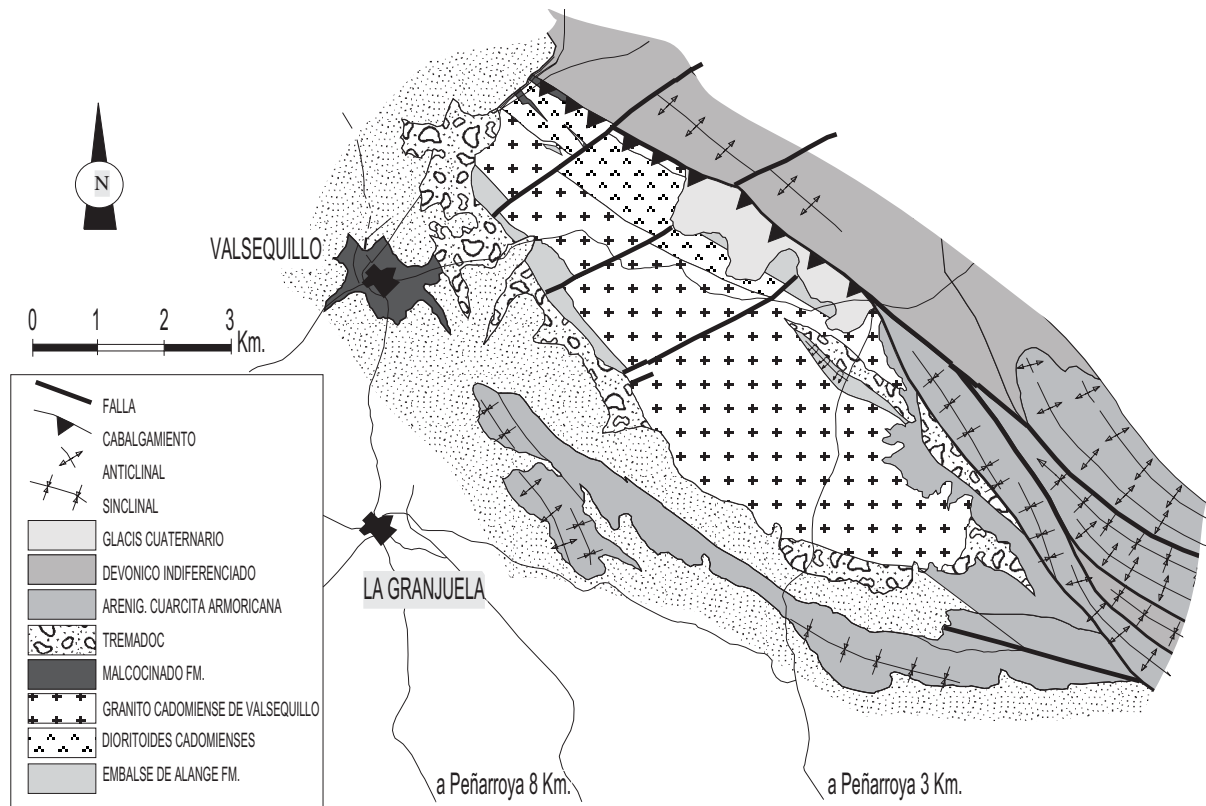
incluyen cantos de la facies granítica de Valsequillo, lo que permite atribuir una edad pre-Malcocinado (Precámbrico-Cámbrico) para estas rocas ígneas y su encajante metapelítico. Discordante sobre todo el conjunto aparecen arcosas y microconglomerados de edad Tremadoc.

##### IV.B. Facies ígneas del Granito de Valsequillo.

Se han distinguido dos unidades ígneas principales que son: el granito subvolcánico de Valsequillo y dioritas de grano medio.

##### IV.B.1. El granito subvolcánico de Valsequillo.

Constituye la facies principal del área estudiada y es intrusiva en las rocas dioríticas y en la serie pelítica del Embalse de Alange. En los contactos poco tectonizados este granito muestra una facies de borde de grano fino con textura aplítica, que se ha interpretado como una facies de borde y tiene una potencia variable, de orden métrico a decamétrico. Discordante sobre el granito aparecen las arcosas del Tremadoc que también deben cubrir



**Fig. III.15.- Mapa geológico simplificado del granito de Valsequillo. Este afloramiento de rocas precámbricas está recubierto en discordancia por rocas de la Fm. Malcocinado y por las arcosas del Tremadoc. La facies más abundante es un granito subvolcánico de grano medio intrusivo en dioritoides y en la serie pelítica del embalse de Alange.**



la Formación Malcocinado, aunque esta relación no es visible en el campo. El granito aparece cortado por pequeñas masas y diques pegmatíticos de la misma naturaleza que el granito y por un cortejo de diques y filoncillos de cuarzo que localmente son muy abundantes que se disponen principalmente según direcciones N110-130°E.

Petrográficamente es una roca muy homogénea, sin enclaves menores, aunque tiene algunos «roof pendant» de pizarras de la serie pelítica del embalse de Alange de escala hectométrica. De visu es una roca granuda de tonos rosáceos, muy rica en feldespato potásico mesoperfítico. Al microscopio es una roca de grano medio a grueso (0.5-1 cm) con textura hipidiomórfica inequigranular compuesta por feldespato potásico (ortosa), cuarzo y albita. El feldespato potásico muestra tamaños variables, es xenomorfo y fuertemente perfítico con mesoperfíticas y parches de albita. No presenta inclusiones de ningún tipo. La albita aparece en forma de cristales submilimétricos euhedrales con maclas de la periclina y de la albita y tiende a crecer en los bordes del feldespato. El cuarzo aparece en dos generaciones, la primera de cuarzo globular de gran tamaño (0.2-1 cm), sin inclusiones y sin bordes reaccionales y la segunda de cuarzo intersticial, xenomórfico con inclusiones de feldespato, albita y circón. Este cuarzo muestra bordes reaccionales y de absorción con el resto de las otras especies. Como accesorios aparecen: circón, que es muy abundante y constituye granos redondeados de gran tamaño (0.5 mm); masas de biotita muy cloritizada; cristales de apatito y opacos idiomorfos. Se observa una importante alteración que conduce a la formación de clorita, epidota, caolinita y sericita. Este granito presenta una foliación de fractura muy espaciada e irregular que, hacia el NE, da paso a una cataclasis incipiente que origina una foliación protomilonítica definida por fracturas irregulares con cataclasis generalizada y sin orientación de granos cristalinos.

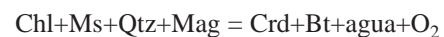
#### IV.B.2. Dioritoides de Valsequillo.

Es una facies minoritaria dentro del granito de Valsequillo, que aparece exclusivamente en el sector NW del macizo. Está intruida por la facies ácida de Valsequillo y cortada por venas pegmatíticas de potencias métricas, diferenciadas en cartografía. El contacto con las pizarras de la serie pelítica del embalse de Alange es tectónico. Es una roca de grano medio a fino (1-3 mm), sin enclaves y con una foliación protomilonítica bien desarrollada vergente hacia el NE. Está formada por plagioclasa intermedia y anfíbol verde-marrón hornbléndico. Como accesorios presenta apatito, opacos con formas euhedrales y restos de clinopiroxeno augítico. Sobre esta paragénesis se desarrolla un metamorfismo en facies de esquistos verdes. La plagioclasa es oligoclasa-andesina y está muy alterada a sericita-epidota (Ab-Kfs-Ser-Ep-Qtz). Son cristales euhedrales, sin inclusiones, no

zonados, con tamaños variables que en algunas muestras llegan a ser porfídicas (con porfidocristales de hasta 1 cm). Estos cristales definen un entramado dolerítico en cuyos intersticios cristalizan augita y hornblenda verde-marrón. La augita está muy retrogradada a hornblenda y es subhedral a euhedral, sin inclusiones y con crecimientos coetáneos con respecto a la plagioclasa. El anfíbol es anhedral, poiquilítico, aparece ocupando posiciones intersticiales, en ocasiones como clots de anfíbol y está alterado a Czo-Ep-Cal-Chl-Act. El desarrollo de cuarzo y microclina a través de los límites de grano y fracturas es muy importante. La roca presenta una deformación variable, muy poco penetrativa hacia el SW y progresivamente más penetrativa hacia el NE.

#### IV.B.3. El encajante del granito (serie pelítica del embalse de Alange).

Se trata de una monótona alternancia muy tableada de espesor decimétrico y colores verdosos o parduzcos, compuesta por grauvacas y pizarras. Petrográficamente son limolitas y grauvacas de grano fino con intercalaciones de areniscas de grano grueso, rocas volcanoclásticas intermedias-ácidas y esporádicas pasadas microconglomeráticas de espesor centimétrico. Aunque no tiene continuidad formal, puede correlacionarse con la serie pelítica de Alange. Como resultado de la intrusión se genera una aureola de metamorfismo de contacto de escala decamétrica a hectométrica. La blastesis metamórfica produce en las inmediaciones del contacto con el granito la paragénesis: Crd-Bt-Qtz, propia de la facies de corneanas de Ab-Ep que podría corresponder a la reacción:





## V. EL DIORITOIDE DE PALOMAS Y CUERPOS ASOCIADOS.

### V.A. Introducción.

El dioritoide de Palomas es un cuerpo ígneo de naturaleza básica situado en el límite meridional del DOVPR (Apalategui y Quesada, 1987) y es el cuerpo cadomiense más próximo al CBBC (Fig. III.16). El dioritoide de Palomas se encuentra muy afectado por la tectónica transcurrente varisca y en cartografía aparece desmembrado en una serie de cuerpos menores separados por bandas de cizalla de anchura hectométrica a kilométrica. El principal cuerpo aparece sobre el pueblo de Palomas y se extiende desde la dehesa del Cahozo hasta Alange, a lo largo de más de 25 kilómetros. Es intrusivo en las vulcanitas de Oliva de Mérida, en la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro y en la serie pelítica del embalse de Alange (Fig. III.17). De forma discordante aparece recubierto por las arcosas de la Fm. Torreárboles y por materiales de la Fm. Malcocinado. Los diferentes asomos tectónicos de este cuerpo se extienden desde las proximidades del dúplex de la Sierra de Hornachos hasta las estribaciones del río Guadiana (gabros de Don Álvaro). Si bien se considera que todos estos cuerpos desconectados tectónicamente corresponden a un cuerpo mayor, posiblemente de dimensiones batolíticas (Apalategui et al., 1988a) se ha optado por un estudio petrográfico pormenorizado de los principales asomos ígneos dada la variedad petrográfica que presentan.

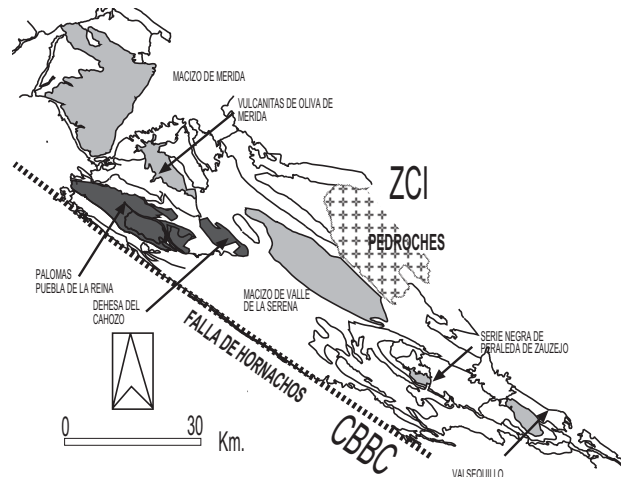


Fig. III.16.- Esquema geológico de situación general de los diferentes macizos y cuerpos cadomienses del DOVPR. En gris oscuro se indica el dioritoide de Palomas y, al este del mismo, los afloramientos de granitos y dioritas de la Dehesa del Cahozo.

### V.B. Facies ígneas del Dioritoide de Palomas.

Apalategui et al., 1988a, y Almarza, 1996, diferencian tres facies principales: gabros, dioritas-granodioritas y granitos. Dada las malas condiciones de afloramiento del macizo en cartografía (Apalategui et al., 1988a) sólo se ha diferenciado gabros, dioritas de grano grueso y una facies subordinada de borde, al este de la localidad de Palomas, dentro de las rocas básicas.

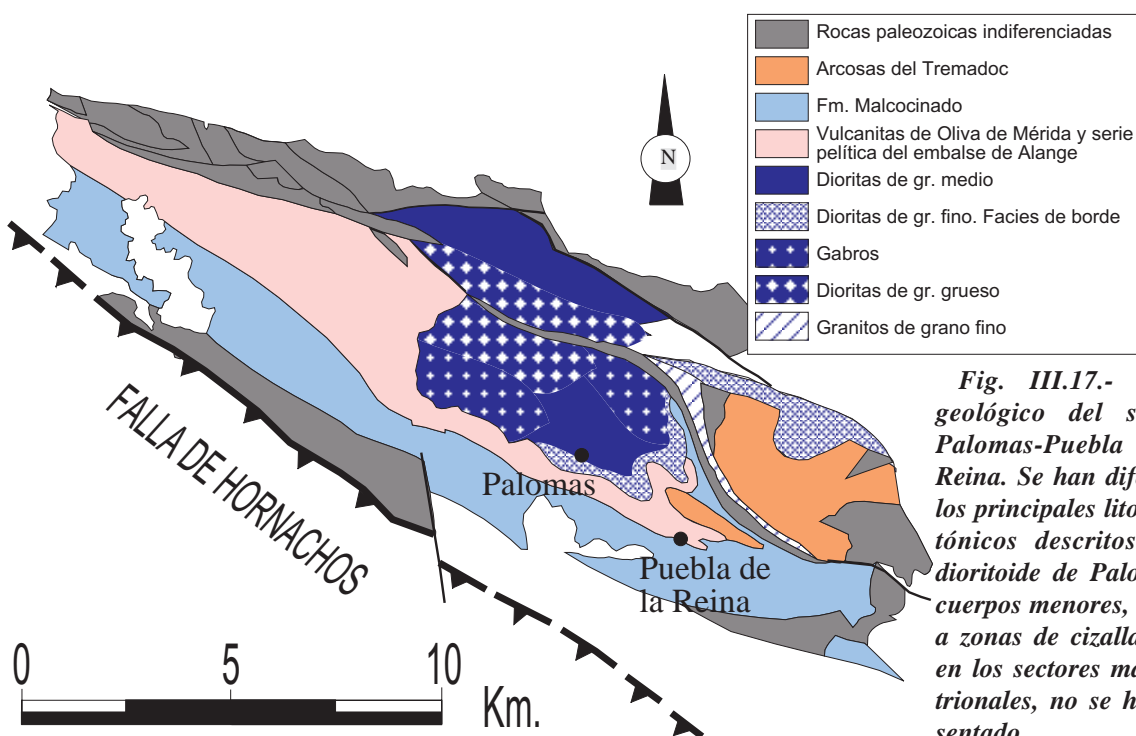


Fig. III.17.- Esquema geológico del sector de Palomas-Puebla de la Reina. Se han diferenciado los principales litotipos plutónicos descritos para el dioritoide de Palomas. Los cuerpos menores, asociados a zonas de cizalla situados en los sectores más septentrionales, no se han representado.

**V.B.a. Gabros.**

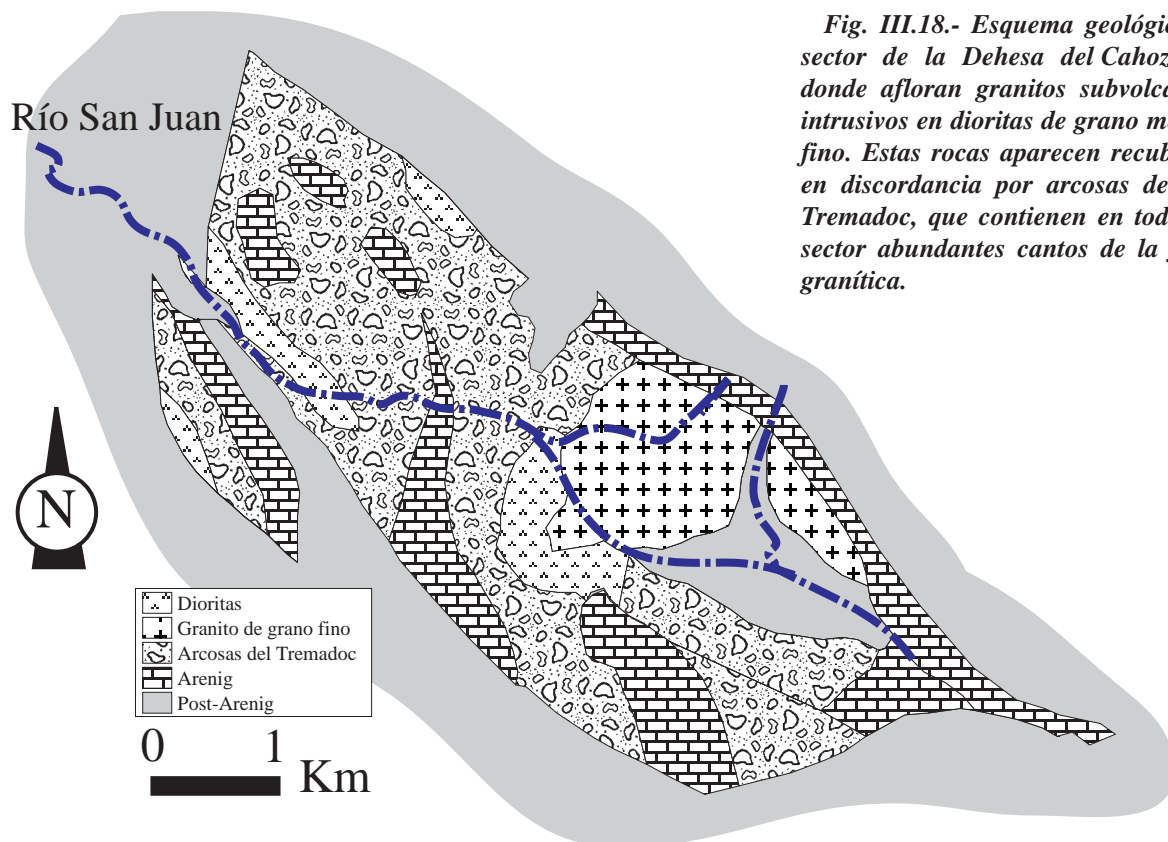
Los gabros de Palomas afloran en los sectores orientales del macizo, si bien las relaciones de campo son imprecisas. Espacialmente parecen estar en contacto ígneo gradual con granodioritas y dioritoides, junto con diferenciados más ácidos de carácter local y escala decamétrica. Los gabros aparecen cortados por algunos diques de dioritas de potencias métricas y no presentan enclaves. De visu es una roca granuda de grano medio y color oscuro, muy poco tectonizada.

Microscópicamente se caracteriza por presentar una textura intergranular a subofítica, hipidiomorfa con tamaño de grano medio a grueso (2-4 mm), no orientada, formada por piroxeno augítico y cristales euhedrales de plagioclasa intermedia no zonada. Son cristales limpios, sin inclusiones de ningún tipo. Ocasionalmente aparecen pequeños cristales de apatito y opacos. En las proximidades de los dioritoides los gabros son gabros anfibólicos con cantidades pequeñas de anfíbol verde (hornblenda) que ocupa posiciones intersticiales con respecto al piroxeno y a la plagioclasa. Los gabros anfibólicos presentan una intensa alteración que define una paragénesis de esquistos verdes. Está formada por Cal-Qtz-Act-Czo-Ep-Ab-Chl-micas blancas-Opac. Estos minerales de alteración no aparecen orientados ni muestran ningún tipo de deformación.

**V.B.b. Dioritoides.**

Es la facies principal dentro del plutón de Palomas. Petrográficamente muestra una gran diversidad de litotipos. Se reconocen dioritas con texturas subofíticas hasta dioritas intergranulares (la facies más abundante) e incluso algunas rocas con texturas acumuladas. Los contactos con el resto de facies son transicionales excepto con los microgranitos y granitos subvolcánicos los cuales son intrusivos en las dioritas. Las facies con texturas acumulativas aparecen dispersas dentro del macizo y no se reconocen las estructuras ígneas originales de las mismas. Aparecen cortadas por diques de potencia métrica de naturaleza diorítica y ácida y no presentan enclaves de ningún tipo. La deformación que muestran estas rocas es variable, desde nula hasta protomilonítica en el sector del Puerto de Oliva de Mérida.

Al microscopio son rocas de grano medio (1-3 mm), holocristalinas, hipidimórficas, sin orientar, de tonos oscuros. La mineralogía es plagioclasa y anfíbol con apatito como accesorio, esporádicamente aparecen cristales de piroxeno augítico. Son cristales limpios, sin inclusiones. Microscópicamente se caracterizan por presentar de forma generalizada texturas intergranulares con plagioclasa euhedral y anfíbol verde xenomorfo a subidiomorfo que se agrupan en clots. Algunas variedades muestran texturas interseccionales. Las rocas presentan un



*Fig. III.18.- Esquema geológico del sector de la Dehesa del Cahozo, en donde afloran granitos subvolcánicos intrusivos en dioritas de grano medio a fino. Estas rocas aparecen recubiertas en discordancia por arcosas de edad Tremadoc, que contienen en todo este sector abundantes cantos de la facies granítica.*

### C.III.- Dioritoide de Palomas

grado variable de alteración, en general importante, llegando en ocasiones a obliterar la paragénesis y textura primaria de la roca. La paragénesis de alteración define la facies metamórfica de esquistos verdes y es análoga a la presente en los gabros.

#### V.B.c. Granodioritas.

Algunas de las rocas del plutón de Palomas corresponden con granodioritas; las relaciones de campo con el resto de las facies son poco claras. Son rocas que aparecen dentro de las facies dioríticas y tienen una mayor ocurrencia hacia los sectores orientales del macizo, en los sectores más afectados por la deformación. Son rocas formadas por plagioclasa, feldespato potásico (microclina u ortosa), anfíbol y cantidades menores de cuarzo. Presentan una intensa alteración y deformación que a menudo oblitera la textura original de la roca. De visu son rocas leucocráticas con pequeñas cantidades de máficos, holocristalinas, foliadas, sin enclaves y de grano medio (2-4 mm). Microscópicamente se caracterizan por presentar texturas granudas alotriomorfas inequigranulares con cristales seriados de plagioclasa, feldespato y cuarzo ocupando posiciones intersticiales. El anfíbol es escaso y está muy alterado a Ep-Czo-Act-Chl. La paragénesis de alteración define la facies de esquistos verdes.

#### V.B.d. Granitos y microgranitos.

En los sectores orientales del plutón de Palomas (zona de San Juan y Dehesa del Cahozo Fig. III.18) aparecen grandes masas de granitos de grano fino y microgranitos intrusivos en las dioritas (facies común). El contacto es neto y la intrusión de los microgranitos sólo produce una estrecha banda de escala métrica a decimétrica de desestabilización. Esta desestabilización de las dioritas da lugar a la aparición de cuarzo y feldespato intersticial y a un aumento del tamaño de grano en las plagioclasas lo cual conduce a pensar en que los microgranitos son cogenéticos con las dioritas y un producto más diferenciado de este magmatismo. De visu son rocas de grano fino (1-2 mm), de tonos claros, alotriomorfas, sin orientar ni deformar. No presentan enclaves ni masas de dioritas. De forma excepcional aparecen algunas masas de aplopegmatitas de mineralogía banal. Microscópicamente se caracterizan por la presencia de texturas alotriomorfas, inequigranulares, graníticas, que localmente son aplíticas. El cuarzo presenta texturas gráficas con el feldespato. Están formadas por albita, feldespato potásico (microclina) y cuarzo. De forma accesoria aparece moscovita, biotita y opacos. Sobre la mineralogía primaria se desarrolla una paragénesis metamórfica de grado bajo (Ep-Qtz-Ser-Chl). Estas rocas aparecen como diques de potencias métricas y corridas hectométricas cortando a las facies dioríticas. Los contactos con las dioritas son

netos y no hay texturas reaccionales de visu ni a escala microscópica.

#### V.B.e. Diques de dioritas.

Cortando a las facies dioríticas aparecen diques de naturaleza diorítica. Aparecen en diques de potencias métricas y corridas hectométricas. Estos diques están mayoritariamente orientados a N100-120°E. El contacto con los dioritoideos es neto y apenas se produce una cierta desestabilización textural de la roca encajante, que conduce a un mayor tamaño de grano en la plagioclasa y en una disminución del anfíbol. De visu son rocas de grano fino, ocasionalmente afaníticas, aparecen poco orientadas, son de tonos oscuros y masivas. Al microscopio se caracterizan por presentar una cierta diversidad textural que varía desde texturas subofíticas a texturas intergranulares seriadas. En general son rocas hipidiomorfas de mineralogía constante análoga a la presente en las facies dioríticas y con la misma paragénesis de alteración.

#### V.C. El Encajante. Metamorfismo de contacto.

Las facies plutónicas del plutón de Palomas intruyen en la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro, en las vulcanitas de Oliva de Mérida y en la serie pelítica del embalse de Alange.

El plutón de Palomas intruye en los términos más altos de la serie del embalse de Alange, el cual genera una aureola de metamorfismo de contacto de varios cientos metros de desarrollo. Este metamorfismo es poco importante y no sobrepasa en el contacto la isograda de la andalucita. El metamorfismo sólo se desarrolla sobre los niveles pelíticos y los niveles areniscos no muestran ningún signo de blasténesis metamórfica. El metamorfismo de contacto se desarrolla sobre los planos de esquistosidad y los cristales de andalucita no están orientados. Estos cristales muestran sistemáticamente recrecimientos. No se ha podido establecer si este recrecimiento de andalucita es debido a una segunda fase de metamorfismo posterior al metamorfismo térmico inducido por el Plutón de Palomas.

#### V.D. La Diorita acumulativa de Oliva de Mérida.

La diorita acumulativa de Oliva de Mérida aparece dentro de las Vulcanitas de Oliva de Mérida (Fig. III.19). Es un afloramiento de 6-8 Km<sup>2</sup> situado al pie de la Sierra de Peñas Blancas. Aparece recubierto en discordancia por rocas del Cámbrico Basal (Fm. Torreárboles) aunque el contacto es problemático y está muy recubierto. Es un cuerpo muy heterogéneo, poco deformado y con un



importante grado de alteración. Litológicamente está compuesto por dioritas de grano fino, medio y grueso, anfibolititas de grano fino, gabros, rocas acumulativas (plagioclasitas y cumulos de anfíbol), dioritas leucocráticas y diferenciados básicos. Todos estos litotipos están formados por plagioclasa intermedia sin zonar y sin inclusiones y por anfíbol verde (hornblenda pargasítica). Como accesorios aparece piroxeno augítico, apatito, esfena y opacos.

El principal litotipo es una diorita de grano fino a grueso con una foliación magmática bien desarrollada definida por variaciones relativas en la plagioclasa y anfíbol y en menor medida por el tamaño de grano. Estas estructuras aparecen ahora orientadas de forma congruente con la estructuración varisca de este sector. Al microscopio es una roca con texturas granudas hipidiomórficas que varían entre adcumulos de plagioclasa con anfíbol y piroxeno intersticial a una textura intergranular de grano medio. Las anfibolititas y cumulos de anfíbol son rocas de grano medio a grueso (2-5 mm) poco orientadas y formadas casi exclusivamente por anfíbol, con pequeñas cantidades de piroxeno y plagioclasa intersticial. Presentan texturas adcumuladas a ortocumuladas inequigranulares que localmente están recrystalizadas y están fuertemente alteradas a Act-Tr-Ab-Qtz-Sph-Opac-Chl-Srp-Czo.

### V.E. La Diorita con granate del Cortijo de Valdelapeña.

La diorita con granate de Valdelapeña aparece dentro de las Vulcanitas de Oliva de Mérida (Fig. III.19). Es un cuerpo intrusivo en esta serie, de 6 Km<sup>2</sup> y está afectado por una serie de accidentes transpresivos izquierdos que gneisifican estas rocas.

Son rocas dioríticas a granodioríticas de grano medio de color obscuro, con texturas deformacionales en general bien desarrolladas que llegan a borrar la textura ígnea original de la roca. Asociada a esta deformación se desarrolla un metamorfismo en facies de esquistos verdes que está definido por la presencia de Act-Chl-Qtz-Ep-Czo-Ab-Ms-Bt-Sph y el cual es sincinemático con la deformación. La textura ígnea original de estas rocas es similar a la textura de las rocas acumulativas de Oliva de Mérida. Son rocas de naturaleza diorítica a granodiorítica, de grano medio (1-3 mm.), formadas por plagioclasa (20-40%), anfíbol verde-pardo (20-30%), cuarzo, feldespato potásico (microclina), circón, apatito y granate. La paragénesis de alteración define un metamorfismo en grado bajo (Ab-Qtz-Ep-Chl-Act) orientado según las texturas deformacionales. La textura ígnea original es difícil de precisar a causa de la intensa gneisificación que presentan estas rocas, sin embargo localmente se reconocen texturas adcumuladas de plagioclasa y ortocumuladas, panidiomórficas de plagioclasa y anfíbol. Dentro de los niveles más leucocráticos (granodioritas leucocráti-

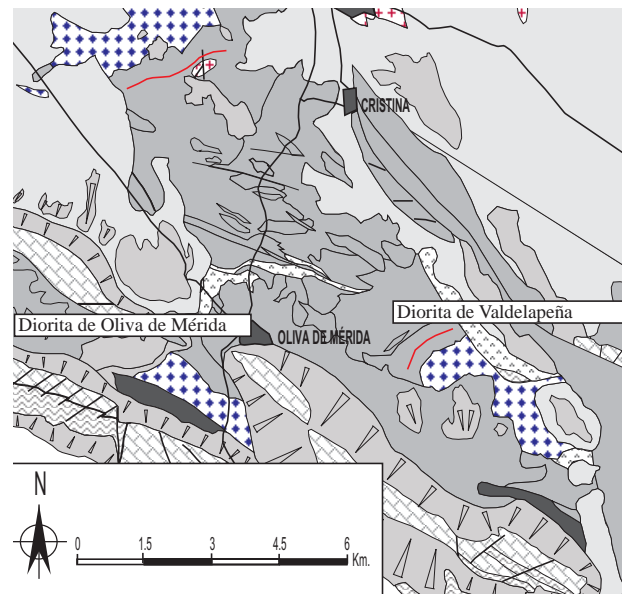


Fig. III.19.- Mapa geológico esquemático mostrando la ubicación de la diorita acumulativa de Oliva de Mérida y la diorita con granate de Valdelapeña, dentro de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. En gris obscuro se muestran las rocas del Cámbrico basal.

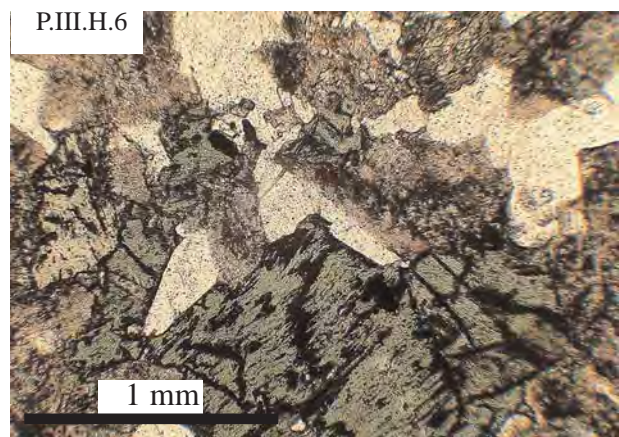
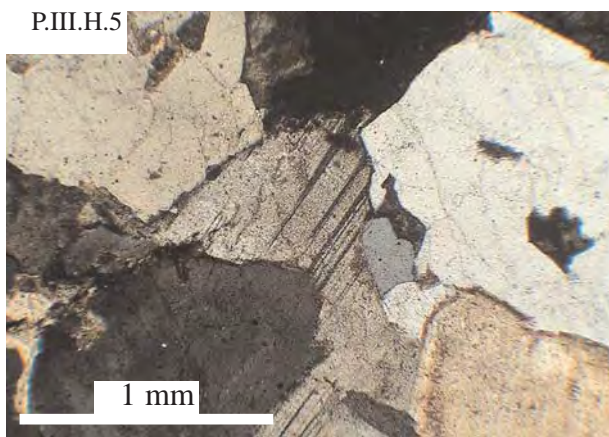
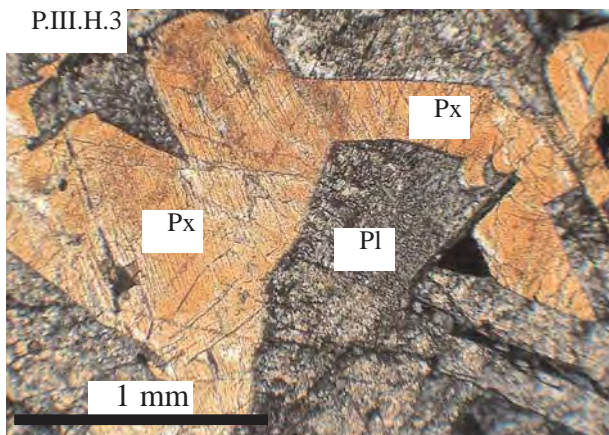
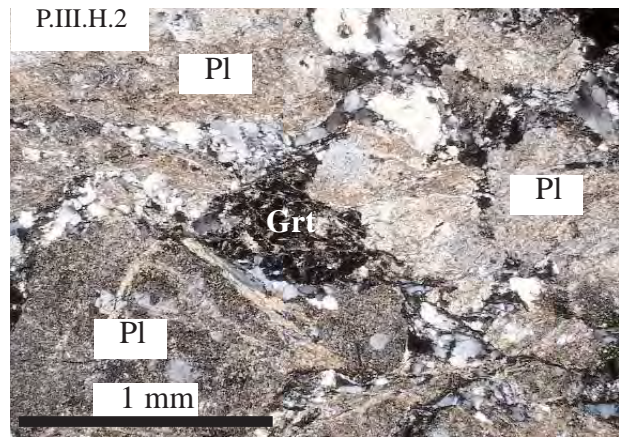
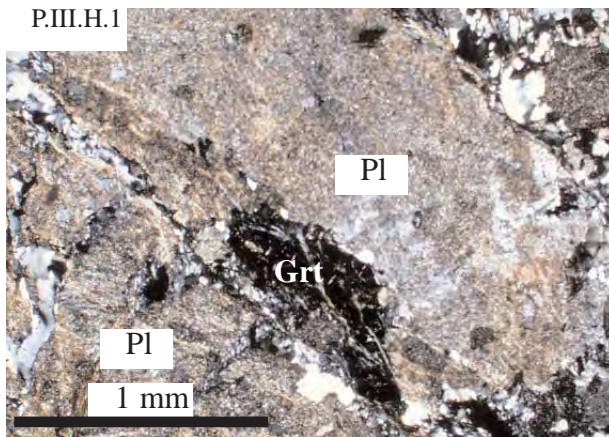
cas y leucotonalitas) aparecen cristales de granate de tamaño milimétrico a submilimétrico muy estirados y fracturados. Algunos de estos cristales aparecen dentro de cristales idiomorfos de plagioclasa. Son cristales de tonos rosáceos, subidiomorfos, con escasas inclusiones de opacos que no muestran ningún tipo de reacción con las plagioclasas. Estas rocas son análogas a las que aparecen en los niveles acumulativos de Mérida (arroyo Albarregas, en donde la aparición del granate se restringe a los niveles más leucocráticos dentro de complejo acumulativo).

### V.F. Facies discordantes.

De forma discordante aparece la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina. Algunos autores consideran que Palomas es intrusivo en esta serie (Martínez-Poyatos, 1997), sin embargo no se reconoce ningún tipo de paragénesis de metamorfismo de contacto en estas rocas. La presencia de niveles de conglomerados calcáreos no metamorfizados dentro de la Fm. Malcocinado y a escasos metros del contacto con las dioritas permite constatar que esta formación es discordante sobre Palomas.

En otros sectores sobre las facies plutónicas del macizo de Mérida aparecen reposando en discordancia rocas de edad Tremadoc (arcosas conglomeráticas blancas). Estas rocas son especialmente abundantes en el sector de la Dehesa del Cahozo. Los niveles conglomeráticos que se intercalan en estas arcosas presentan cantos subredondeados de las facies de Palomas, siendo muy abundantes los cantos de microgranitos.





Plancha III.H

P.III.H.1.- Cristal de granate dentro de un cristal de plagioclasa. Diorita con granate del Cortijo de Valdelapeña.

P.III.H.2.- Idem. Un granate aparece estirado en la matriz de una diorita leucocrática de Valdelapeña.

P.III.H.3.- Gabro del plutón de Palomas con textura subofítica.

P.III.H.4.- Fotografía de visu de procesos de mezcla de magmas dentro del plutón de Palomas. Ancho de la fotografía, 6 cm. Las dioritas de grano fino aparecen asociadas de forma frecuente a microgranitos y localmente a granodioritas y monzogranitos de grano medio.

P.III.H.5.- Granito de grano fino de la Dehesa del Cahozo. Son rocas de mineralogía sencilla y texturas típicamente graníticas o aplíticas.

P.III.H.6.- Diorita de grano medio a fino de Valsequillo. La hornblenda primaria aparece muy retrogradada y en posiciones intersticiales crecen cristales de cuarzo limpio.

## VI. EL GRANITOIDE DE EL ESCRIBANO.

### VI.A. Introducción.

El granitoide de El Escribano fue definido por Pérez-Lorente, 1979, quien lo considera como un complejo ígneo-metamórfico de edad precámbrico superior. Aparece en los sectores más orientales del DOVPR. Es un macizo alargado (70 Km) con una anchura variable entre 2-6 Km (Fig. III.20). Este cuerpo está estructurado en la orogenia varisca (Apalategui y Pérez-Lorente, 1983) y aparece cabalgante sobre materiales del Paleozoico Medio-Superior.

Si bien este cuerpo no entra dentro de la zona de estudio de la presente memoria se ha realizado un corte (Puerto Calatraveño, Espiel) en el cual se han reconocido los dos litotipos principales de este cuerpo. Apalategui et al., (1985d y e) diferencian una facies común formada por granodioritas y tonalitas y una facies básica formada por gabros y dioritas.

### VI.B. Facies ígneas del Granitoide del Escribano.

A partir del corte realizado y de los datos de Pérez-Lorente (1979), Apalategui y Pérez-Lorente (1983) y Apalategui et al., (1985d y e) se puede dividir el granitoide de El Escribano en dos facies principales: facies diorítica y facies granítica.

### VI.B.a. Facies diorítica.

Es la facies principal de El Escribano; de visu son dioritas de grano medio, sin orientar, con un grado variable de deformación, llegando a tectonizar la roca en las proximidades de los principales accidentes que estructuran este cuerpo (gneises anfibólicos y niveles de milonitas-protomilonitas). Al microscopio son rocas formadas por plagioclasa, anfíbol, circón y opacos. A esta paragénesis ígnea se superpone una intensa alteración que define una paragénesis metamórfica de grado bajo (Bt-Ms-Chl-Act-Cal-Qtz-Ep). Esta paragénesis es sincinemática con respecto a la deformación varisca. Texturalmente son rocas granudas hipidiomórficas a alotriomorfas, fuertemente inequigranulares, muestran texturas intergranulares a intersectales definidas por plagioclasa y anfíbol. Ambos minerales son cristales limpios, sin orientar y sin inclusiones.

### VI.B.b. Facies granítica.

Es la facies subordinada de El Escribano; en general presenta un grado de deformación importante, dando lugar a rocas con texturas cataclásticas generalizadas que localmente son de carácter milonítico o gneísico. Son litologías de composición granodiorítica a granítica, de grano medio (1-3 mm), panidiomórficas a hipidiomórficas, muy leucocráticas con ferromagnesianos escasos y alterados. Mineralógicamente consta de plagioclasa intermedia-ácida, feldespato potásico, cuarzo, restos de anfíbol, apatito y circón. La plagioclasa es euhedral y el componente principal de estas rocas. Está fuertemente zonada y rodeada por coronas de albita de origen metamórfico. Los granos de cuarzo primarios están deforma-

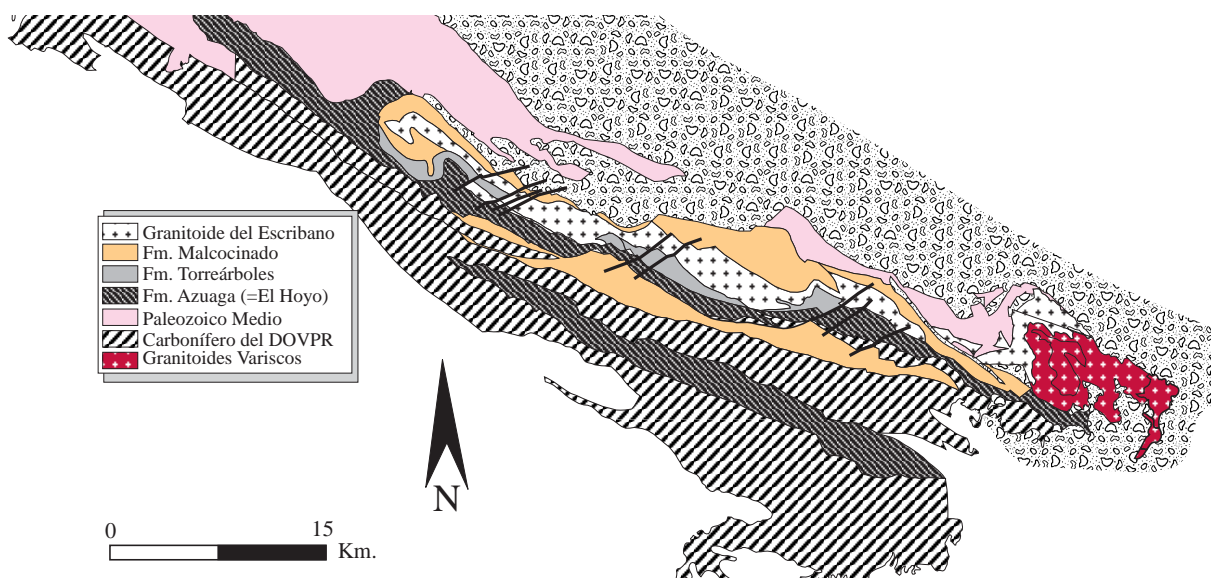


Fig. III.20.- Mapa geológico esquemático del Granitoide de El Escribano. Este cuerpo se sitúa en los sectores más orientales del DOVPR y no se ha estudiado en detalle dentro de este trabajo. No obstante se ha realizado un corte en el puerto de Espiel, en donde se han reconocido las mismas facies presentes en los dioritoides tipo Mérida.



### C.III.- El Escribano

dos y esporádicamente muestran crecimientos íntimos con cristales de albita y feldespato potásico (granófidos). Se observan restos de anfíbol verde en masas de clorita que son modalmente poco abundantes.

### VI.C. Facies del encajante y facies asociadas.

Apalategui et al., (1985d y e) consideran a El Escribano un cuerpo ígneo intrusivo en la Fm. Malcocinado dentro de la cual aparece intercalado. Sin embargo en base a las relaciones de campo que presentan otros cuerpos dioríticos-ácidos análogos (Mérida, Palomas, Ahillones, Valsequillo) con respecto a la Fm. Malcocinado, ponen de relieve que siempre esta unidad reposa en discordancia sobre los cuerpos intrusivos básicos tipo Mérida. Pérez-Lorente (1988), considera que la Fm. Malcocinado es discordante sobre El Escribano.

La Fm. Torreárboles (Cámbrico Basal) que aparece en láminas en El Escribano también reposa en discordancia sobre este cuerpo. Pérez-Lorente (1979, 1988) considera que el encajante de este granitoide son rocas volcánicas y volcanosedimentarias con un importante grado metamórfico. Se ha recogido una muestra procedente del encajante del granitoide de El Escribano (Puerto Calatraveño). Se trata de un micaesquisto de grano medio con una fábrica muy penetrativa S-C, con una paragénesis metamórfica de grado medio-alto (granate-estaurolita-biotita) con granate y estaurolita como blastos precinemáticos con respecto a la fábrica más patente de la roca.

## VII. CUERPOS INTRUSIVOS ALCALINOS EN EL CONTACTO ENTRE DOVPR Y EL CBBC.

### VII.A. Introducción.

En el límite entre el DOVPR y el CBBC (banda de cizalla de Hornachos) aparecen una serie de cuerpos ígneos plutónicos de naturaleza alcalina ácida. Estos cuerpos están espacialmente desconectados y en la literatura geológica han recibido una serie de nombres (ortogneis de Sierra de las Cabras, ortogneis de Doña Rama, ortogneis de Cerro Castaño, granito de las Essiyas, ortogneis del Álamo...). Siguiendo la nomenclatura de Martínez-Poyatos (1997) en este trabajo se denominan rocas tipo El Álamo a todo este conjunto. Dentro de la zona de trabajo estos cuerpos aparecen definiendo una alineación asociada a bandas de cizalla ligadas a la falla de Hornachos (Fig. III.21). Son cuerpos variablemente tectonizados y a escala cartográfica parecen definir una única masa desplazada por accidentes transpresivos izquierdos tardíos que tectonizan variablemente estas rocas.

La edad no está establecida, pero intruyen en los esquistos y cuarcitas arcósicas de la Fm. El Hoyo, también denominada Fm. Atalaya y Fm. Campoalto en este sector (Almarza, 1976a y b; Chacón, 1979). El Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Visseense) los recubre en discordancia y en su conglomerado basal aparecen abundantes cantos de estos cuerpos (Almarza, 1976a;

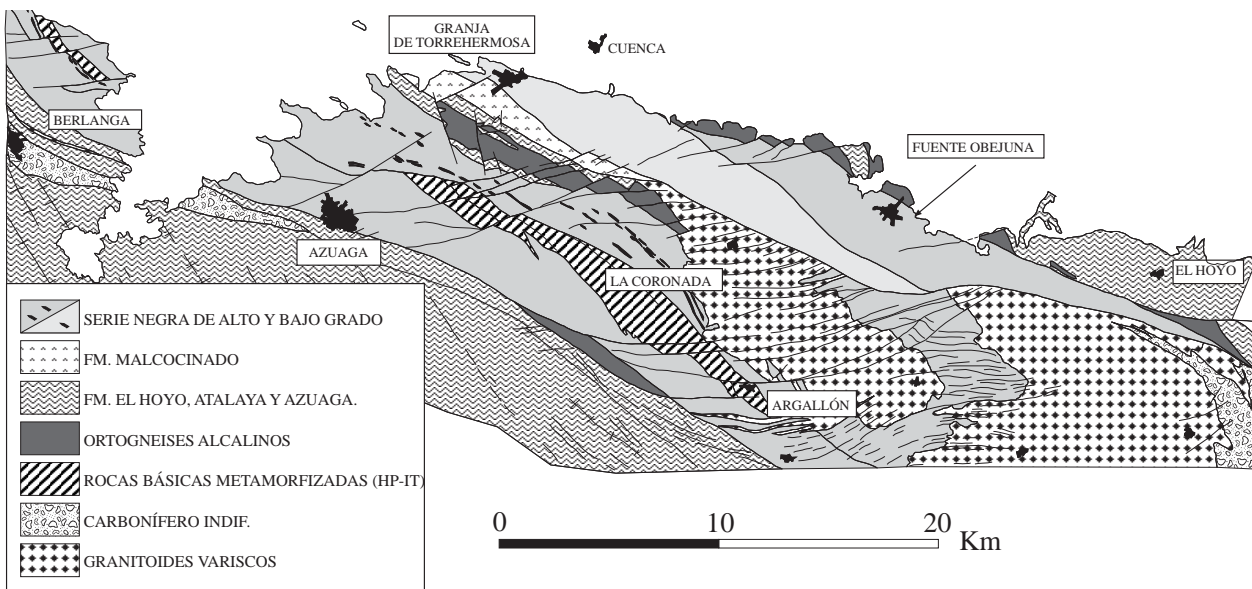


Fig. III.21.- Mapa esquemático del sector centro-oriental del CBBC, entre Berlanga y El Hoyo, con la situación de los principales afloramientos de rocas similares a los ortogneis de El Álamo (p.e. Las Minillas). Se indican de igual modo las rocas básicas, de carácter alcalino (complejo Leptino anfibólico), de la misma edad y que ocupan los sectores más centrales de la unidad blastomilonítica del CBBC (Unidad Central). La fig. III.22 es complementaria con este esquema.

Pérez-Lorente, 1979, que, por otro lado, son análogos a los situados dentro del CBBC (ortogneis de Las Minillas, Ribera del Fresno, Aceuchal, Almendralejo, Chacón, 1979; Ábalos, 1990; Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997) que tienen edades Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior (Schafer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez-Casado, 1998) y que intruyen en rocas correlacionables (Fm. Atalaya de Chacón, 1979).

## VII.B. EL ORTOGNEIS DEL ÁLAMO.

El ortogneis del Álamo aflora en la Sierra de las Cabras, hacia el NW, (ortogneis de Sierra de las Cabras), una sierra de dirección N130°E que llega hasta las proximidades de Fuente Obejuna (Ermita de Santa Engracia). Se continúa hacia el este (Cerro Castaño) y ya en el dúplex de El Hoyo vuelve a aparecer de forma aislada (ortogneis de Doña Rama) como una L-tectonita, intruido en la Fm. El Hoyo (Fig. III.22).

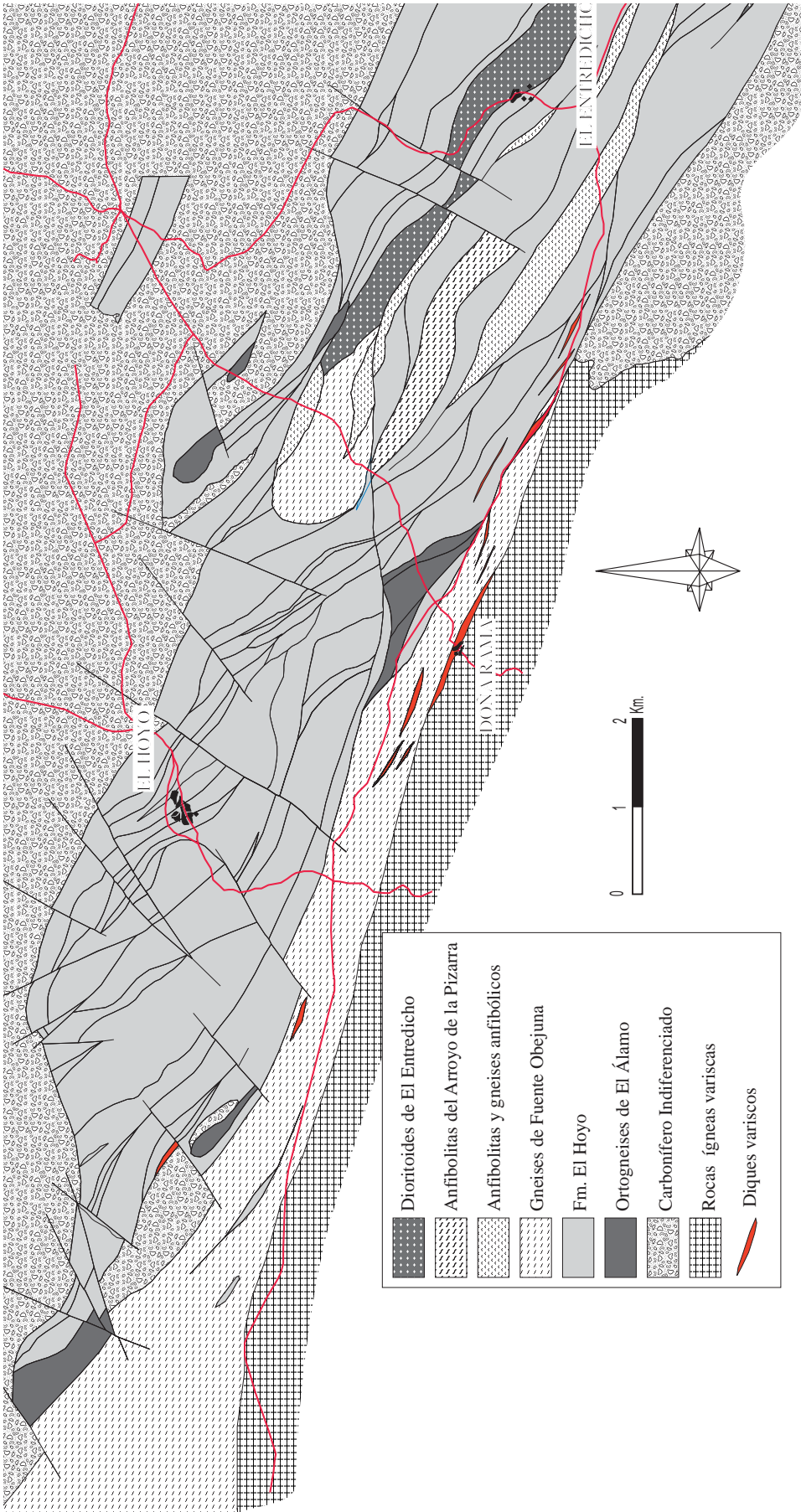
Estos cuerpos intruyen próximos al contacto entre los cuarzoesquistos y las cuarcitas tableadas de El Hoyo originando blastos milimétricos y precinemáticos (1-3 mm) de cordierita. La aureola de metamorfismo es de escala decamétrica y puede observarse en el cruce de la carretera de Fuente Obejuna-Doña Rama a Bélmez (1 Km al NE de Doña Rama). Los blastos de cordierita están rodeados por la esquistosidad milonítica que muestran estas rocas, pero presentan inclusiones de cuarzo groseramente orientadas, de tamaño de grano mucho menor que el de la matriz. La traza de las inclusiones es oblicua (40-50°) a la foliación de la roca, por lo que podría representar los restos de una esquistosidad más antigua. Abalos (1990) describe una situación análoga en el ortogneis milonítico de Ribera del Fresno. A la luz de estos datos se puede afirmar que la edad de estos cuerpos es claramente prehercínica y dadas las similitudes con otros cuerpos del CBBC (Ortogneis de Las Minillas, Delgado Quesada, 1971; Chacón, 1979; Apalategui et al., 1985b; Ábalos, 1990) probablemente de edad Cámbrico-Ordovícico (ca 470-500 M.a.) (Oschner, 1993).

### VII.B.a. Petrografía del ortogneis del Álamo.

El ortogneis del Álamo es un granito leucocrático de grano medio a fino (0.5-1 cm) variablemente deformado (fábrica cataclástica a milonítica). En cartografía está cortado por fracturas tardihercínicas de salto en dirección dextro que generan rocas de falla y una partición irregular. Este cuerpo no presenta enclaves ni diques de ningún tipo y desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto. Mineralógicamente está constituido por albita-oligoclasa, ortosa y/o microclina y cuarzo, apareciendo como minerales accesorios cristales de circón, opacos y

cantidades menores de biotita muy alterada a clorita. Almarza (1976a y b) y Pérez-Lorente (1988) citan la presencia de granate y rutilo que no ha sido reconocido en este sector. Texturalmente es bastante homogéneo, presenta texturas holocristalinas, hipidiomórficas seriadas con fenocristales subeuhedrales de feldespato y cuarzo, fuertemente inequigranulares, limpios, sin inclusiones y sin orientar. Localmente muestran texturas aplíticas de grano fino (1-2 mm) con abundante microclina anhedral. Los feldespatos son mesoperfíticos y presentan paths de albita de exolución, apareciendo alterados a micas blancas y sericita. La albita es subhedral, limpia, sin inclusiones, de grano fino (0.5 mm), fracturada. El cuarzo ocupa posiciones intersticiales, está muy deformado, recristalizado con desarrollo de límites de subgrano y fuerte extinción ondulante y tiende a dar bandas y cintas que definen una foliación protomilonítica.

En algunos sectores (Sierra de las Cabras) estas rocas aparecen muy deformadas, evolucionando hacia un ortogneis de grano medio a grueso y aspecto milonítico. En el área de Doña Rama aparecen también rocas miloníticas que Apalategui et al., (1985a) describen como tipo Las Minillas y que de visu presentan una fábrica lineal muy desarrollada. Al microscopio es un ortogneis milonítico de naturaleza granítica donde la textura ígnea original está obliterada por la deformación. Presentan porfiroclastos de feldespato potásico que definen la lineación de la roca englobados en una matriz con abundantes fragmentos rotos de feldespato y albita recristalizada junto con ribbons y bandas de cuarzo recristalizado dinámicamente y masas de micas blanca que definen la foliación milonítica. Las rocas con menor grado de deformación presentan una cataclasis generalizada que evoluciona hacia texturas protomiloníticas.



**Fig. III.22.-** Mapa esquemático de la estructura de El Hoyo-El Entredicho mostrando los afloramientos de las rocas que constituyen el zócalo diorítico-anfibolítico de El Entredicho (se han diferenciado los tres conjuntos litológicos principales: anfibolitas y gneises anfibólicos, dioritoides y anfibolitas del Arroyo de la Pizarra) así como los ortogneises de El Álamo, intrusivos en este sector. Estos ortogneises afloran, de igual modo, hacia el este y el oeste de esta zona.



## VIII. EL ZÓCALO DIORÍTICO/ANFIBOLÍTICO DE EL ENTREDICHO.

La estructura de El Hoyo corresponde a un apilamiento de láminas cabalgantes separadas entre sí por contactos tectónicos, en cuya base se sitúan micaesquistos con blastos de granate y estauroлита y micaesquistos con porfidoblastos de andalucita con algunas intercalaciones de esquistos antofilíticos, correspondientes todos ellos a la Fm. El Hoyo. Bajo las láminas inferiores de esta unidad aparecen, en los sectores más occidentales (Cortijo Viejo y Fuente del Muerto) rocas migmatíticas ácidas y gneises anfibólicos atribuibles a la Serie Negra y análogas a las descritas en los apartados anteriores (Cap. II). Sin embargo, en los sectores más occidentales, bajo esas láminas aparecen rocas anfibólicas y dioritoides variablemente deformados (área de Cortijo del Rodeo, El Entredicho y Arroyo de la Pizarra), similares a los dioritoides tipo Mérida y Palomas que afloran dentro del DOVPR y afectados por procesos de anfibolitización.

Estas rocas aparecen en bandas alargadas (Fig. III.22), con una gran continuidad lateral (del orden de 2-5 Km). Los contactos con las rocas de la Fm. El Hoyo es tectónico y a menudo marcado por tramos de potencia métrica de milonitas con niveles de ultramilonitas. Las anfibolitas y dioritoides aparecen asimismo fuertemente deformados.

La ausencia de aureola de metamorfismo de contacto entre las rocas plutónicas y la Fm. El Hoyo, el salto en la intensidad de la deformación que presentan las metaarcos y micaesquistos con respecto a las rocas infrayacentes de El Entredicho, el salto metamórfico entre ambos grupos de rocas y la resolución de los cortes estructurales son argumentos que permiten considerar que estas rocas básicas plutono-metamórficas forman el zócalo sobre el que se disponen las rocas metasedimentarias de la Fm. El Hoyo.

Este zócalo está formado por una compleja sucesión de unidades que incluye Serie Negra migmatítica, gneises anfibólicos de grado medio, gneises leucocráticos, dioritoides y metagneises dioríticos con intercalaciones menores de micaesquistos miloníticos y hacia el este anfibolitas de grano medio y gneises anfibólicos masivos. La ausencia de afloramiento no ha permitido conocer las relaciones entre estos diferentes tipos de rocas, pero puede suponerse que son análogas a las reconocidas en otros sectores del DOVPR.

### VIII.A. Anfibolitas y gneises anfibólicos.

Estas rocas aparecen en la banda de anfibolitas más septentrional dentro del área de El Entredicho; comienza en la carretera de Doña Rama-Bélmez y continúa hasta El Entredicho. El tránsito hacia los dioritoides parece ser gradual pero a nivel cartográfico y de campo no se detec-

ta el cambio. Hacia el oeste pasa a gneises anfibólicos y gneises cuarzofeldespáticos de alto grado (sillimanita-feldespato potásico) que corresponden con la Serie Negra de alto grado de Fuente Obejuna. Dentro de esta banda de anfibolitas y gneises anfibólicos se observan diferentes láminas cabalgantes imbricadas entre sí de acuerdo con la estructura general de este sector. Estas bandas están separadas por zonas miloníticas y es probable que, tanto la facies descrita en este apartado como los dioritoides de El Entredicho y la Serie Negra de alto grado, pertenezcan a láminas tectónicas diferentes.

Son rocas de grano medio a fino (1-3 mm), muy foliadas con un bandeo litológico de escala milimétrica a centimétrica. Al microscopio están constituidas por plagioclasa, hornblenda, feldespato potásico, cuarzo, esfena, circón, apatito, clorita, epidota±clinozoisita y anfíboles secundarios (actinolita) como minerales más frecuentes. Todas estas rocas desarrollan paragénesis metamórficas propias del grado bajo (esquistos verdes). Texturalmente son muy similares aunque presentan grados variables de deformación y mayor o menor abundancia de niveles leucocráticos y melanocráticos. Composicionalmente estas rocas corresponden con gneises dioríticos a granodioríticos.

El litotipo más abundante corresponde a un gneis de grano medio (5 mm), muy foliado con abundantes estructuras S-C, con una textura gneísica a gneísica-cataclástica generalizada. La plagioclasa y el anfíbol verde de tipo hornbléndico aparecen como porfidoclastos. La plagioclasa es subeuhedral, equidimensional bimodal, con cristales de 1-5 mm formando porfidoclastos y cristales menores de 1 mm subeuhedrales a anhedral incluidos en la matriz cataclástica. Los primeros presentan parches y recristalizaciones locales de albita metamórfica y aparecen sin inclusiones, sin zonar o con zonado normales poco desarrollados y maclas polisintéticas abundantes, a menudo rotas y plegadas. La plagioclasa suele estar asociada a cristales de cuarzo de gran tamaño y cristales de feldespato potásico. El anfíbol (hornblenda verde) es subhedral a anhedral, aparece tectonizado con una fuerte reducción del tamaño de grano y presenta hábitos alargados paralelos a la foliación, con inclusiones de opacos, principalmente ilmenita y esfena que aparecen como agregados que remarcan la foliación de la roca. La matriz, fuertemente cataclástica y en ocasiones milonítica, está constituida por cuarzo, epidota-clinozoisita, anfíboles de tipo actinolítico y clorita-biotita.

### VIII.B. Dioritoides.

En los alrededores de El Entredicho afloran rocas básicas de grano medio con una grado variable de deformación y hacia el NE están los afloramientos menos deformados de estas rocas. Estas rocas son dioritoides variablemente deformados y han sido individualizado en cartografía.

### C.III.- El Entredicho

Son rocas de naturaleza diorítica, con tonos oscuros, muy alteradas a una asociación de grado bajo (Qtz-Ep-Ab ± Czo-Chl-Act-Spn-Ms), con algunos enclaves dioríticos de grano más fino y con facies subordinadas de dioritas leucocráticas. La mineralogía original está constituida por plagioclasa, hornblenda verde y cantidades menores de feldespato potásico, opacos (ilmenita) y apatito. La textura ígnea original es holocristalina hipidiomórfica de grano medio (2-3 mm), bien conservada pese a existir una cataclasis generalizada que evoluciona a milonítica dando lugar a una matriz rica en Qtz y Ep-Ms-Chl.

Mineralógicamente se caracteriza por presentar agregados de anfíbol de tipo hornbléndico de color pardo de grano medio (2-3 mm), subeuhedrales, limpios, con inclusiones de apatito de grano fino (<0.01 mm), que presentan fracturas rellenas de epidota o clinozoisita y, en las muestras más deformadas, bandas de esfena de grano fino paralelas a la foliación. Se reconocen frecuentes cristales aislados de anfíbol asociados a cristales de plagioclasa intermedia definiendo texturas subofíticas. La plagioclasa es de grano fino (1 mm), subeuhedral, limpia, sin zonar o con zonados poco desarrollados, sin inclusiones, con recrecimientos de albita e importante alteración. El feldespato aparece en las muestras más leucocráticas (dioritas leucocráticas-leucotonalitas); es inequigranular, alotriomorfo y ocupa posiciones intersticiales.

Si bien en los alrededores de El Entredicho estas rocas aparecen poco deformadas generando morfologías en bolos, habitualmente aparecen como gneises dioríticos-granodioríticos de grano medio a fino intercalados con gneises anfibólicos de grano fino. Las rocas de grano más fino están constituidas por anfíbol hornbléndico, plagioclasa intermedia, Qtz, Spn, Ilm, Chl, Ep, Ab y Czo y se interpretan como diques dioríticos intrusivos en las facies plutónicas de grano grueso.

Los gneises anfibólicos más leucocráticos son similares a los descritos, pero con cantidades menores de anfíbol, reemplazado en buena medida por actinolita anhedral, epidota, opacos y esfena. Muestra una matriz milonítica de grano muy fino parcialmente recrystalizada, rica en moscovita y trazas de biotita. Presenta algunos fenoclastos de feldespato potásico muy fracturados y estirados y algunos fenoclastos de cuarzo muy deformados, con extinción ondulante y formación de subdominios orientados.

#### VIII.C. Anfibolitas del Arroyo de la Pizarra.

En el área de El Entredicho, a 2-3 Km al oeste de la citada localidad, aflora una banda de 5 Km de longitud y 500 m de anchura compuesta por rocas básicas de grano fino muy deformadas, sensiblemente diferentes a las dioritas y gneises anfibólicos de dicha área. Al igual que el

resto de materiales aflorantes en el Zócalo de El Entredicho, aparecen en láminas cabalgando hacia el NE, sobre arcosas y micaesquistos de la Fm. El Hoyo.

Estas láminas afloran a lo largo del arroyo de la Pizarra y están constituidas por rocas de grano medio a fino, con un bandeado tectónico definido por alternancias de potencias centimétricas de niveles ricos en plagioclasa y niveles anfibólicos. Localmente aparecen paquetes de hornblenditas de potencia métrica a decamétrica con texturas de visu blastomiloníticas y una fábrica S-L muy marcada. En los niveles anfibólicos de grano medio y composición diorítica se ha reconocido la presencia de anfibolitas con granate de 1-2 mm.

Los niveles más finos muestran una serie de niveles rosados, de 2-5 cm de potencia y con textura aplítica, que presentan pliegues intrafoliares apretados de 0.2-1 metro de longitud de onda y que localmente corresponden a pliegues en vaina. En general todas estas rocas muestran una foliación sobre la que se reconoce una lineación bien desarrollada.

A continuación se describen las características microscópicas más reseñables de los principales litotipos reconocidos en esta unidad:

#### VIII.C.1. Gneises dioríticos.

Son rocas gneísicas de grano medio a fino (1-2 mm) con matriz milonítica y fábrica planolinear muy visible con pliegues intrafoliares apretados. Estas rocas están compuestas por plagioclasa, hornblenda, actinolita, clorita, cuarzo, albita, opacos, esfena y clinozoisita. La mineralogía principal es plagioclasa y anfíbol de tipo hornbléndico, que forman fenoclastos de ±1 mm.

La plagioclasa es oligoclasa-andesina con maclas polisintéticas y un zonado normal poco patente. Son cristales subeuhedrales, fracturados y rotados, rodeados parcialmente por recrystalizaciones de albita de origen metamórfico en forma de coronas irregulares con golfos de corrosión. Se concentra en bandas leucocráticas en las cuales es común observar cristales aislados, inequigranulares y anhedrales de anfíbol verde-marrón. El anfíbol es hornblenda, subeuhedral a anhedral, a menudo como agregados de varios individuos dispuestos según la foliación de la roca. Los niveles anfibólicos suelen ser masivos y compuestos por este mineral y cristales de opacos y esfena como agregados monominerálicos dispuestos en bandas paralelas a la foliación de la roca. El anfíbol aparece como cristales inequigranulares, seriados (0.2-1 mm), con pocas inclusiones y frecuentes maclas. De igual forma tiende a dar aglomerados de cristales inequigranulares orientados.

La matriz es de grano fino, muy inequigranular, compuesta por moscovita, clinozoisita, esfena, cuarzo y anfíboles secundarios, que definen texturas gneísicas envolviendo los porfidoclastos. El cuarzo desarrolla bandas finas y alargadas con morfologías sigmoidales, con mos-

covita asociada. En las bandas y en las sombras de presión, que se desarrollan en torno a los porfidoclastos de plagioclasa, recristaliza orientadamente definiendo los planos S de la roca. Presenta extinción ondulante, formación de subgranos y límites de grano orientados. En general la mineralogía de la matriz define una paragénesis metamórfica de grado bajo que está recristalizada y muy orientada, de carácter sincinemático.

### VIII.C.2. Gneises granodioríticos.

Son gneises de grano fino (1-2 mm), muy foliados, con abundantes pliegues intrafoliares. Aparecen como niveles de potencias métricas intercalados entre los gneises dioríticos y se diferencian en el campo por su grano más fino y tonos más claros, así como por el hecho de presentar un mayor grado de deformación. Los contactos con los gneises dioríticos son netos y paralelos con la foliación. Mineralógicamente están constituidos por anfíbol verde, plagioclasa, Ap, Zrn, Ep, Ilm, Spn, Kfs, Chl, Act y Qtz. La mineralogía fundamental de la roca es plagioclasa, anfíbol y feldespato potásico. La roca muestra al microscopio un fuerte bandeo composicional de origen tectónico, definido por niveles milimétricos leucocráticos de gneises miloníticos separados por niveles submilimétricos en donde se concentran los anfíboles con una fábrica nematoblástica muy desarrollada.

La plagioclasa se dispone como porfidoclastos rotados de tamaño variable (1-2 mm) rodeados por una matriz ácida milonítica a gneílica. Los cristales de plagioclasa son equidimensionales, subeuhedrales, limpios, con inclusiones de epidota  $\pm$  masas de clorita de grano muy fino ( $\zeta$  producto de la alteración de inclusiones de ferromagnesianos?), muestran maclas polisintéticas de la albita y periclina, y ningún tipo de zonado. Algunos porfidoclastos están constituidos por agregados de varios individuos (Pl+Kfs) con texturas hipidiomórficas con el feldespato en posiciones intersticiales (textura granítica). Aparecen rodeados por sombras de presión asimétricas con sentidos de movimiento izquierdo. Es frecuente observar recrecimientos de origen metamórfico de albita en torno a los cristales de plagioclasa.

El feldespato potásico es abundante en niveles concretos. Aparece fuertemente alterado y está a menudo asociado a cristales subeuhedrales de plagioclasa de menor tamaño, a los cuales tiende a englobar parcialmente y está muy fracturado y rotado según microlitones.

Los niveles de anfíbol son escasos y submilimétricos. Están constituidos por anfíbol subeuhedral perfectamente orientado con la foliación principal de la roca. Presenta inclusiones de apatito idiomorfo. Algunos cristales aparecen diseminados en las bandas leucocráticas, dentro de las cuales aparecen muy estirados, deformados y retrogradados a clorita-actinolita. Está espacialmente asociado a cristales de ilmenita y de esfena que se disponen como agregados policristalinos de grano fino según

la foliación. Frecuentemente los cristales de esfena de mayor tamaño y euhedrales presentan en sus núcleos cristales de ilmenita corroídos.

### VIII.C.3. Gneises leucocráticos.

Estas litologías aparecen en niveles y bandas de potencias métricas dentro de los gneises dioríticos. Son rocas con una fuerte deformación, con texturas de carácter milonítico. Son rocas de grano fino, muy foliadas, con una lineación de estiramiento muy acusada, con contactos tectónicos y paralelos con los gneises dioríticos. Microscópicamente están formados por Pl, Qtz, Zrn, Ap, Ep, Chl, Cal $\pm$ Kfs $\pm$ Bt $\pm$ Czo. Los minerales de la matriz definen una paragénesis metamórfica de grado bajo (esquistos verdes) sincinemática.

La roca es un gneis leucotonalítico de tonos claros y grano fino (0.5-1 cm). Contiene gran cantidad de porfidoclastos de plagioclasa de 0.5-1 cm, rotados, fracturados, con extinción ondulante y maclas polisintéticas rotas y plegadas. Son cristales subeuhedrales, con una importante reducción en el tamaño de grano en los bordes, limpios, sin inclusiones, no zonados. Las fracturas aparecen rellenas de sericita y calcita. Muestran texturas inequigranulares seriadas con gran cantidad de fragmentos subangulosos rotos en la matriz de grano fino.

La matriz es de grano fino a muy fino (<0.1 mm) compuesta principalmente por Qtz-Ep $\pm$ Czo $\pm$ Bt. Aparecen cristales subeuhedrales de apatito y circón dispersos en ella y de naturaleza milonítica, envolviendo los fenoclastos de plagioclasa, en torno a los cuales desarrolla grandes sombras de presión asimétricas de carácter izquierdo. En las sombras de presión cristaliza albita poiquilítica metamórfica junto con agregados equidimensionales de cuarzo orientado y micas. El cuarzo es el mineral más abundante en la matriz. Aparece en bandas con diferentes tamaños de grano y en cintas (ribbons) de grano muy fino (<0.05 mm), muestra extinción ondulante, neoformación de subgranos orientados con los planos S de la roca y recristalización. En estas bandas aparece de igual forma pequeños agregados policristalinos subeuhedrales de biotita orientada y granos aislados de 0.1-0.2 mm de clinozoisita/epidota subeuhedral.

### VIII.C.4. Gneises gabroicos.

Son gneises de grano medio a fino (1-3 mm) con matriz milonítica y fábrica planolinar muy desarrollada. Están constituidos por piroxeno, plagioclasa, anfíbol hornbléndico, actinolita, clorita, cuarzo, albita, feldespato potásico, epidota, opacos, esfena, calcita y clinozoisita. La plagioclasa, el anfíbol y el piroxeno forman fenoclastos de 1-3 mm. Están muy rotos y fracturados y se disponen definiendo la lineación mineral de la roca. Muestran grandes sombras de presión asimétricas en donde recristalizan orientadamente los minerales que



### C.III.- El Entredicho

definen la paragénesis metamórfica de grado bajo, que está sobreimpuesta a los citados minerales. La mineralogía más abundante es plagioclasa y anfíbol y en menor medida aparece piroxeno augítico. La plagioclasa es oligoclasa-andesina con maclas polisintéticas. Son cristales subeuhedrales, fracturados y rotados, rodeados parcialmente por recristalizaciones de albita de origen metamórfico. Tienden a aparecer en bandas leucocráticas milimétricas en lámina delgada en las cuales es frecuente observar cristales de anfíbol aislados, de tamaños variables y anhedral. El anfíbol es hornblenda verde-marrón, subeuhedral a anhedral, a menudo como agregados de varios individuos dispuestos según la foliación de la roca. Son cristales de tamaño variable (0.2-1 mm), con pocas inclusiones y frecuentes maclas. De igual forma tienden a formar aglomerados de cristales orientados y blindados por cristales de anfíbol de tipo tremolítico-actinolítico que, en muestra de mano, adoptan una apariencia de porfiroblastos. En las bandas anfibólicas aparecen cristales subeuhedrales de piroxeno augítico, sin inclusiones, de grano muy fino (0.1 mm), íntimamente asociados al anfíbol y reabsorbidos parcialmente por éstos. La matriz es de grano fino, muy inequigranular, compuesta por micas, epidota, esfena, calcita, cuarzo y anfíboles secundarios, que definen texturas gneísicas envolviendo los porfiroclastos con una orientación muy marcada.

#### VIII.C.5. Gneises de grano fino.

Esta facies es, junto con los gneises dioríticos, la facies principal que aflora en el área del arroyo de la Pizarra. Son gneises y anfibolititas de grano fino (1 mm), muy ricos en anfíbol con una foliación y lineación muy marcada. Presentan pliegues intrafoliares muy apretados con charnelas plegadas y aparecen como masas de gran potencia o bien como intercalaciones métricas a decamétricas entre los gneises dioríticos.

Son rocas anfibolíticas banales constituidas por hornblenda, plagioclasa, cuarzo, clorita, actinolita, feldespato potásico, circón, apatito, esfena y biotita como minerales más frecuentes. Una de las muestras estudiadas contiene cristales de granate asociado a plagioclasa y anfíbol.

Microscópicamente presentan texturas granonematoblásticas generalizadas con bandeados submilimétricos de origen tectónico y algunas dan lugar a texturas nematoblásticas de grano fino-muy fino de carácter milonítico.

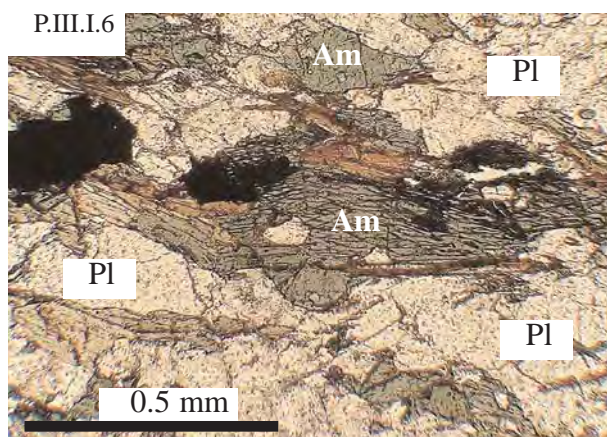
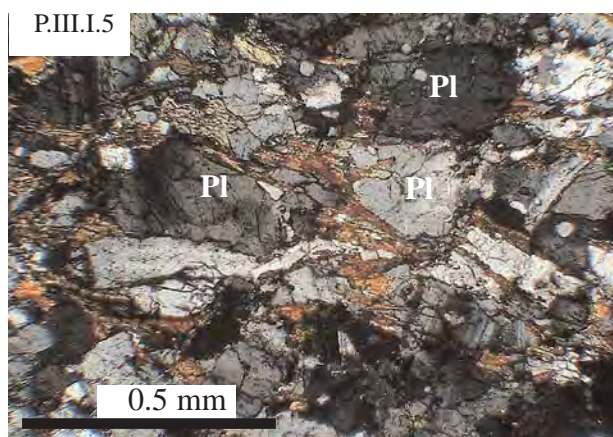
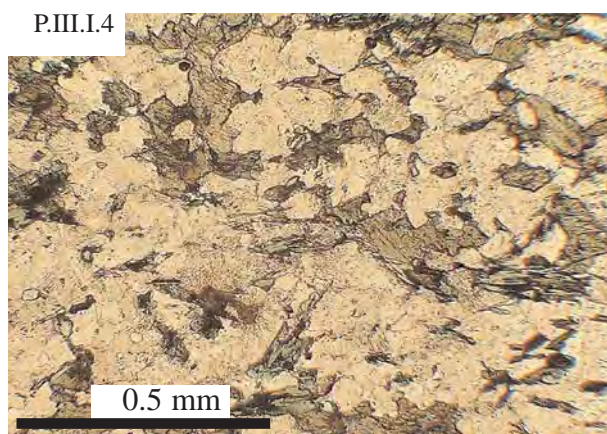
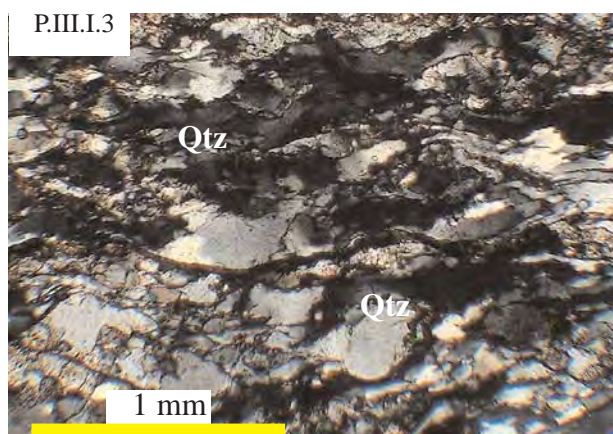
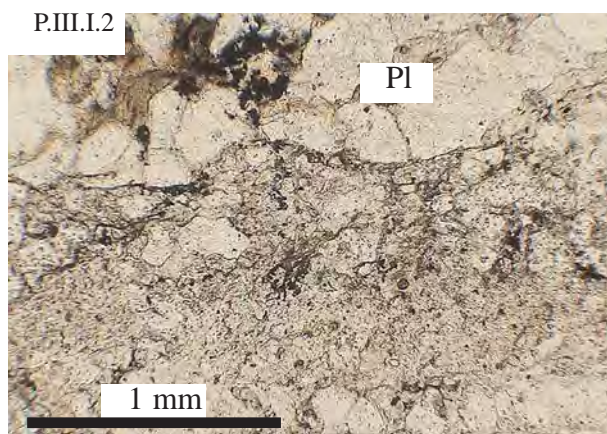
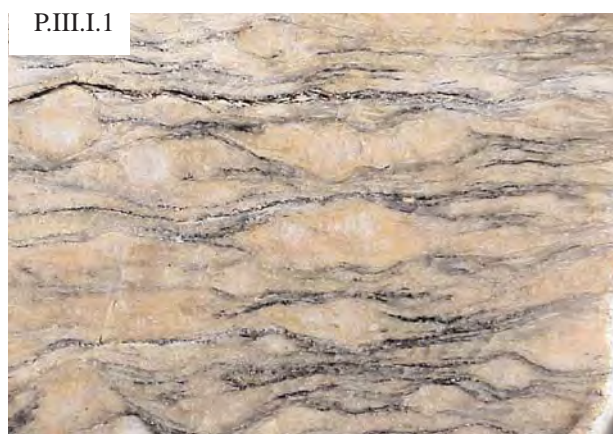
Son gneises de grano fino, muy foliados, con alternancias de niveles leucocráticos y niveles anfibólicos, más abundantes y de mayor potencia que el resto de litologías diferenciadas. Los niveles anfibólicos son de grano fino a muy fino (0.2 mm) con texturas nematoblásticas orientadas, hipidiomórficas, equidimensionales y con escasos cristales de plagioclasa subeuhedral en posiciones intersticiales. El anfíbol es hornblenda verde-marrón,

recristalizada, sin inclusiones (excepto de esfena e ilmenita metamórfica). Presenta golfos de corrosión de albita recristalizada y está muy retrogradado a actinolita y biotita orientadas. La plagioclasa aparece bien como cristales diseminados en los niveles anfibólicos o bien en las bandas leucocráticas. Dentro de estas últimas lo hace junto a feldespato potásico y cuarzo. Desarrolla texturas granoblásticas gneísicas de grano fino. Es subeuhedral, con fracturación y reducción de tamaño de grano, equidimensional a levemente inequidimensional, sin zonar, presenta maclas polisintéticas rotas y aparece plegada, no presentan inclusiones de ningún tipo. El feldespato potásico aparece en los niveles leucocráticos, es escaso y está fuertemente fracturado, con microlitones rotados reemplazado por epidota, albita y sericita.

#### VIII.C.6. Diques aplíticos.

Las facies gneísicas anteriormente descritas aparecen cortadas por diques de 1-5 cm y bolsadas de aplitoides de tonos rosáceos. Desarrollan pliegues apretados, isoclinales y, los de menor tamaño, desarrollan pliegues en vaina incipientes. En afloramiento estos diques parecen cortar la foliación milonítica de los gneises dioríticos, sin embargo el grado de deformación del conjunto no permite asegurar este extremo.

Son rocas de grano fino a muy fino con una foliación milonítica muy desarrollada. Al microscopio son rocas cuarzofeldespáticas leucocráticas formadas exclusivamente por cuarzo, albita y feldespato potásico. La textura es equigranular, granoblástica milonítica de grano fino (0.5 mm). El feldespato está muy fracturado, orientado, es poiquilítico con inclusiones de cuarzo, albita y circón. Presenta tamaños de grano de 0.2-0.3 mm. La albita es de grano fino (0.05-0.1 mm), subeuhedral, equidimensional, con maclas polisintéticas escasas y una fuerte recristalización sobreimpuesta. El cuarzo aparece totalmente recristalizado y orientado, con texturas granoblásticas, límites de subgrano y neoformación de subgranos. Son cristales limpios sin inclusiones de ningún tipo. Tienden a aparecer en posiciones intersticiales con respecto a la albita y el feldespato potásico.



## Plancha III.I

P.III.I.1.- Fotografía de visu (ancho de la misma: 4 cm) de un ortogneis milonítico de la Sierra de las Cabras, junto al accidente extensional del domo de Fuente Obejuna, en los sectores más alejados de este accidente los ortogneises del Álamo, muestran una fábrica cataclástica.

P.III.I.2.- Gneis cataclástico de Álamo. En general estas rocas muestran una cataclasis muy desarrollada que, sólo localmente, evoluciona hacia texturas gneísicas miloníticas.

P.III.I.3.- Gneis milonítico de Doña Rama. Esta roca es una tectonita L, con una intensa deformación dúctil.

P.III.I.4.- Gneis granodiorítico del Arroyo de la Pizarra. Sobre la textura gneísica, definida por Pl y Hb, se desarrolla una blastesis incipiente de minerales de bajo grado.

P.III.I.5.- Gneis diorítico del Arroyo de la Pizarra. Gran parte del anfíbol ha sido reemplazado por biotita roja, que crece orientadamente en posiciones intersiticiales

P.III.I.6.- Gneis diorítico del Arroyo de la Pizarra. El anfíbol verde aparece estirado y orientado junto a la plagioclasa dando lugar a un bandedo incipiente.



P.III.J.1



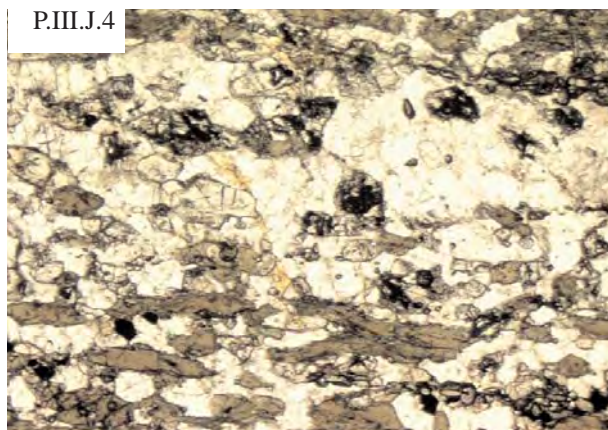
P.III.J.2



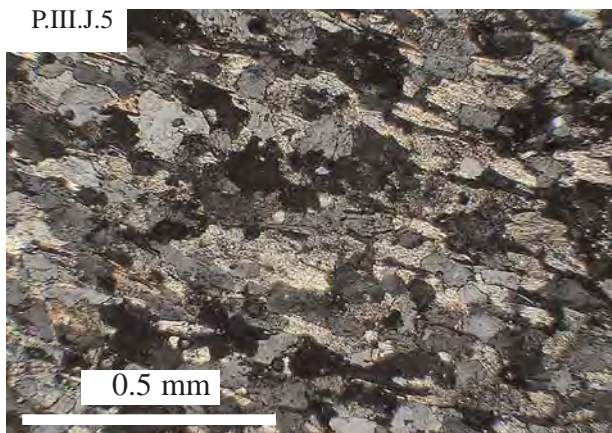
P.III.J.3



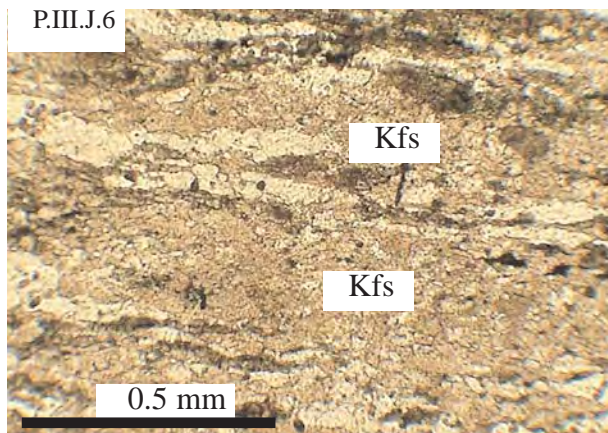
P.III.J.4



P.III.J.5



P.III.J.6



Plancha III.J.

P.III.J.1.- Fotografía de campo de gneises anfibólicos en el Arroyo de la Pizarra.

P.III.J.2.- Idem.

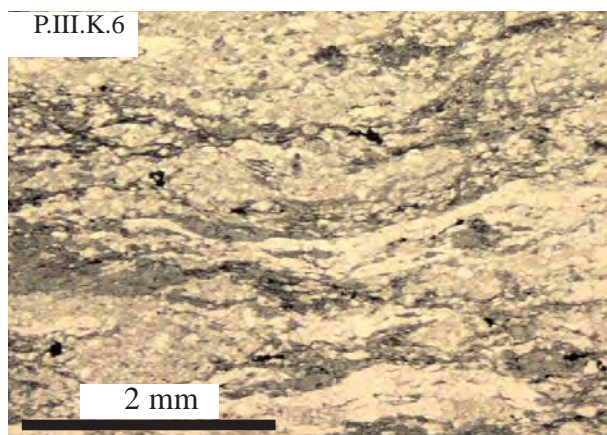
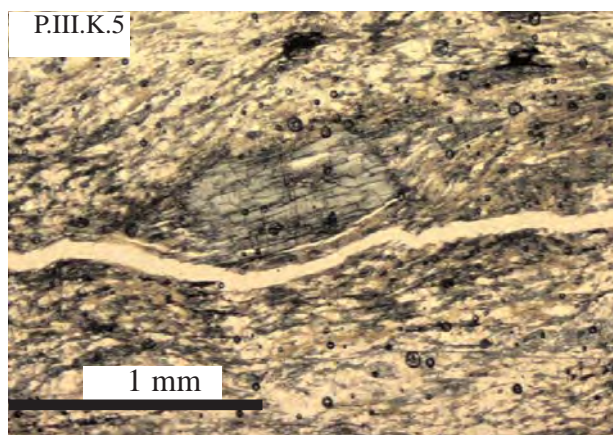
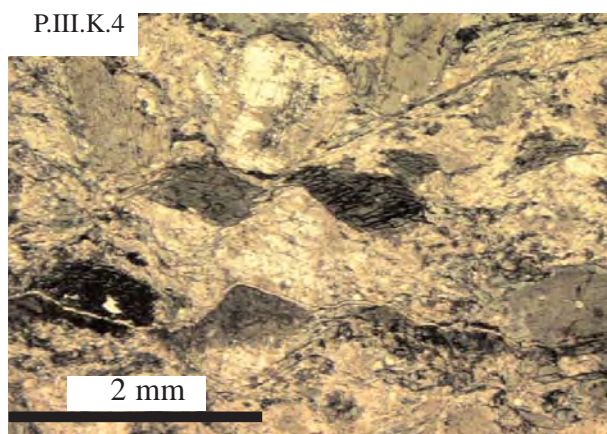
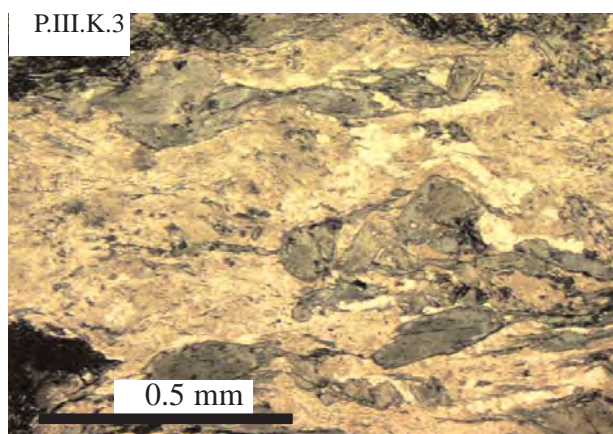
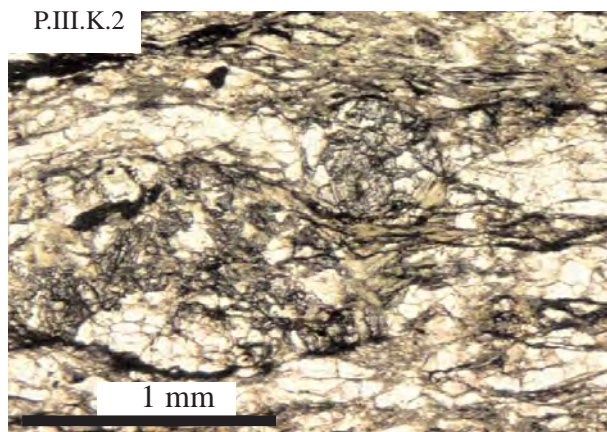
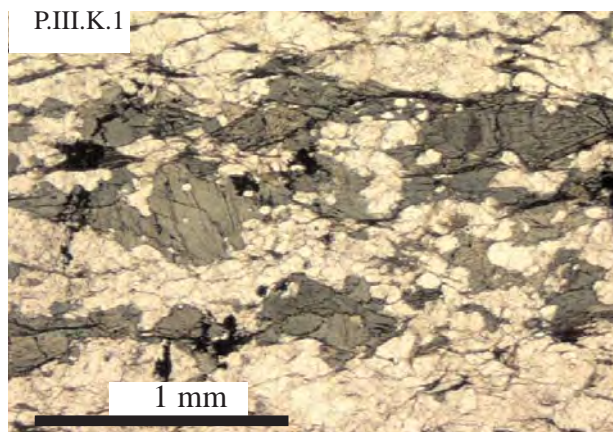
P.III.J.3.- Fotografía de campo de gneises anfibólicos con diques aplíticos afectados por pliegues intrafoliares. Arroyo de la Pizarra.

P.III.J.4.- Microfotografía de una anfibolita con Grt-Pi-Px-Am dentro de la Serie Negra de alto grado de Fuente Obejuna, la cual ha sido interpretada como un nivel calcosilicatado metamorfozado. Sobre esta roca se ha realizado un estudio geotermobarométrico.

P.III.J.5.- Microfotografía de gneises anfibólicos del Arroyo de la Pizarra, con una fábrica metamórfica bien desarrollada, la cual contrasta con la deformación menor de las rocas suprayacentes (Fm. El Hoyo).

P.III.J.6.- Gneises granodioríticos del Arroyo de la Pizarra. Los cristales de feldespato potásico aparecen estirados y orientados según la foliación gneílica de estas rocas.





## Plancha III.K

P.III.K.1.-Gneis diorítico del Arroyo de la Pizarra. los cristales de anfíbol aparecen orientados y cizallados en condiciones de alto grado.

P.III.K.2.- Cristales de granate sincinemáticos con Hb+Pl y precinemáticos con respecto a la foliación definida por una asociación de grado bajo (actinolita-albita-clorita).

P.III.K.3.-Cristales deformados, estirados y cizallados dentro de un gneis anfibólico con texturas S-C izquierdas. Arroyo de la Pizarra.

P.III.K.4.-Cristales de hornblenda verde, estirados y cizallados junto a cristales recrystalizados de plagioclasa dentro de un gneis granodiorítico con texturas S-C izquierdas y una fuerte orientación cristalográfica de la matriz. Arroyo de la Pizarra.

P.III.K.5.-Detalle de un cristal de hornblenda verde con colas de presión asimétricas constituidas por un agreado de anfíboles secundarios de tipo actinolítico.

P.III.K.6.- Matriz de un gneis de grano medio, leucocrático con desarrollo de tectura S-C cortando un bandeo metamorfoico previo. Arroyo de la Pizarra.

### IX. ROCAS HERCÍNICAS DEL COMPLEJO DE VILLAVICIOSA DE CÓRDOBA-LA CORONADA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.

Las rocas atribuidas a la Serie Negra de Fuente Obejuna aparecen cortadas por gran cantidad de diques hercínicos procedentes de las rocas del Complejo ígneo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Burgos y Pascual, 1976; Pascual, 1985; Pascual y Pérez-Lorente, 1988; Sánchez-Carretero et al., 1989b). Los diques más potentes han sido diferenciados en cartografía y se han clasificados en tres grupos atendiendo a su litología, relaciones de campo mutuas y grado de deformación.

Se ha establecido que la primera familia de diques se corresponden con diques gneisificados de pórfidos riolíticos y geometrías lineares, la segunda familia se corresponden con diques ácidos con texturas porfídicas de grano medio y sin deformar y orientaciones próximas a N100-110°E. La tercera familia se corresponde con diques básicos de grano medio, sin deformar con geometrías sigmoidales. Las geometrías y edades de estos diques ponen de manifiesto las últimas fases de deformación variscas en este sector. Las relaciones geométricas con los diques que aparecen en el interior del granito de Peñas Pardas permite modelizar el proceso de intrusión de estas rocas plutónicas con respecto a la cinemática que sufre el CBBC en los estadios tardivariscos.

De igual forma dentro de la Serie Negra de alto grado metamórfico, aparecen dos pequeñas intrusiones de gabros de grano medio-fino con estructuras de deformación en estado semisólido con sentido de movimiento izquierdo.

### IX.A. Diques gneisificados.

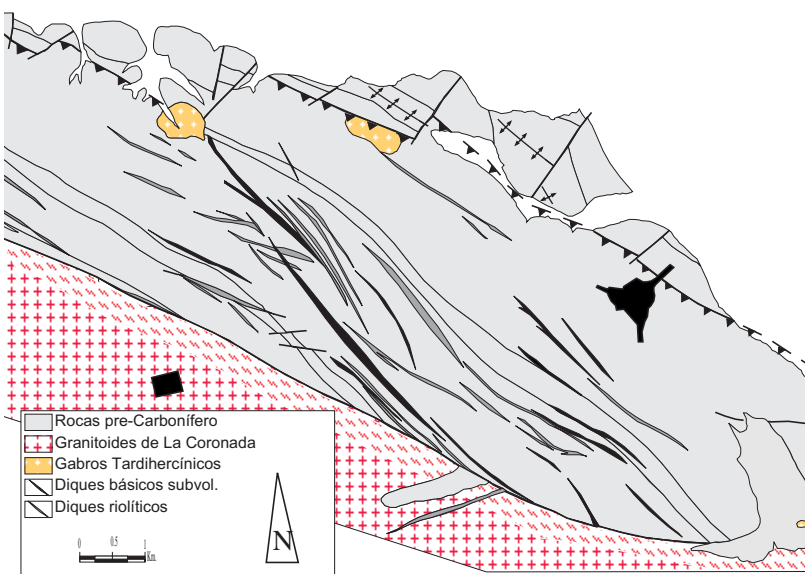
Los diques gneisificados aparecen únicamente dentro de la Serie Negra de bajo grado metamórfico y son muy abundantes en el contacto de estas rocas con el granito de Peñas Pardas. El contacto de este cuerpo aparece de igual forma gneisificado con una banda de deformación de varios metros. Muestran geometrías, en cartografía, lineares con una orientación N120-140°E. Son cuerpos de poca potencia en general (1-5 metros) y varios centenares de metros de longitud lateral.

Son rocas de tonos rosáceos con fenoclastos de cuarzo y feldespato potásico. Petrográficamente son similares a los diques porfídicos sin deformar. Muestran un mayor grado de cristalinidad y tamaño de grano de los componentes de la matriz. Muestran una cataclasis incipiente y formación de una textura cataclástica a gneísica poco desarrollada.

### IX.B. Diques porfídicos.

Los diques de pórfidos riolíticos aparecen preferentemente en la Serie Negra de bajo grado y son especialmente abundantes cerca del contacto de esta unidad con la Serie Negra de alto grado metamórfico (gneises blastomiloníticos). Son diques de dirección hercínica N100-110°E. Presentan geometrías sigmoidales a escala cartográfica y corridas de 0.5-2 Km con potencias variables (1-2 metros a 10-20 metros). Se ha llegado a observar cómo estos diques cortan a los diques ácidos gneisificados y son cortados por los diques básicos. Dentro del marco regional del área estudiada estos diques aparecen ampliamente representados en las zonas periféricas del granito de Peñas Pardas.

Son rocas de tonos marronáceos claros con abundantes fenocristales de cuarzo bipiramidal y feldespato potásico



*Fig. III.23.- Mapa esquemático del domo de Fuente Obejuna en donde se han remarcado el cortejo de diques asociados al complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. La geometría de estos diques, así como sus relaciones temporales, indican que en los últimos estadios de evolución de este sector la cinemática transtensiva tenía una componente izquierda asociada.*



euedral de 1-4 mm. La matriz es afanítica, está generalmente desvitrificada y constituida por cuarzo, feldespato potásico, clorita, epidota y sericita.

### IX.C. Diques básicos.

Cortando a las dos familias anteriormente descritas aparecen diques básicos muy abundantes. Estos diques aparecen en las dos unidades de la Serie Negra de Fuente Obejuna., aunque son más abundantes en la de bajo grado y en los gneises blastomiloníticos que forman el tramo de Milonitas y Ultramilonitas. Dentro de la Fm. Tentudía llegan a representar hasta un 40% en corte de los afloramientos. Presentan direcciones de N110-130°E y geometrías lineares a suavemente sigmoidales. Son diques de potencias muy variables (0.5 m. a 20-40 m), a menudo formando diques compuestos por varios pulsos básicos. Dentro de los gneises blastomiloníticos aparecen de forma muy abundante, son subparalelos a oblicuos con la foliación principal de estas rocas. No muestran ningún tipo de deformación.

Microscópicamente se caracterizan por presentar texturas holocristalinas porfídicas de grano fino a texturas doleríticas. Están compuestos por fenocristales sin orientar de plagioclasa, piroxeno y anfíbol verde, dentro de una matriz de grano muy fino, afanítica con clorita, calcita, actinolita y óxidos.

### IX.D. Gabros tardihercínicos.

Dentro de la Serie Negra de Fuente Obejuna aparecen dos masas diferenciadas en cartografía de gabros no deformados. Estas rocas forman cuerpos subcirculares a elípticos de 1 Km de diámetro. Aparecen cortando las estructuras deformativas de las rocas de caja y tienden a aparecer en el contacto cabalgante de la Serie Negra sobre las rocas de la Fm. El Hoyo presentes en la Sierra de Las Cabras.

Estas rocas muestran estructuras de deformación en estado semisólido, que está definida por la presencia de gabros de grano medio-fino muy foliados con morfologías de cizallas izquierdas subverticales. Estas cizallas están constituidas por estructuras S-C (Patterson et al., 1989; Gapais, 1989; Bouchez et al., 1990), con dirección de los planos de cizalla a N100-120°E. Son estructuras de escala métrica con una marcada orientación preferente de los cristales máficos y de plagioclasa y se amortiguan rápidamente pasando a gabros de grano medio sin estructuras de ningún tipo e isotropos en muestra de mano.

Microscópicamente son rocas de grano medio (2-3 mm), holocristalinas panidiomorfas, sin orientar, ni deformar, sin enclaves de ningún tipo. La roca está constituida por plagioclasa intermedia, piroxeno augítico y anfíbol verde. Las bandas de cizalla al microscopio están definidas por una orientación preferente de las plagioclasas y anfíboles y no muestran ningún tipo de deformación en estado sólido, aparte de las citadas bandas de cizalla en estado semisólido.

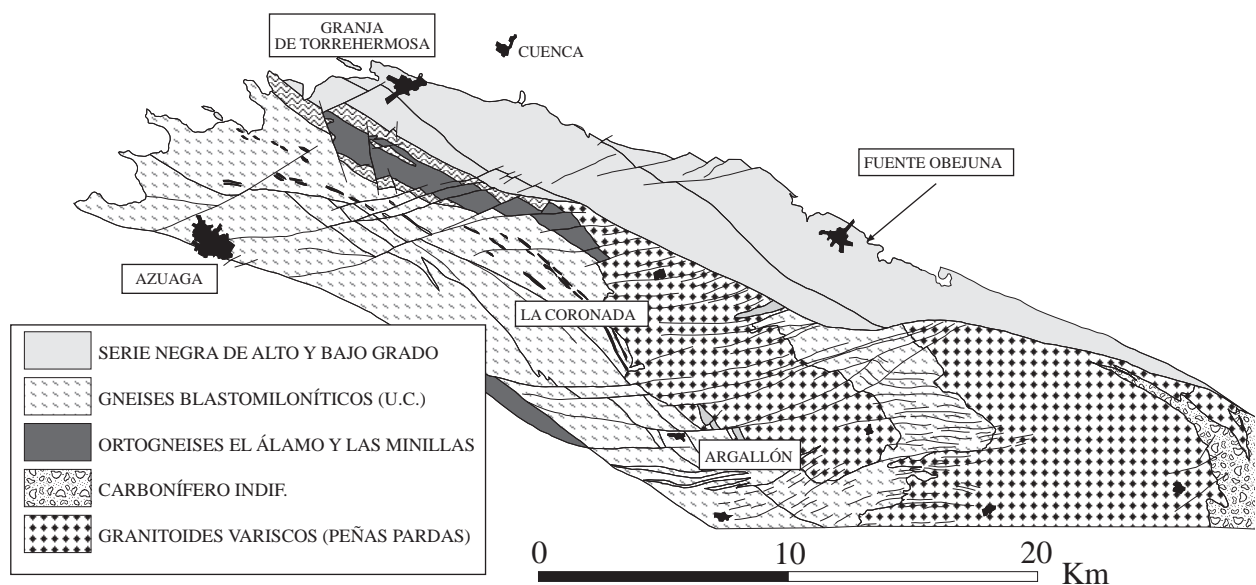


Fig. III.24.- Esquema geológico del sector de Fuente Obejuna-Azuaga-Argallón, mostrando la situación del granito tardihercínico de Peñas Pardas con respecto a las dos unidades diferenciadas dentro del CBBC, la Unidad de gneises blastomiloníticos o Unidad Central (Azor, 1994) y el Dominio de Domos Migmáticas. El accidente que separa ambas unidades ha funcionado con una componente extensional izquierda para permitir la intrusión del granito de Peñas Pardas en los últimos estadios de la orogenia Varisca.

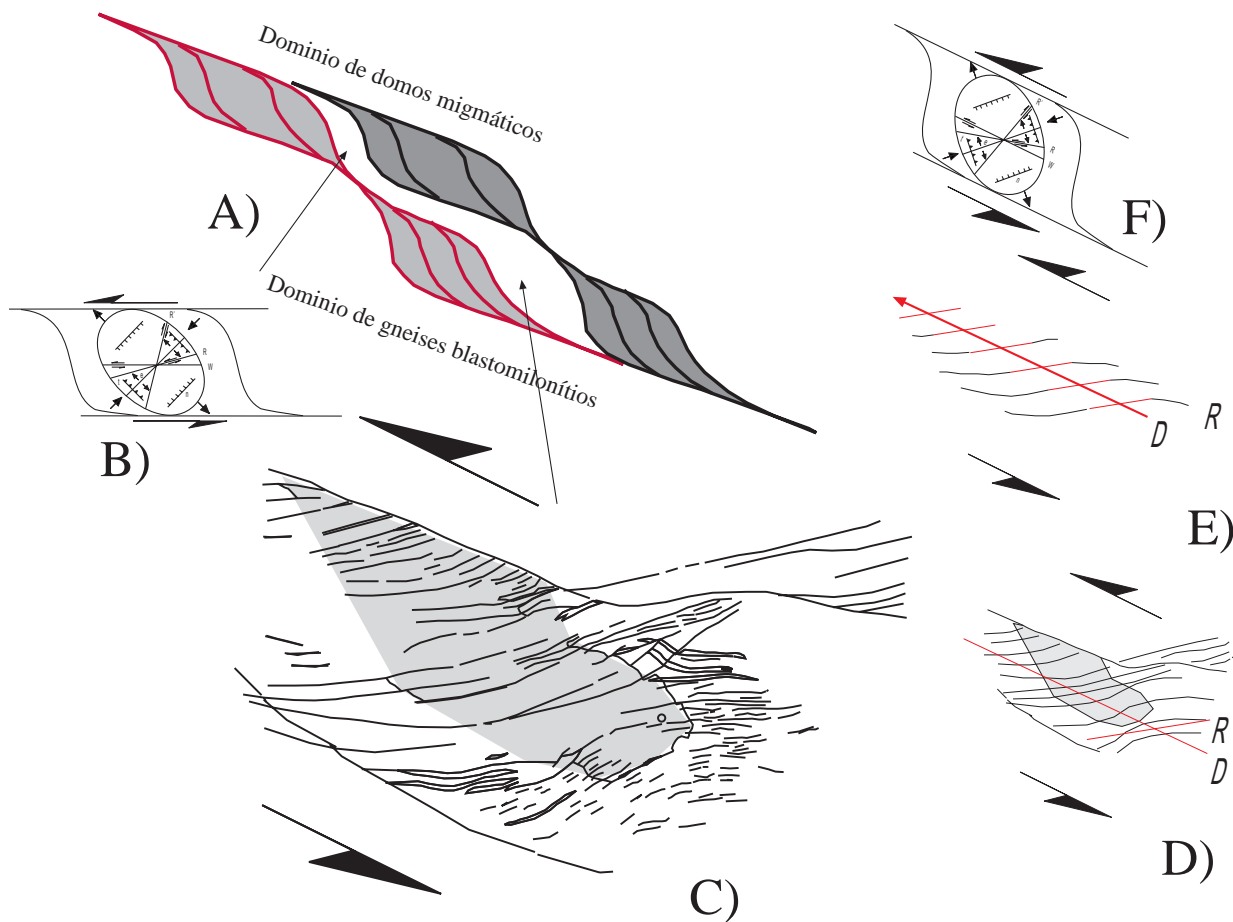


**IX.E. Granito de Peñas Pardas.**

El granito de Peñas Pardas (Garrote y Sánchez-Carretero, 1983; Delgado-Quesada et al., 1985; Sánchez-Carretero et al., 1989b) es un plutón perteneciente al Complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, siendo el más occidental de esta alineación. Está separado de las rocas del sector de Fuente Obejuna por una importante falla normal, tardía, con bloque hundido hacia el NE. Intruye en las rocas blastomiloníticas del área del Arroyo Argallón (Láminas basales de Ábalos,

1990, o Unidad Central de Azor, 1994), a las que produce metamorfismo de contacto, y presenta un complejo sistema de diques ácidos y básicos descritos en el apartado anterior.

Petrográficamente es un granito de tonos rosáceos, sin deformar (excepto el borde NE) compuesto por cuarzo, feldespato potásico perfitico, plagioclasa ácida (oligoclasa) y biotita. Como accesorios presenta circón, apatito, esfena, allanita y anfíbol. Es de grano medio (2-4 mm), equigranular y textura granular alotriomorfa de tipo granítico. Geoquímicamente se trata de un granito de tipo-A (Sánchez-Carretero et al., 1989b).



**Fig. III.25.- Interpretación cinemática de la intrusión del granito de Peñas Pardas.** Para este cuerpo, Sánchez-Carretero et al., (1990) deducen, en base a la geometría de los diques asociados, un emplazamiento transtensivo izquierdo.

La figura III.25A muestra un esquema (basado en la figura III.24) de la geometría de las unidades limítrofes con este cuerpo. Las dos grandes unidades que conforman el CBBC presentan una cinemática izquierda tardivarisca (Fig. III.23), que localmente da lugar a un ambiente transtensivo izquierdo (Fig. III.25B). Tanto la geometría del plutón de Peñas Pardas como el cortejo de diques y fracturas tardías asociado al mismo (Fig. III.25C) presentan geometrías compatibles con un régimen cinemático izquierdo. El análisis geométrico del cortejo de diques muestra el sentido de propagación de los mismos, con geometrías sigmoidales en los sectores meridionales de este cuerpo y más lineales en los sectores noroccidentales (Fig. III.25D y E). En base a este esquema el régimen transtensivo izquierdo se inicia en los sectores meridionales, en donde aparece en su mayor extensión el Complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, y se propaga hacia el NW (Fig. III.25F). El carácter sincinemático de este esquema se pone de manifiesto por la existencia, dentro del granito de Peñas Pardas, de un borde septentrional ligeramente gneisificado.

*CAPÍTULO IV*

*GEOQUÍMICA*  
*Y*  
*GEOCRONOLOGÍA*





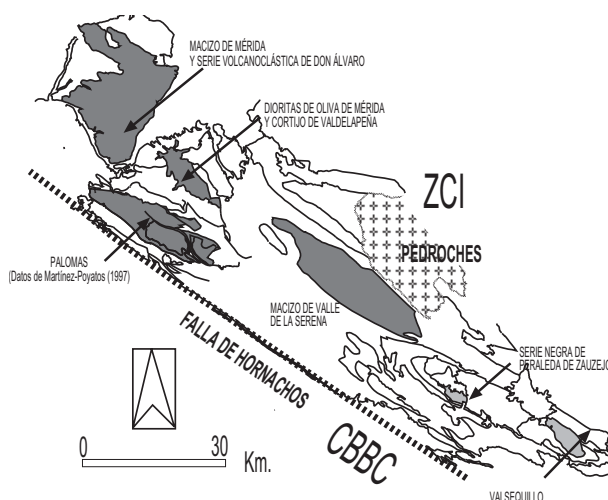
## I. INTRODUCCIÓN.

En este capítulo se estudia la geoquímica y se intenta establecer el marco geotectónico de las rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) cadomienses que aparecen dentro del DOVPR y cuerpos similares del resto de la ZOM de significado geotectónico dudoso.

Para conseguir estos objetivos se han realizado una serie de análisis químicos sobre las rocas plutónicas del macizo de Mérida, dioritas de Oliva de Mérida y sobre su encajante metavolcánico (Serie Volcanoclástica de Don Álvaro y Vulcanitas de Oliva de Mérida), (Fig. IV.1). De igual forma se han recopilado datos geoquímicos del macizo de Valle de la Serena (8 muestras) procedentes del fondo geoquímico del Grupo de Trabajo de Ossa-Morena de la Universidad del País Vasco. Del dioritoide de Palomas no se poseen datos pero se han recopilado de la tesis doctoral de Martínez-Poyatos, (1997).

Junto con los datos geoquímicos del DOVPR se han integrado otros análisis geoquímicos de cuerpos análogos presentes en el resto de la ZOM (Ahillones, La Bomba, El Mosquil), recopilados de Ochsner, (1993). Otros cuerpos de afinidad dudosa han sido integrados en un estudio comparativo a fin de discernir su posible similitud con los dioritoides tipo Mérida (Anfibolitas del Cuartel y retroeclogitas del Cerro de las Mesas, dentro del CBBC; Ábalos, 1990), cuyos análisis proceden del grupo de trabajo de la UPV y otros cuerpos básicos de edad similar presentes en la Zona Asturoccidental-Leonesa (granodiorita deformada de Pola de Allande; Fernández-Suarez et al., 1998).

Además del estudio geoquímico, se ha realizado una datación de Sm/Nd sobre granate, hornblenda y roca total en las facies acumulativas con granate del macizo de Mérida. Este trabajo analítico se ha llevado a cabo en el Servicio de Geoquímica Isotópica y Geocronología de la Universidad del País Vasco.



*Fig IV.1.- Mapa esquemático del sector centro-septentrional del DOVPR mostrando los principales cuerpos cadomienses sobre los que se poseen datos analíticos (propios o recopilados).*

### I.A. Metodología analítica.

Los análisis de mayores y trazas del macizo de Mérida y de las Vulcanitas de Don Álvaro y de Oliva de Mérida se han realizado en los laboratorios de ACTLAB (Canadá) por fusión de ICP/MS. El error analítico para los mayores (expresado como porcentaje en peso del óxido correspondiente) es menor del 0.01 % (Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ti, Na, K, P). Los traza analizados han sido: Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. El error analítico de estos elementos es variable. Para los elementos traza es menor de 1 a 5 ppm.

Los análisis isotópicos han sido realizados en el Servicio de Geoquímica Isotópica y Geocronología de la Universidad del País Vasco con un equipo TIMS, sobre muestras cuya geoquímica convencional ha sido determinada previamente en los laboratorios ACTLAB por ICP/MS.

C.IV.- Datos geocronológicos

**II. DATOS GEOCRONOLÓGICOS PREVIOS.**

En el DOVPR existen pocos datos radiométricos sobre las rocas precámbricas, pero en ellos se pone de relieve la existencia de un plutonismo y un metamorfismo de grado bajo a medio relacionados con la orogenia cadomiense (Fig. IV.2). Además, cuerpos similares aparecen dentro del CBBC y al sur del mismo (dioritas de El Entredicho, granitoides de El Mosquil, La Bomba y Ahillones), algunos de los cuales han sido datados, mostrando edades comparables con las obtenidas dentro del DOVPR.

**II.A. EL Macizo de Valle de la Serena.**

El ortogneis de Valle de la Serena (Castro, 1988; Ordóñez-Casado, 1998; Bandrés et al, 1999a) ha sido datado en 573±13 M.a. sobre monocircones (Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup>, Ordóñez-Casado, 1998). Este cuerpo es de naturaleza calcoalcalina, intruye dentro de una serie volcanoclástica muy deformada y está cortado por dioritoides análogos a los que afloran en los sectores de Mérida y Palomas. Dentro del DOVPR solamente aparece representado en este macizo y no se han reconocido otras rocas comparables tanto en edad como en petrología.

**II.B. Las Vulcanitas de Oliva de Mérida.**

Dallmeyer y Quesada, (1992) datan en 550.5±2.8 M.a. y 552±2.9 M.a. (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) concentrados de hornblenda y en 562±1 M.a. de moscovita, todos ellos procedentes, respectivamente, de anfibolitas y micaesquistos intercalados dentro de las Vulcanitas de Oliva de Mérida (Apalategui et al., 1988a; Bandrés y Eguíluz, 1999b), que interpretan como representativas de la edad del metamorfismo cadomiense, desarrollado en condiciones de grado bajo a medio (Grt-St).

**II.C. El Dioritoide de Palomas.**

En el dioritoide de Palomas, Martínez-Poyatos (1997) ha obtenido una edad de 532±180 M.a. y 576±86 M.a. sobre Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>. Estas edades han sido comparadas, por este autor, con la edad de la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina, la cual ha sido datada mediante Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> sobre roca total en 534±83 M.a.

**II.D. La Serie Negra del Zújar.**

Blatrix y Burg, (1981) datan en 550±10 M.a., mediante <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar sobre moscovitas, una roca metasedimentaria de bajo grado, en la Serie Negra de Peraleda del Zaucejo. Esta edad se interpreta como la edad del metamorfismo cadomiense.

**II.E. Otros cuerpos análogos de la Zona de Ossa-Morena.**

En el granito de Ahillones, Schäfer (1990) obtiene una edad de 585±5 M.a. mediante Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> en circones que se interpreta como edad del protolito. Ordóñez-Casado (1998) sobre el mismo cuerpo obtiene una edad de 552±10 M.a. mediante Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> en circones zonados magmáticamente (edad del protolito). En la tonalita de El Mosquil, Ochsner (1993) obtiene una edad de 543.7+5.7-4.7 M.a. mediante Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> en circones la cual es interpretada como edad del protolito.

Estos cuerpos presentan las mismas relaciones cartográficas, de campo y petrográficas que los dioritoides de Mérida, Valle de la Serena y Palomas (Apalategui et al., 1988a). Dentro de las rocas del CBBC existen dataciones sobre rocas básicas (anfibolitas, metagabros, ...). Schäfer et al., (1988) obtiene una edad de 567±3 M.a. para una anfibolita de La Cardenchosilla mediante Pb<sup>206</sup>/U<sup>238</sup> en circones. Esta edad se ha interpretado como la edad del protolito gabraico.

AUTOR	MÉTODO	MACIZO	LITOLÓGÍA	SIGNIFICADO	EDAD
Blatrix y Burg, 1981	Ar/Ar	Serie Negra Peraleda del Zaucejo	Metapelitas	Metamorfismo	550±10
Schäfer et al., 1988	U/Pb	La Cardenchosilla	Metagabro	Cristalización	567±3
Schäfer, 1990	U/Pb	Ahillones	Dioritoides	Cristalización	585±5
Dallmeyer y Quesada, 1992	Ar/Ar	Oliva de Mérida	Anfibolitas y metapelitas	Metamorfismo	550.5±2.8 552±2.9 562±1
Ochsner, 1993	U/Pb	El Mosquil	Tonalita	Cristalización	543.7+5.7-4.7
Martínez-Poyatos, 1997	Rb/Sr	Palomas	Dioritas	Cristalización	532±180 534±83
Ordóñez-Casado, 1998	U/Pb	Valle de la Serena	Ortogneis	Cristalización	573±13
Bandrés et al., 2000b y c	Sm/Nd	Mérida	Acumulados	Cristalización	554.7±3.4
Ordóñez-Casado, 1998	U/Pb	Ahillones	Dioritoides	Cristalización	552±10

*Fig. IV.2.- Tabla resumen con los principales datos geocronológicos del DOVPR, referidos a rocas antiguas (preordovícicas).*

### III GEOCRONOLOGÍA DE LOS CUMULADOS DE MÉRIDA.

#### III.A. Metodología analítica.

Para la datación de Sm/Nd se han utilizado cuatro muestras procedentes de las diferentes litologías que componen los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida). Estas muestras han sido analizadas como roca total en los laboratorios de ACTLAB (Canadá). Una fracción de cada una de ellas ha sido triturada a tamaño de grano de arena fina (0.32-0.075 mm.) y tamizada. Las diferentes granulometrías obtenidas han sido separadas magnéticamente con un separador magnético modelo Franz. Los preconcentrados resultantes han sido separados manualmente hasta conseguir una muestra mineralógicamente pura, que han sido analizados mediante fluorescencia de rayos X, con objeto de comprobar su pureza.

Los isótopos de Sm y Nd se han realizado en los Laboratorios de la Universidad del País Vasco (Leioa) usando un espectrómetro de masas multiconector Finnigan MAT-262. Los contenidos de Rb/Sr han sido medidos mediante la técnica de WI-XFR en la Universidad de Oviedo (espectrómetro Phillips PW 1480 con tubo de Sc/Mo, con un error estimado para estos elementos de < 1%). Los contenidos en Sm-Nd han sido medidos mediante dilución isotópica. La razón de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ha sido corregida por fraccionación de masas usando el valor:  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y la de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  lo ha sido usando el valor de  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Los valores de eNd han sido calculados usando los siguientes parámetros:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121638$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  (Jacobsen y Wassenburg, 1980). El error 2 s.d. en los cálculos de eNd es de  $\pm 0.2$ .

#### III.B. Descripción petrográfica.

A continuación se describen individualmente las rocas que han sido empleadas en el estudio geocronológico realizado en el presente trabajo:

##### BM-105:

*Esta roca es de grano medio (2-3 mm.), sin deformar, holocristalina, fanerítica, subidiomórfica, sin orientar u orientada y leucocrática. Corresponde con las facies de dioritas con granate sin foliar. Se caracteriza por presentar cristales de granate subidiomorfo. Éstos son de talla variable (0.1 mm. a 3 cm.) y texturas seriadas, euhedrales a subeuhedrales, muy fracturados. No desarrollan ningún tipo de reacción con*

*la plagioclasa y el anfíbol primario. De forma ocasional se encuentran parcialmente blindados por cristales de plagioclasa de pequeño tamaño.*

*La textura de la roca es intergranular con cristales de plagioclasa euhedral, zonada y sin inclusiones definiendo un entramado de cristales en cuyo interior aparece anfíbol verde. El anfíbol es anhedral, groseramente orientado y con inclusiones de plagioclasa euhedral de pequeño tamaño.*

##### BM-30:

*Diorita de grano fino y mineralogía banal de los bandeados acumulativos. Constituye una de las litologías más comunes dentro del complejo acumulativo. Es holocristalina, fanerítica, subidiomórfica, con una foliación magmática bien desarrollada definida por la orientación de cristales de anfíbol. La roca es de grano fino (0.1-0.5 mm.) con desarrollo de texturas acumulativas de tipo adcumuladas. El anfíbol es hornblenda verde subeuhedral que define un entramado de cristales orientados, con abundantes inclusiones de apatito y de esfena (de origen metamórfico) y escasas maclas polisintéticas. La plagioclasa es subeuhedral a anhedral y aparece como fase intercúmulus, poco zonada o sin zonar y sin inclusiones.*

##### BM-27:

*Plagioclasita de los niveles acumulados. Es holocristalina, fanerítica, alotriomórfica, seriada, con tamaño de grano variable (0.2-1 cm.). Está constituida por plagioclasa, aunque esporádicamente presenta cristales aislados, alotriomórficos, de anfíbol verde. Los cristales de plagioclasa son inequigranulares, seriados, muy zonados, con zonados normales y desarrollo de maclas polisintéticas en ocasiones plegadas. La matriz, de grano más fino, es gneílica a protomilonítica con desarrollo de cuarzo, feldespato potásico y albita de origen metamórfico.*

##### BM-04:

*Hornblendita masiva de grano grueso, es holocristalina, fanerítica, con desarrollo de texturas adcumuladas definidas por anfíbol hornbléndico, el cual no presenta inclusiones de ningún tipo, es de color verde pálido y muestra maclas polisintéticas. Los cristales aparecen*



**orientados según la foliación magmática que desarrollan estas rocas, si bien en los niveles de grano más grueso es poco perceptible. La textura es acumulativa de tipo adcumulado, con individuos de gran tamaño, subeuhedrales. Están fracturados con fracturas abiertas rellenas por cristales de anfíbol de la misma naturaleza y menor talla, que se han interpretado como fracturas generadas por el proceso acumulativo. De forma accesoria aparecen algunos cristales zonados de plagioclasa en posiciones intercúmulos.**

### III.C. Geocronología de Sm-Nd.

Se ha realizado una datación por el método de Sm/Nd sobre roca total, anfíbol y granate de una diorita leucocrática con granate (muestra BM-105). De igual modo se han analizado las relaciones isotópicas de otras muestras pertenecientes al complejo acumulativo de Mérida (una plagioclasita, una diorita leucocrática banal y una hornblendita de grano grueso). La metodología empleada en esta datación es la que habitualmente se sigue en la Universidad del País Vasco.

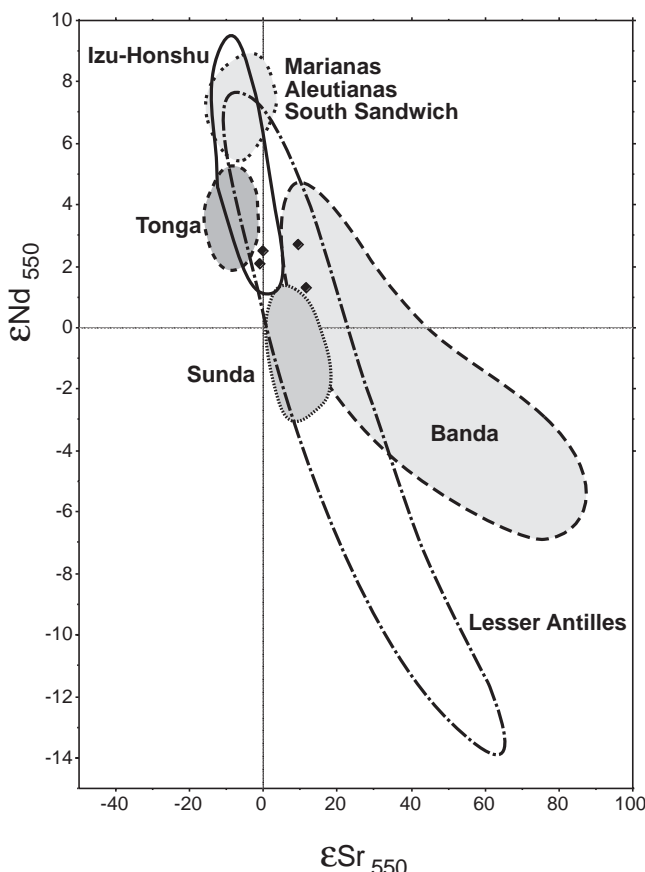
Los datos expuestos de Sm/Nd en la presente memoria son introductorios a un estudio petrológico detallado el cual no es el objetivo final de este trabajo.

### III.D. Resultados y discusión.

La diorita acumulativa con granate analizada presenta contenidos en Nd bajos (6.05) que son similares a los valores obtenidos para la muestra de plagioclasitas y de la diorita leucocrática. En la tabla IV.1 se incluyen los valores de ENd a edad actual (ENdo) y a 550 M.a. (ENd550) así como las edades modelo calculadas frente al CHUR (T CHUR) y frente al manto empobrecido, basado en el esquema de Michard et al., de 1985.

Los valores de  $\epsilon_{Nd}$  obtenidos para las muestras analizadas presentan valores positivos de 1.7-3.7, siendo de 2.1-3.7 para roca total. En una primera aproximación se ha interpretado que estos valores representan, a grandes rasgos y en ausencia de un estudio más pormenorizado, un origen mantélico empobrecido asociado a una zona de subducción con una cierta tasa de contaminación cortical (Ghosh, 1995) que se evidencia en el estudio petrológico pormenorizado y en el estudio geoquímico convencional.

La ausencia de datos de Sm-Nd de otros cuerpos análogos a los dioritoides de Mérida dentro del DOVPR no permite realizar comparaciones. Los datos de Sm-Nd existentes sobre rocas de la Fm Malcocinado de la unidad de Jerónimo (Pin et al., 1999) muestran valores similares a los obtenidos para Mérida, si bien son más elevados y se han interpretado como el resultado de un proceso de engrosamiento cortical con una tasa importante de



**Fig. IV.3.- Diagrama de ENd a 550 M.a. frente a ESr a 550 M.a. de las muestras analizadas isotópicamente procedentes del macizo de Mérida. Se han representado de igual modo los campos correspondientes con rocas de diferentes ambientes geodinámicos comparables. La escasez de datos obtenidos en el presente trabajo no permiten una discriminación clara con respecto a los dominios representados.**

Muestra	Facies	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{540}$
BM-105	diorita con granate	6.05	1.53	0.1520	0.5125878	0.512050
gt 105 L	granate leaching	7.85	20.9	1.6063	0.5178608	0.512178
gt 105 RT	granate no leaching	22.6	24.5	0.6584	0.5144357	0.512106
anf 105	anfíbol	5.56	1.4	0.1538	0.5125709	0.512027
BM-30	plagioclasita	20.4	5.64	0.1676	0.5127252	0.512132
BM-27	diorita leucocrática	29.8	8.6	0.1748	0.5126993	0.512081
BM 4	hornblendita	7.96	2.34	0.1776	0.5126974	0.512069

Muestra	Facies	2SE	eNdo	e Nd 550	T CHUR	T DM
BM-105	diorita con granate	6	-1.0	2.1	178	1149
gt 105 L	granate leaching	4	101.8	2.8	568	526
gt 105 RT	granate no leaching	6	35.0	2.6	595	463
anf 105	anfíbol	5	-1.3	1.7	246	1217
BM-30	plagioclasita	5	1.7	3.7	-447	1092
BM-27	diorita leucocrática	6	1.2	2.7	-414	1343
BM 4	hornblendita	6	1.1	2.5	-460	1435

Tabla. IV.1.- Tabla con los principales datos isotópicos obtenidos para las rocas acumulativas del macizo de Mérida (Arroyo Albarregas).

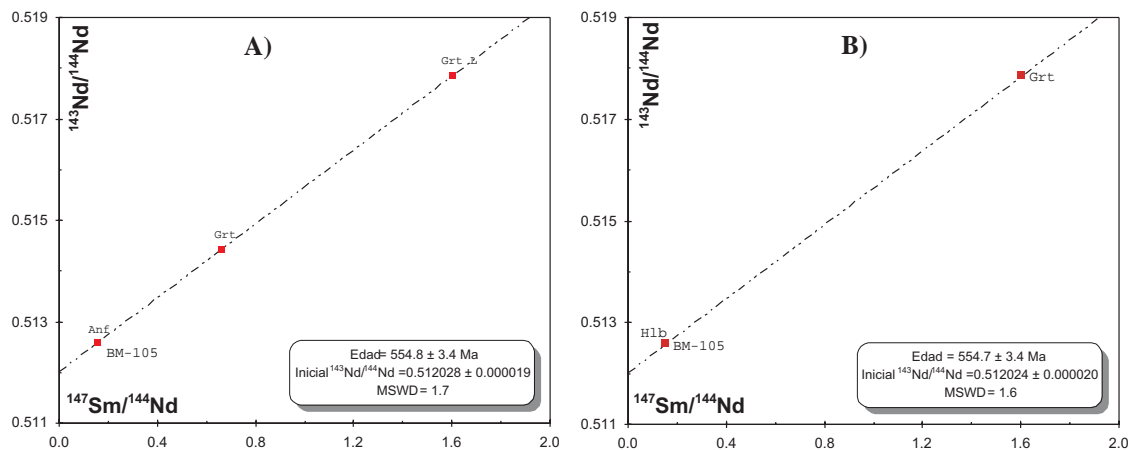


Fig. IV.4.- Proyección de las muestras analizadas en el diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  frente a  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . La figura IV.4.a. corresponde con la isocrona calculada con el granate no atacado químicamente. La figura IV.4.b. representa la isocrona calculada con el granate purificado mediante un ataque químico selectivo (leaching), hecho que permite mejorar el error calculado.

contaminación cortical y un origen de manto empobrecido para los magmas calcoalcalinos generados.

Dentro de los valores de Sm/Nd de granate y anfíbol obtenidos en la muestra de diorita leucocrática con granate destaca el elevado (aunque no excepcional) contenido en REE ligeras que presenta, con relaciones normales de Sm/Nd. La existencia de granate dentro de estas rocas ha permitido la realización de una isocrona bastante precisa (Fig. IV.4.a), la cual ha sido mejorada mediante un ataque químico selectivo (*leaching*) permitiendo aumentar de manera muy sensible la dispersión en la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de tal forma que la incertidumbre en la determinación de la edad es sensiblemente menor (Fig. IV.4.b).

Las edades obtenidas han sido de  $554.8 \pm 3.4$  M.a. para

la isocrona calculada con granate no purificado y de  $554.7 \pm 3.4$  M.a. para la isocrona realizada con granate purificado con ataque químico selectivo.

La edad obtenida para los acumulados con granate se interpreta como la edad de la intrusión de los dioritoides cadomienses y rocas asociadas del macizo de Mérida, no obstante no se descarta la posibilidad que las rocas analizadas se hayan formado con anterioridad a su emplazamiento definitivo y enfriamiento. Otra cuestión abierta es el exacto significado de las paragénesis con granate y si su origen es ígneo o metamórfico, no obstante en este trabajo se asume un origen ígneo por acumulación para estas rocas, tal y como ponen de relieve los datos de campo, petrográficos y de geoquímica mineral (ver Cap. VI) tratados en este trabajo.

## IV. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.

### IV.A. Antecedentes.

Existen pocos datos previos sobre la geoquímica de los macizos cadomienses del DOVPR y los existentes han sido tratados de desigual manera. Gonzalo (1987) realiza análisis de mayores sobre las rocas del macizo de Mérida deduciendo una evolución calcoalcalina trondhemítica para estas rocas, con una diferenciación por fraccionación magmática.

Ochsner (1993) dentro de un estudio más amplio de geocronología, realiza seis análisis químicos de roca total (mayores, traza y REE) de El Mosquil (2) y Ahillones (4) deduciendo una evolución calcoalcalina asociada a un proceso de subducción con arco volcánico para estos cuerpos.

Almarza (1996) realiza un estudio más pormenorizado de los macizos de Mérida, Palomas, Valle de la Serena y las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Presenta 156 análisis químicos de elementos mayores, trazas y REE (12 de Palomas, 15 de la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina, 16 de cuerpos intrusivos en las Vulcanitas de Oliva de Mérida, 64 de Valle de la Serena y 49 del Macizo de Mérida), agrupando las rocas en dos grandes unidades: una formada por rocas intrusivas (dioritoides y granitos) y una segunda unidad compuesta por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina. Para las rocas plutónicas establece una evolución magmática compleja que se inicia con términos de afinidad toleítica que evolucionan rápidamente hacia términos calcocalcalinos por contaminación cortical. En el caso del ortogneis de Valle de la Serena establece una evolución sensiblemente diferente y señala una acentuada alcalinidad, con tendencia hacia términos shoshoníticos. Para todas estas rocas en conjunto establece un ambiente geodinámico de colisión con participación de material oceánico.

Martínez-Poyatos (1997) realiza un tratamiento geoquímico conjunto de rocas básicas de Palomas y de dacitas-basaltos de la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina. Este autor incluye las rocas del dioritoide de Palomas dentro de la Fm. Malcocinado de Puebla de la Reina y concluye que estas rocas se podrían haber formado por fusión parcial de una cuña mantélica suprayacente a una zona de subducción.

## IV.B. GEOQUÍMICA DEL MACIZO DE MÉRIDA.

### IV.B.1. Introducción.

En este capítulo se estudian las rocas del macizo de Mérida, en su mayoría de naturaleza básica y ultrabásica (gabros y rocas acumulativas) y, en menor medida, intermedias, todas ellas afectadas por un metamorfismo en facies de los esquistos verdes sincinemático con la deformación varisca, El cual puede haber modificado parcialmente sus características geoquímicas primarias.

En total se han analizado 25 muestras procedentes de las facies plutónicas del macizo de Mérida. De estas muestras, 7 son litologías acumulativas del Arroyo Albarregas, 10 son dioritas de grano grueso, fino y granodioritas anfibólicas, una procedente de los gabros de Alange, 2 muestras de la granodiorita de Don Álvaro y 5 de leucotonalitas. La situación de las muestras y sus coordenadas UTM se recogen en el anexo de geoquímica.

Petrográficamente estas rocas son representativas de las facies descritas en el capítulo III y sus características principales se resumen en la figura IV.5.

MUESTRA	FACIES
BM-04	ACUMULADOS
BM-105	ACUMULADOS
BM-26	ACUMULADOS
BM-27	ACUMULADOS
BM-28	ACUMULADOS
BM-29	ACUMULADOS
BM-30	ACUMULADOS
BM-14	DIORITAS
BM-31	DIORITAS
BM-32	DIORITAS
BM-33	DIORITAS
BM-34	DIORITAS
BM-35	DIORITAS
BM-21	DIORITAS
BM-40	DIORITAS
BM-51	DIORITAS
BM-59	DIORITAS
BM-48	GABRO DE ALANGE
BM-62	GRD. DON ÁLVARO
BM-62B	GRD. DON ÁLVARO
BM-15	LEUCOTONALITAS
BM-18	LEUCOTONALITAS
BM-20	LEUCOTONALITAS
BM-22	LEUCOTONALITAS
BM-23	LEUCOTONALITAS

*Fig. IV.5.- Tabla resumen con las principales características de las muestras analizadas en las facies plutónicas del macizo de Mérida.*



### IV.B.2. Clasificación geoquímica.

La diversidad litológica de este macizo se pone de manifiesto en los diferentes diagramas de clasificación química, que abarcan desde términos básicos-ultrabásicos hasta términos ácidos. En el diagrama TAS (Total Álcalis-Sílice), de Zanettin (1984) las distintas facies diferenciadas en el estudio geoquímico se agrupan según una distribución lineal (Fig. IV.6). Las rocas más básicas se sitúan en el campo alcalino y gradualmente pasan al campo subalcalino. Las rocas acumulativas máficas se proyectan en el campo de las basanitas (las muestras leu-

cocráticas, plagioclasitas, se proyectan en los ácidos-intermedios). Las dioritas y granodioritas, el litotipo más heterogéneo, se distribuye en el dominio de los traquibasaltos, traquiandesitas y andesitas y las leucotonalitas dentro del campo de las riolitas subalcalinas.

En el diagrama de Zr/Ti- Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), las rocas de Mérida se proyectan de forma similar al de Zanettin (1984) agrupando las rocas cumulativas como basaltos subalcalinos; los dioritoides como basaltos alcalinos, andesitas, riolodacitas y dacitas, y las leucotonalitas como riolodacitas y riolitas (Fig. IV.7). Este diagrama permite minimizar los efectos del metamorfismo

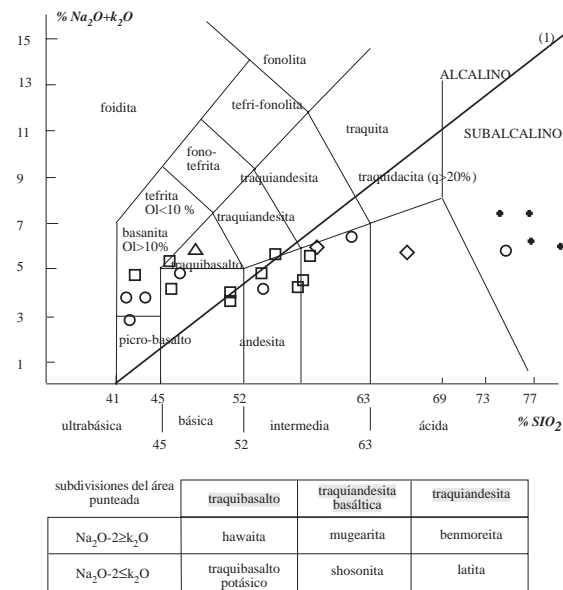


Fig. IV.6.

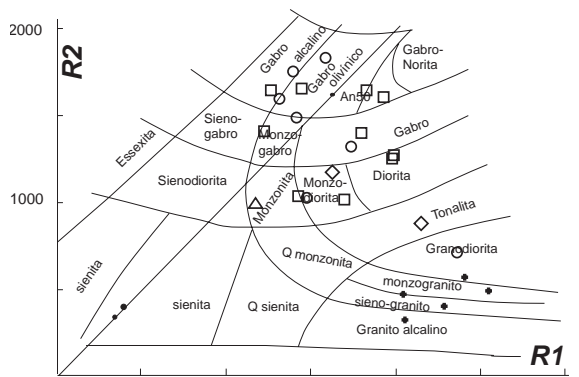


Fig. IV.8.

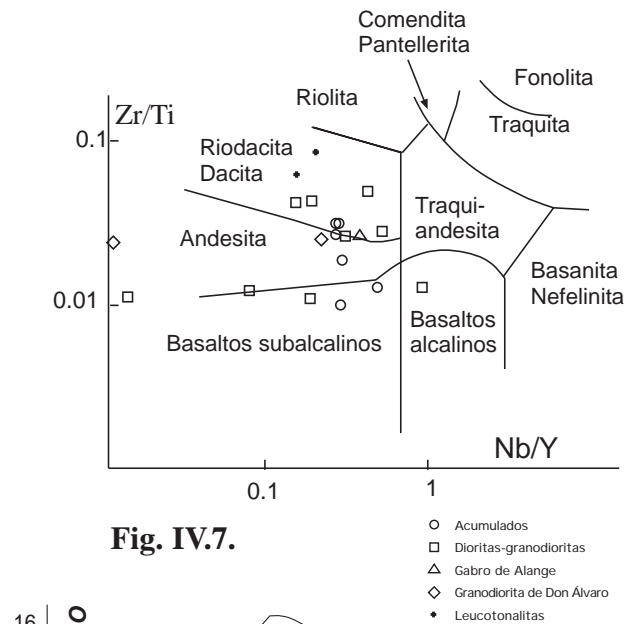


Fig. IV.7.

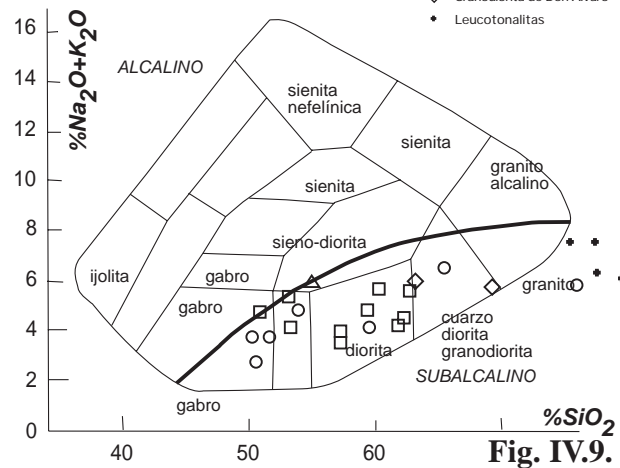


Fig. IV.9.

Fig. IV.6.- Diagrama de clasificación de TAS, de Zanettin (1984) de las muestras analizadas del macizo de Mérida.

Fig. IV.7.- Diagrama de Zr/Ti- Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977). Este diagrama presenta la ventaja de que es efectivo aun cuando las rocas están metamorfizadas en grado bajo.

Fig. IV.8.- Diagrama R1-R2 de De La Roche y Leterrier (1973). Algunas muestras se proyectan como litológicas alcalinas.

Fig. IV.9.- Diagrama de Cox et al., 1979. Este diagrama es el más apropiado para clasificar las muestras de Mérida, si bien sus resultados son comparables con la batería de diagramas realizados.

### C.IV.- Macizo de Mérida.

de bajo grado, dado que utiliza elementos muy inmóviles durante los procesos metamórficos. En el diagrama R1-R2 de De La Roche y Leterrier (1973) las rocas estudiadas se clasifican como gabros alcalinos y olivínicos, monzogabros, gabros y dioritas, finalmente las facies más ácidas lo hacen como tonalitas, granodioritas, monzogranitos y sienogranitos (Fig. IV.8).

Dentro de los diagramas de clasificación, sin duda el más apropiado para clasificar las rocas del macizo de Mérida, es el diagrama de Cox et al., (1979), ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ), en el que las diferentes facies se siguen agrupando de igual forma, si bien todas ellas pertenecen al campo subalcalino, variando entre gabros, dioritas, cuarzdioritas y granitos (Fig. IV.9).

Dentro de estos diagramas y en los diagramas específicos de sílice frente a  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. IV.11), las litologías consideradas se clasifican con rocas subalcalinas, de afinidad calcoalcalina y moderadamente potásicas (Fig. IV.10 y 12).

### IV.B.3. Caracterización geoquímica.

Las rocas del macizo de Mérida han sido divididas en dos grandes grupos desde el punto de vista de la descripción geoquímica. Por un lado se han considerado las rocas leucotonalíticas, con características contrastadas, y por otro lado las rocas dioríticas. Las rocas de origen acumulativo sólo se han considerado puntualmente, dado su carácter monominerálico y excepcional con respecto

al tratamiento geoquímico convencional que se ha realizado en este estudio.

Son rocas relativamente pobres en sílice ( $X \text{SiO}_2 = 54\%$ ) moderadamente metaluminosas ( $X \text{A}/\text{CNK} = 0.88$ ), con valores medios de corindón normativo de 1.5 % en las cinco muestras de leucotonalitas y nulos para el resto de facies. Presentan altos contenidos en elementos ferromagnesianos ( $X \text{B} (\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}) = 174.17$  Debon y Le Fort, 1983), siendo éstos muy bajos para las leucotonalitas ( $X \text{B} (\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}) = 18$ ) y muy altos para el resto de litotipos ( $X \text{B} (\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}) = 223$ ). La relación  $\text{MgO}^*/(\text{MgO}+\text{FeO}_1)$ , es muy alta ( $X 0.34$ ), siendo de 0.37-0.45 para los litotipos ricos en anfíbol. De igual forma son rocas pobres en álcalis ( $X \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5.20\%$ ), a pesar de que las leucotonalitas presentan valores notablemente superiores (6.98%) y sensiblemente inferiores en las rocas acumulativas máficas (3.81%). La relación  $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ,  $\text{K}_2\text{O}^*$ , media es de 0.18, la cual es muy similar en todas las facies diferenciadas. Los contenidos medios de  $\text{CaO}$  son de 6.19% en peso, siendo de 1.48% para las leucotonalitas y de 8.38% para las facies máficas acumulativas.

Con respecto a los elementos mayores, los valores medios de los principales parámetros geoquímicos presentan una evolución gradual desde los términos acumulativos más máficos hasta las leucotonalitas. Los valores de las hornblenditas y de las plagioclasitas presentan valores relativamente anómalos dado su composición prácticamente monominerálica.

Del conjunto de los elementos traza analizados para las

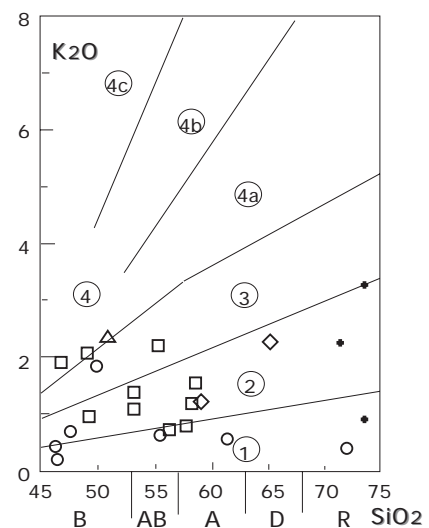
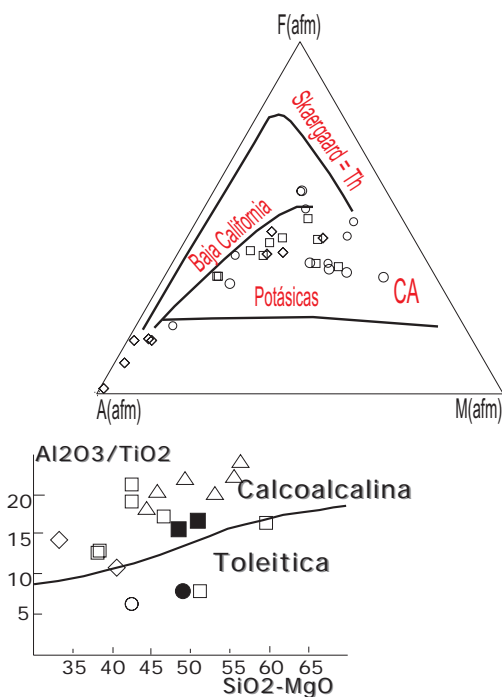
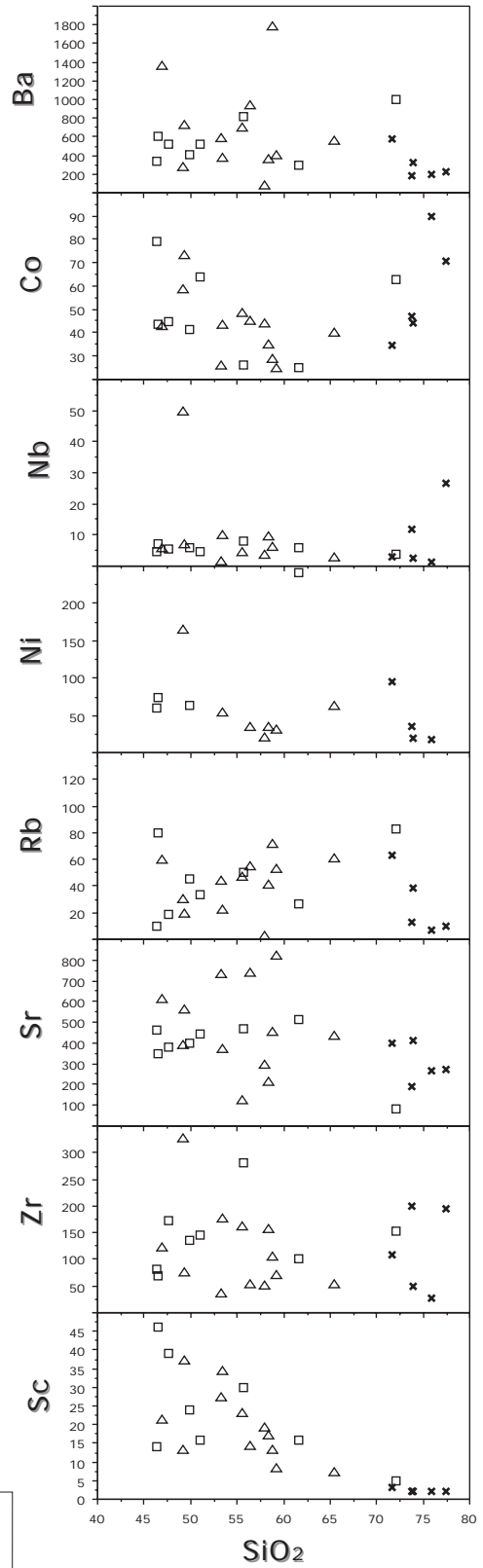
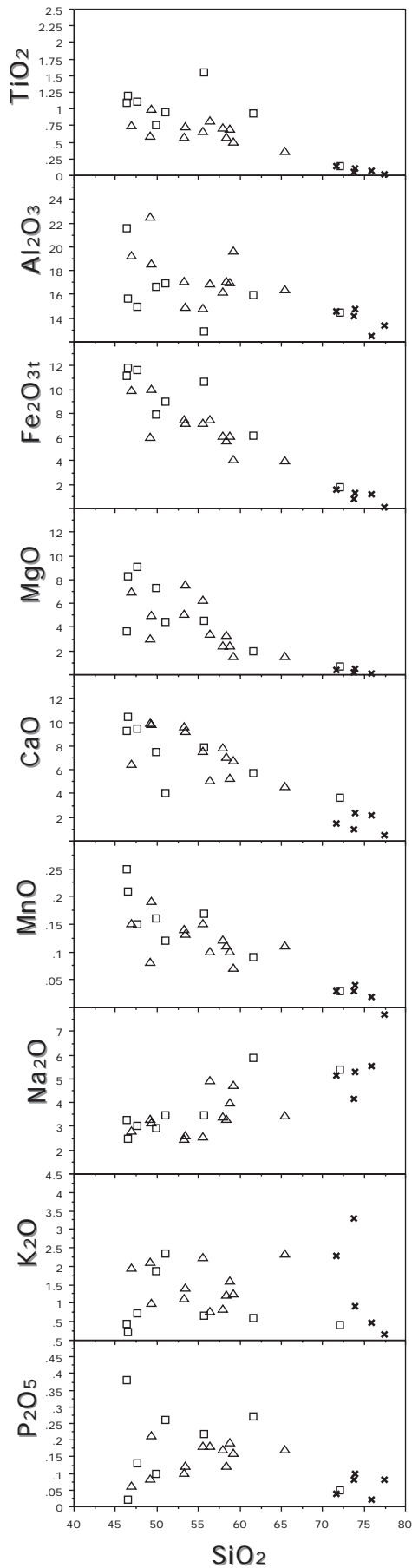


Fig. IV.10.- Diagrama AFM de las litologías del macizo de Mérida, mostrando su carácter calcoalcalino.

Fig. IV.11.- Diagrama  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  con la subdivisión en campos calcoalcalinos. 1) Series CA pobres en K, toleitas de arco. 2) Series CA moderadamente potásicas. 3) Series CA potásicas. 4) Series fuertemente potásicas. B. Basaltos; AB: Andesitas basálticas; A: Andesitas; D: Dacitas; R: Riolitas.

Fig. IV.12.- Diagrama discriminante entre series calcoalcalinas y toleíticas.



□ Acumulados  
 △ Dioritas-granodioritas  
 \* Leucotonalitas

Fig. IV.13 y IV.14. Diagramas de variación química frente a la Sílice (elementos mayores y traza del macizo de Mérida).



C.IV.- Macizo de Mérida.

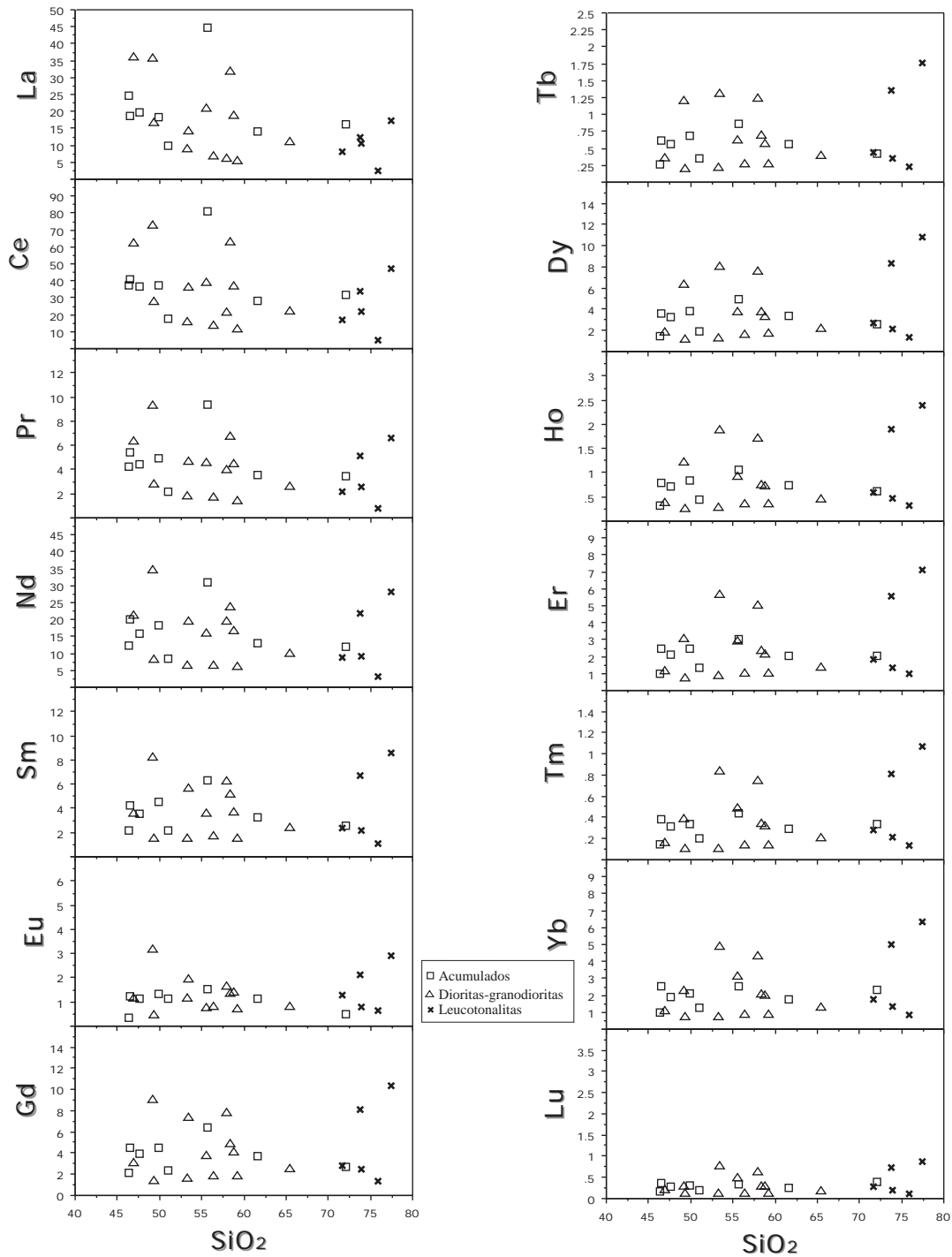


Fig. IV.15.- Diagramas de variación de las REE de las rocas plutónicas del macizo de Mérida frente a la sílice.

distintas facies plutónicas destacan los altos contenidos en Ba (562.37 ppm), Ni (40), Sr (427.83) y V (168.68), y los bajos contenidos en Rb (39.13 ppm), U (1.34) y Th (3.77). El conjunto de los elementos traza sigue una pauta similar a la de los elementos mayores, aumentando el contenido en elementos incompatibles dentro de las leucotonalitas y aumentando los elementos compatibles en los acumulados máficos y dioritas.

Los contenidos de REE son  $X \sum REE=90.61$  ppm,

siendo notable la diferencia entre los cumulados máficos ( $X \sum REE=109.68$  ppm) con respecto a las facies más evolucionadas ( $X \sum REE=77.70$  ppm). Con respecto a la concentración de condrito (Evensen et al., 1978) las rocas de Mérida presentan contenidos de 35\*condrito, con un grado de fraccionación  $(La/Yb)_n= 6.86$  muy pequeño y de  $(La/Lu)_n= 46.05$  muy elevado, siendo de  $(La/Lu)_n= 58$  para las rocas máficas y dioritoides y de  $(La/Lu)_n= 20.24$  para las leucotonalitas. Las relaciones

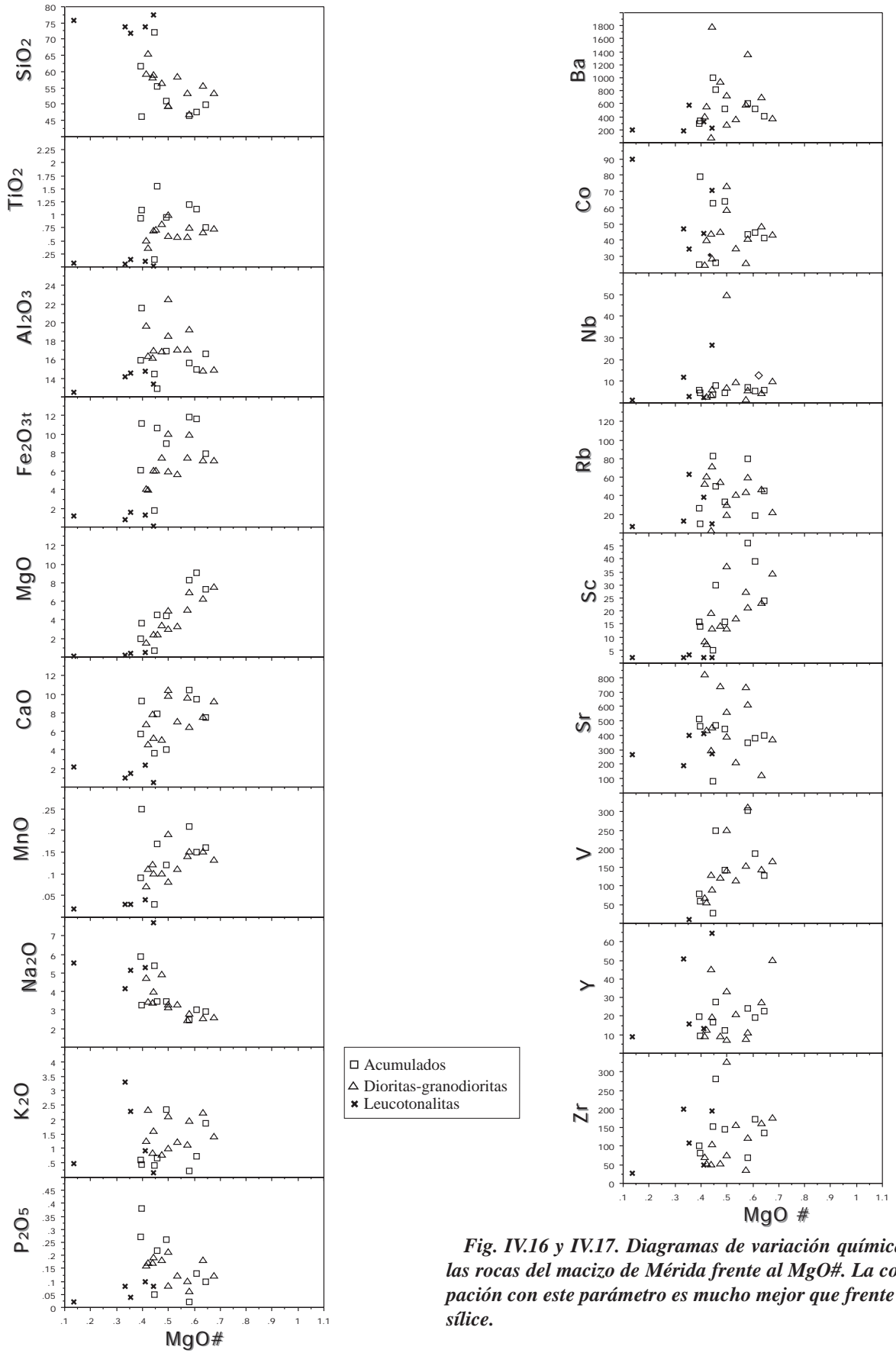


Fig. IV.16 y IV.17. Diagramas de variación química de las rocas del macizo de Mérida frente al MgO#. La corrección con este parámetro es mucho mejor que frente a la sílice.

C.IV.- Macizo de Mérida.

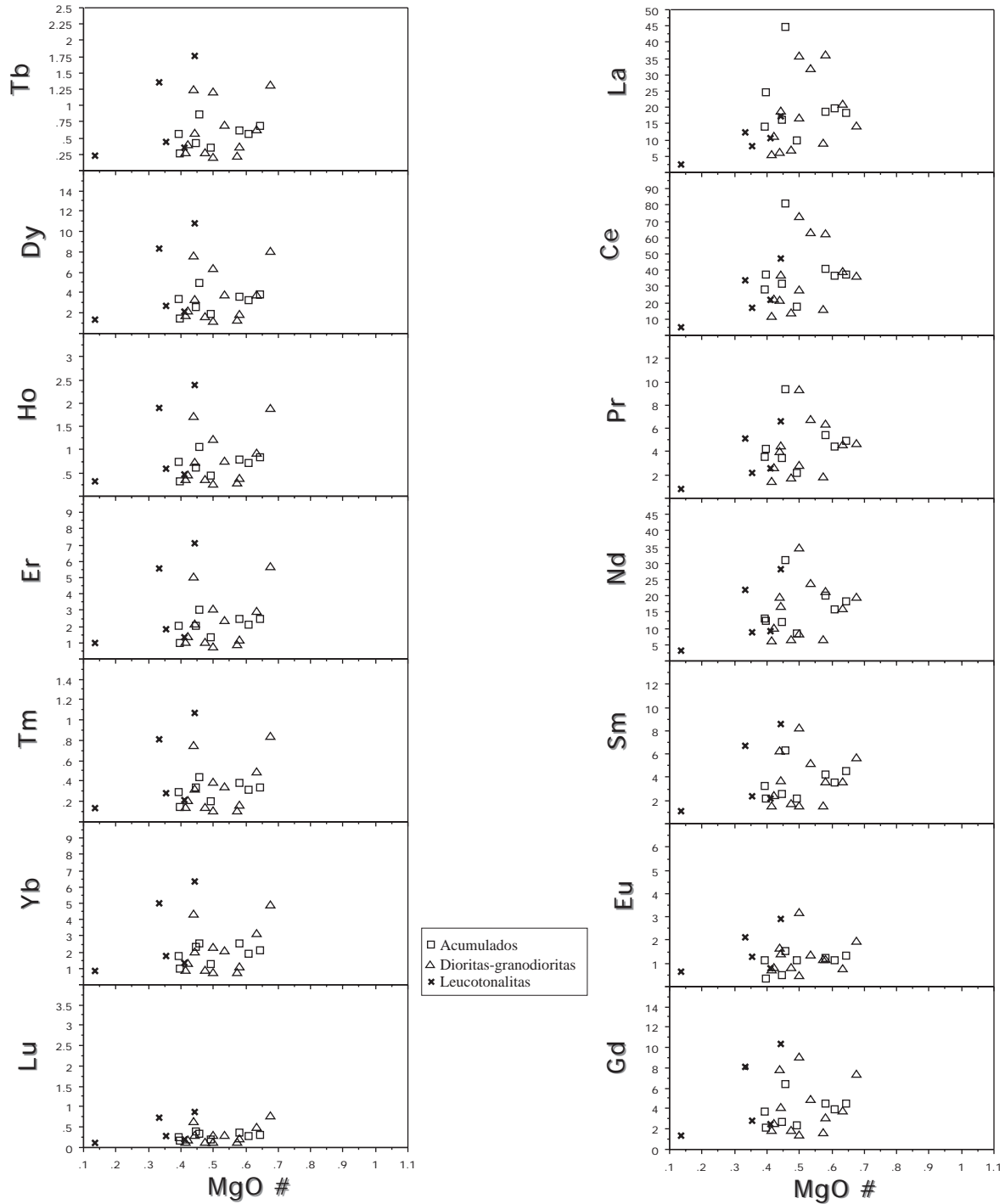


Fig. IV.18.- Diagramas de variación química de las REE de las rocas plutónicas cadomienses del macizo de Mérida frente al Mg #.

de Eu (Eu/Eu\*) son de 1.04, con valores de 0.81 para los acumulados máficos y de 1.10 para las leucotonalitas.

**IV.B.3.a. Diagramas de variación.**

Las rocas de Mérida presentan una evolución progresiva y gradual en los diferentes diagramas de clasificación y de variación química empleados. Se han realizado dia-

gramas de variación de elementos mayores, traza (Ba, Co, Sr, Rb, V, Y, Zn y Zr) y REE frente a SiO<sub>2</sub>, Mg, MgO # y CaO. El conjunto de las rocas analizadas presentan una tendencia muy homogénea y lineal si bien la facies de leucotonalitas muestran una dispersión importante, pero ajustada a la evolución global del resto de las muestras.

Los diagramas de variación frente a SiO<sub>2</sub> (Fig. IV.13, 14 y 15) muestran una evolución continua en todas las



facies, incluidas las leucotonalitas, especialmente evidente con el  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , y  $\text{MnO}$  y nula en el caso de  $\text{K}_2\text{O}$ . Los diagramas de variación de los diferentes traza frente a la  $\text{SiO}_2$  muestran pautas dispares. El Zr, Sc, Ni e Y muestran pautas negativas y bien correlacionadas con la sílice. Por el contrario Co y Rb presentan tendencias negativas para las facies básicas y positivas para los términos más ácidos. Los diagramas de REE frente a  $\text{SiO}_2$  muestran una evolución muy poco definida, que es en general decreciente excepto para el Tm, Tb y Yb, lo cual permite aventurar que las REE se comportan como elementos incompatibles dentro de las facies máficas de Mérida siendo compatibles con respecto a las facies félsicas.

Los diagramas de variación frente al Mg y sobretodo, frente a  $\text{MgO} \#$  son mucho más esclarecedores con objeto de discernir la evolución de estas rocas (Fig. IV.16, 17 y 18). Los elementos mayores frente al  $\text{MgO} \#$  presentan una clara pauta de evolución, especialmente  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{MnO}$ , en algunos casos positiva y en otros negativa. El conjunto de esta tendencia está determinada por la composición química del anfíbol, por lo que se deduce la importancia de este mineral dentro de la evolución petrogenética global. Las leucotonalitas apenas están influenciadas por el  $\text{MgO} \#$ , a causa de la ausencia total de anfíbol en su constitución mineralógica. La evolución de los principales elementos traza frente al  $\text{MgO} \#$  es muy poco clara, presentando en general una tendencia positiva. De igual forma ocurre con los elementos del grupo de las Tierras Raras, con una evolución a grosso modo positiva, la cual es mucho más patente en el grupo de las REE pesadas.

Los diagramas de variación frente al  $\text{CaO}$ , realizados en este trabajo, con objeto de evaluar la importancia en los procesos petrogenéticos de los minerales ricos en  $\text{CaO}$  (hornblenda y plagioclasa), muestran una evolución similar a la del  $\text{MgO} \#$ . Los elementos mayores presentan una clara correlación con el  $\text{CaO}$ , principalmente positiva ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ) o negativa ( $\text{Na}_2\text{O}$ ). Destaca la ausencia de correlación con el  $\text{K}_2\text{O}$ . Con respecto a los traza, la correlación de valores es relativamente mala, aunque es posible discernir tendencias, generalmente positivas (Zr, Zn, Y, V, Sr, FeO). Los elementos del grupo de las Tierras Raras, muestran pautas de evolución con respecto al  $\text{CaO}$  más claras que con el  $\text{MgO} \#$ , las cuales son muy evidentes en las REE medias y poco acusadas en las REE pesadas, siempre de tendencia positiva.

### IV.B.3.b. Diagramas multielementales normalizados.

Se han elaborado diagramas normalizados frente a condrito de Thompson et al. (1984), frente al valor del manto primitivo de Sun (1980) y al de condrito de Evensen et al. (1978), de acuerdo a la metodología de los autores señalados.

En el diagrama de REE normalizado frente a los valores de condrito de Evensen et al. (1978), resaltan los bajos valores de REE (35 veces condrito) y los valores relativamente homogéneos en todas las facies analizadas (42.18 veces en los acumulados y 29.88 veces en las leucotonalitas), (Fig. IV.19; 20; 21 y 22).

Los bajos valores en REE contrastan notablemente con los altos valores de REE de granitos procedentes de fusión cortical o con fuertes procesos de contaminación cortical (Ortega-Cuesta, 1995; Larrea, 1998). La presencia de abundantes niveles dioríticos con granate entre los acumulados anfibólicos contribuiría a reducir la cantidad de REE en las facies más evolucionadas, ya que el granate extrae gran cantidad de REE, principalmente pesadas. Este hecho se pone de manifiesto en los diagramas normalizados de los acumulados y de las dioritas. Se observa, en detalle, una disminución gradual de los contenidos en REE desde los acumulados hacia los términos dioríticos de grano grueso, siendo sensiblemente menor el contenido en las rocas dioríticas de grano fino y en las dioritas-granodioritas.

Los diagramas multielementales normalizados frente a la composición del manto primitivo (Sun, 1980) presentan una fraccionación continua desde los elementos más incompatibles hasta los menos incompatibles (Fig. IV.23; 24; 25 y 26). Esta fraccionación es poco importante y prácticamente nula en las leucotonalitas. Destaca la sistemática anomalía negativa de Nb y Ta (poco importante en K) que se observa en todas las facies. El P presenta anomalías negativas en algunas muestras, si bien esta anomalía es aleatoria y cuantitativamente poco importante. El Ti también produce anomalías poco importantes en las rocas máficas las cuales se acentúan en las rocas más evolucionadas (plagioclasitas acumuladas y granodioritas, siendo muy marcada en las leucotonalitas). Este hecho puede deberse al anfíbol, que incluye en su estructura gran cantidad de este elemento (hasta 6% en algunos análisis minerales), y minerales accesorios como ilmenita, frecuente en las rocas más básicas. Estos diagramas normalizados (Sun, 1980) presentan una geometría que no se ajusta a los principales tipos de rocas conocidos (MORB, OIB,...). La suave pendiente de estos espectros, junto con los bajos valores relativos sugieren espectros próximos a los MORB, sin embargo las anomalías positivas en Th y Ba de los litotipos máficos y las fuertes anomalías negativas en Nb, Ta y P inducen a pensar en un origen de arco de isla (Saunders et al., 1980; Weaver y Tarney, 1981; Hofmann y White, 1982;

C.IV.- Macizo de Mérida.

Saunders et al, 1988; Ringwood, 1990; Woodhead et al., 1993; Thiéblemont, et al., 1994; Dorendorf et al., 2000). Tarney y Jones (1994) sugieren que las anomalías negativas en Nb y Ta pueden ser debidas al cambio en la estabilidad de algunas fases minerales (granate, hornblenda o flogopita) en las zonas de subducción. Estos minerales serían los responsables de la fraccionación selectiva en los magmas generados (Wolf y Wyllie, 1993).

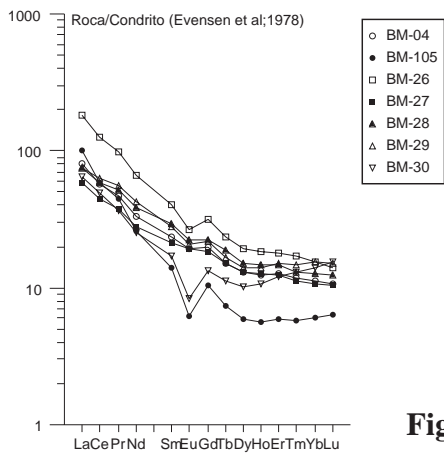
Los diagramas multielementales normalizados frente a condrito (Thompson et al., 1984; ver Anexo D) desarrollan geometrías similares a los diagramas normalizados de Sun (1980). Son espectros con una gradual tendencia, poco acusada, al empobrecimiento en elementos incompatibles, la cual es muy poco acusada. Presentan fuertes empobrecimientos en Nb y Ta y muy importantes en Ti (sólo en las rocas félsicas). Algunos elementos como el Th, K y La producen anomalías positivas en algunas muestras. Los diagramas normalizados frente a condrito (Thompson et al., 1984) pueden ser explicados de igual forma que los diagramas multielementales normalizados a manto primitivo de Sun (1980) y muestran las mismas pautas generales que desarrollan las rocas plutónicas

relacionadas con arcos volcánicos actuales (Hawkesworth et al., 1991; Tardy et al., 1994; Wright y Wyld, 1994; Maury et al., 1996) y antiguos (Urales, Bea et al., 1997).

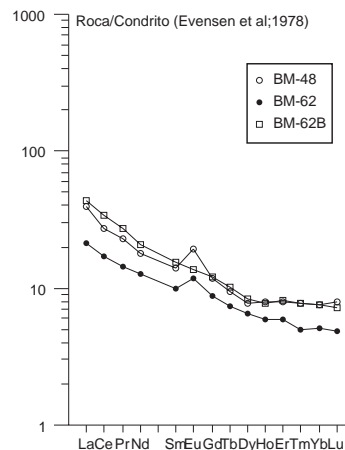
**IV.B.3.c. Diagramas de discriminación tectonomagmática.**

Resulta altamente especulativo discernir el marco tectónico a partir de datos geoquímicos, sin embargo estos datos pueden conducir a un esclarecimiento orientativo del ambiente tectonomagmático. Se ha dado más peso a los diagramas geotectónicos basados en elementos mayores que utilizan elementos inmóviles puesto que, generalmente, permiten obtener conclusiones más fiables.

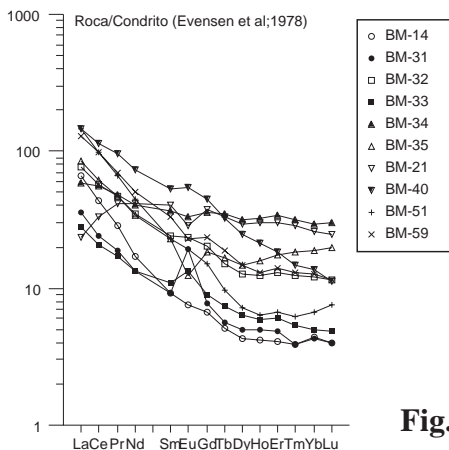
En el diagrama  $TiO_2$ - $MnO \cdot 10 - P_2O_5 \cdot 10$  (Fig. IV.34) de Mullen (1983), la mayoría de las muestras se proyectan dentro de los campos CAB y IAT (basaltos calcoalcalinos y toleitas de arco de islas, respectivamente). El diagrama  $TiO_2$ - $K_2O - P_2O_5$  de Pearce et al. (1975) clasifi-



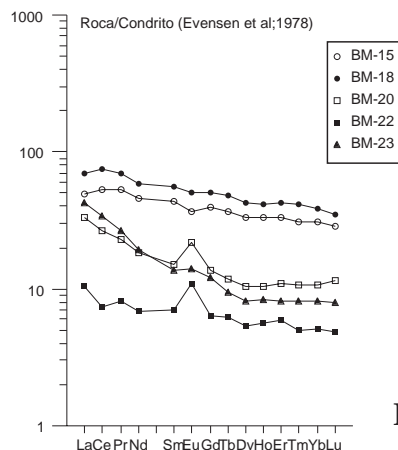
**Fig. IV.19**



**Fig. IV.20**

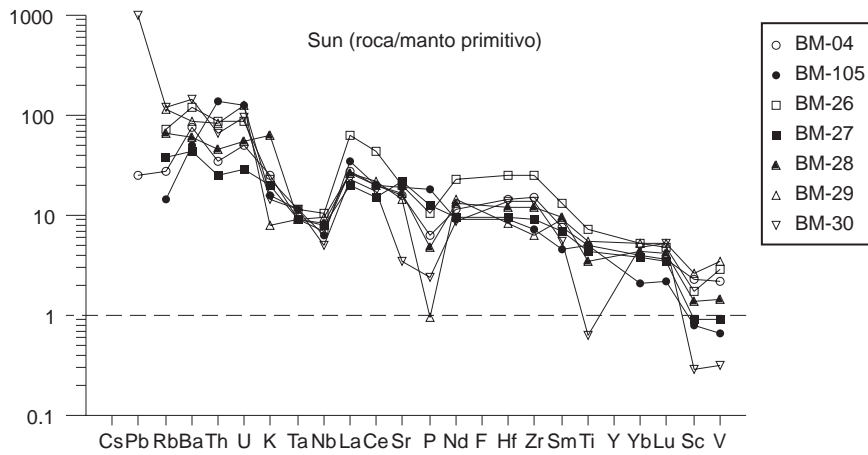


**Fig. IV.21**

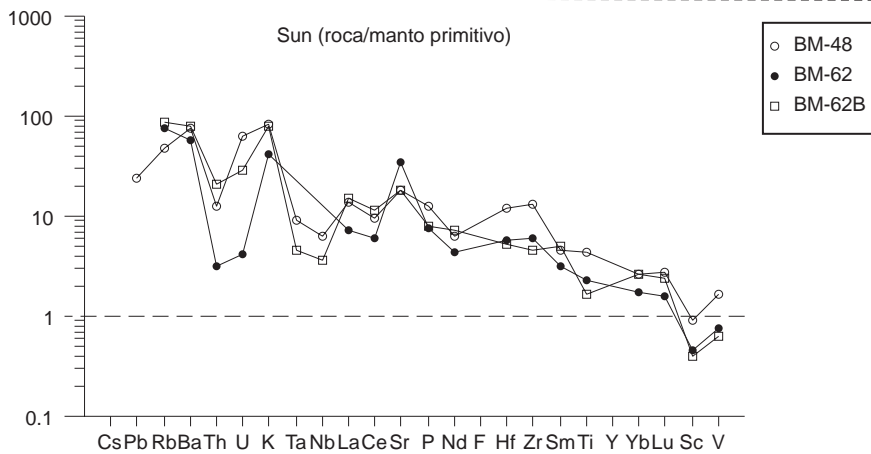


**Fig. IV.22**

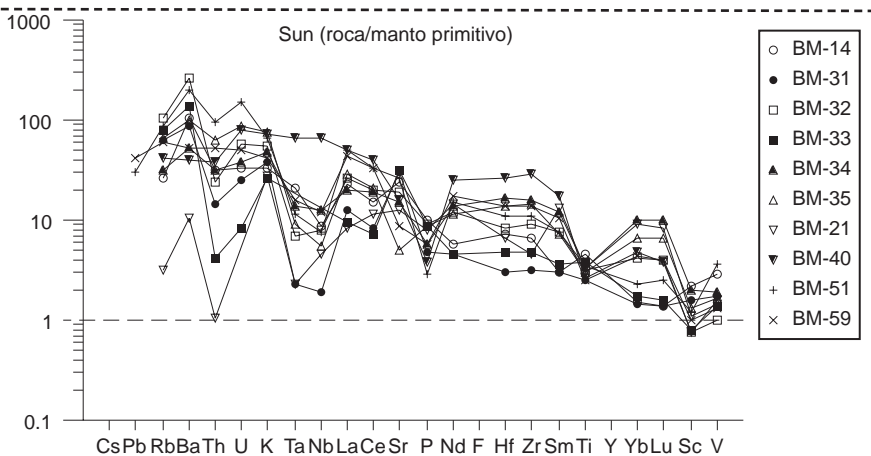
**Fig. IV.19; 20; 21 y 22.- Diagramas multielementales normalizados frente a la concentración de condrito de Evensen et al., 1978, para el conjunto de rocas plutónicas del macizo de Mérida. La evolución es continua dentro de los principales grupos diferenciados para el estudio geoquímico. Las muestras BM-15 y BM-18, que dan lugar a unos espectros sensiblemente diferentes, se corresponden con leucotonalitas muy deformadas.**



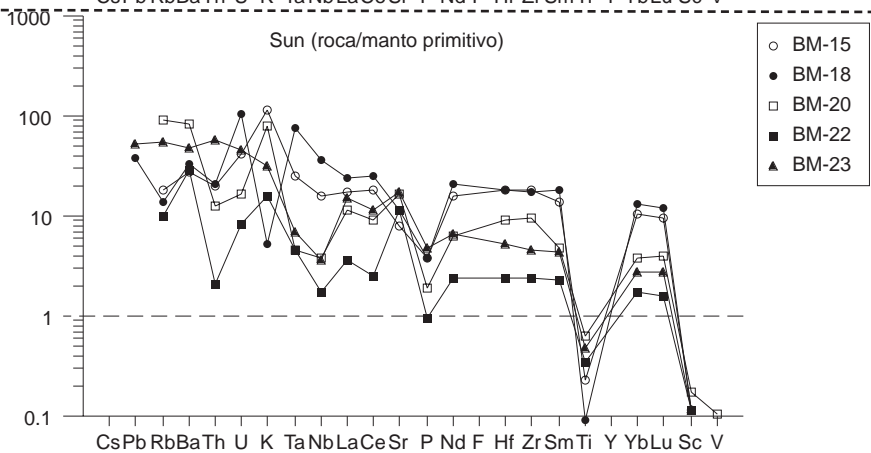
*Fig. IV.23.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas acumulativas del macizo de Mérida. Destacan las fuertes anomalías en Nd y Ta y, en menor medida, en P.*



*Fig. IV.24.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las granodioritas de Don Álvaro y de la muestra de los gabros de Alange.*



*Fig. IV.25.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las facies dioríticas de Mérida. Nótese la semejanza con las facies acumulativas.*



*Fig. IV.26.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las facies leuconalíticas del macizo de Mérida.*



C.IV.- Macizo de Mérida.

ca las rocas de Mérida como rocas de procedencia continental aunque algunas muestras de acumulados de anfíbol se proyectan dentro del dominio de rocas oceánicas (Fig. IV.32). Según Pearce et al. (1975) la proyección de muestras próximas a la línea divisoria entre ambos campos corresponde a basaltos de origen no oceánico. Otro diagrama ampliamente utilizado es el diagrama de Pearce et al., (1977) ( $MgO-FeO-Al_2O_3$ ), en el que las rocas de Mérida se proyectan dentro del grupo de rocas de arco de isla y margen continental activo (Fig. IV.29). Dado que este diagrama es válido en el rango de  $SiO_2$  de 51-56% no se han tenido en cuenta los datos de las rocas ácidas. El diagrama AFM también puede utilizarse como discriminante geotectónico y en él las muestras analizadas se proyectan dentro del dominio calcoalcalino, muy próximas al límite entre los campos toleítico y calcoalcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971). El diagrama R1-R2 (Fig. IV.40) de De La Roche y Leterrier (1973) con la representación de las asociaciones tectonomagmáticas definidas por Batchelor y Bowden (1985) proyectan las muestras en los dominios precolisionales (rocas básicas) y como granitos sincolisionales (leucotonalitas), con una evolución gradual para todos los términos en su conjunto.

Los diagramas geotectónicos basados en elementos traza gozan de una amplia aceptación y se suponen indicativos del ambiente tectónico aun cuando se sobreim-

pongan procesos metamórficos posteriores (Pearce y Cann, 1973; Floyd y Winchester, 1975; Winchester, 1983; Floyd y Winchester, 1983; Wilson, 1989).

El diagrama 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986) ubica las muestras de Mérida (Fig. IV.30) dentro del campo de los basaltos de arco volcánico (BAV), si bien algunas muestras proyectadas caen en áreas contiguas (basaltos de intraplaca alcalinos y toleíticos). El diagrama Rb/30-Hf-Ta\*3 (Harris et al., 1986) es utilizado para conocer el ambiente tectónico de rocas intermedias y las muestras analizadas se agrupan en los dominios de arco volcánico (Fig. IV.34). En el diagrama Y/15-La/10-Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989), usado para discriminar basaltos de arco, basaltos continentales y basaltos oceánicos se proyectan en los grupos de basaltos calcoalcalinos y toleitas de arco volcánico (Fig. IV.35). En el diagrama Ti/100-Zr-3Y de Pearce y Cann (1973), usado para rocas con altos contenidos en MgO (% en peso), las rocas más máficas estudiadas aparecen dentro del campo de basaltos calcoalcalinos y, en menor medida, en el campo de basaltos intraplaca (Fig. IV.33).

Otro de los diagramas usados con frecuencia es el de Wood (1980) de Hf/3-Th-Ta que emplea elementos muy inmóviles (Fig. IV.28). En este diagrama la práctica totalidad de las muestras analizadas se proyectan en el dominio de toleitas de arco de isla, muy próximas a la recta definida por Hf/3-Th (basaltos de margen de placa des-

Fig. IV.27

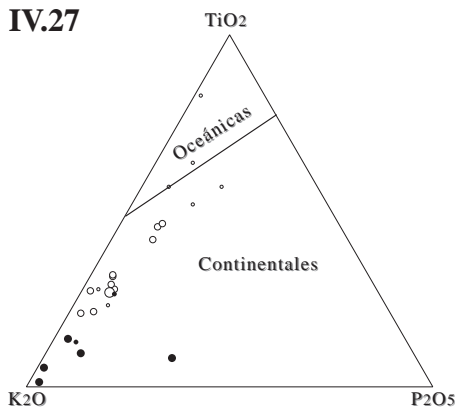


Fig. IV.28

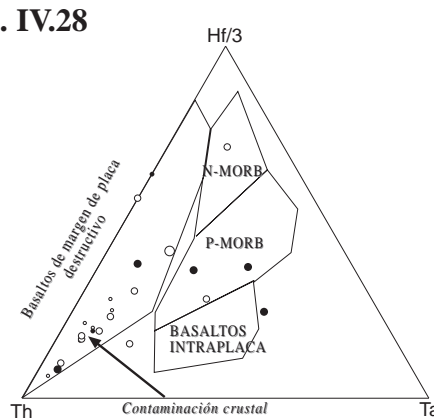


Fig. IV.29

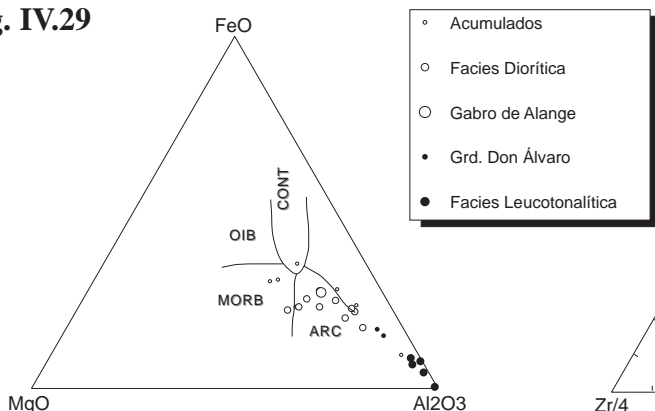


Fig. IV.30

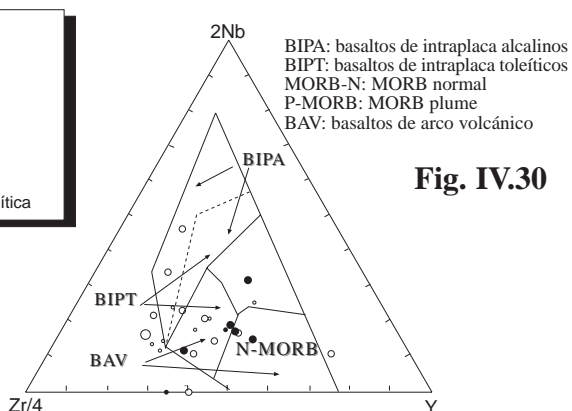


Fig. IV.27; 28; 29 y 30.- Proyección de las rocas plutónicas del macizo de Mérida sobre diversos diagramas tectonomagmáticos ternarios. Explicación en el texto.

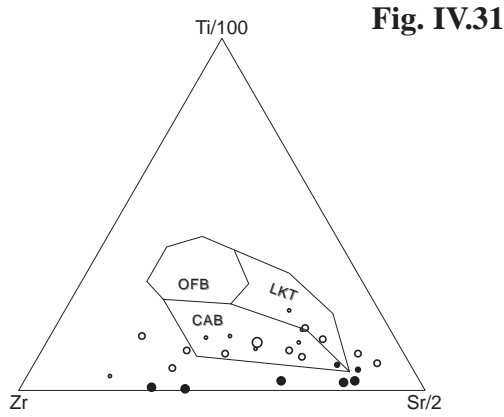


Fig. IV.31

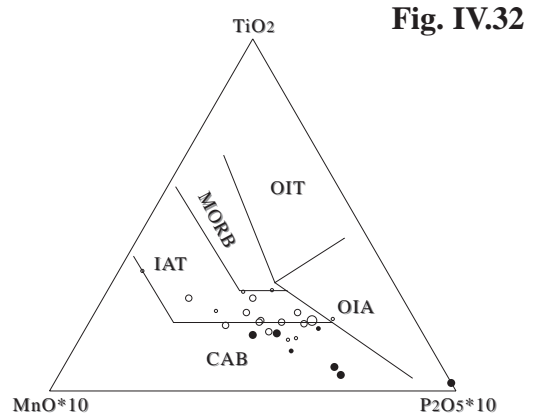


Fig. IV.32

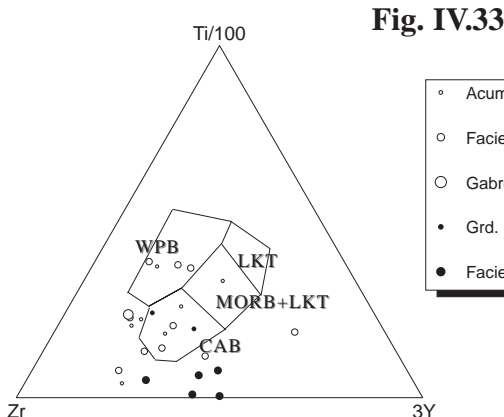


Fig. IV.33

- Acumulados
- Facies Diorítica
- Gabro de Alange
- Grd. Don Álvaro
- Facies Leucotonalítica

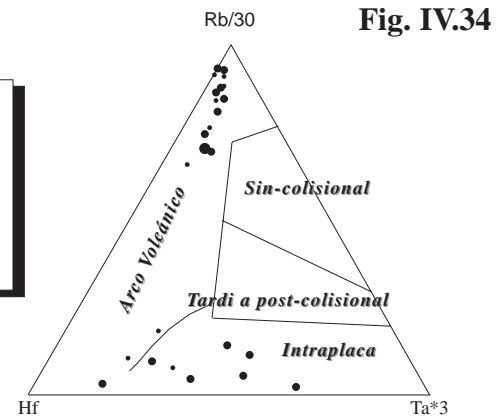


Fig. IV.34

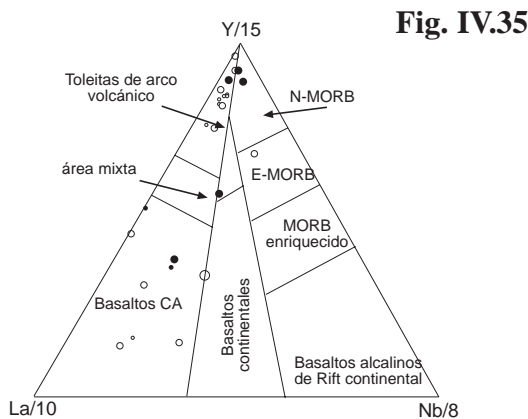


Fig. IV.35

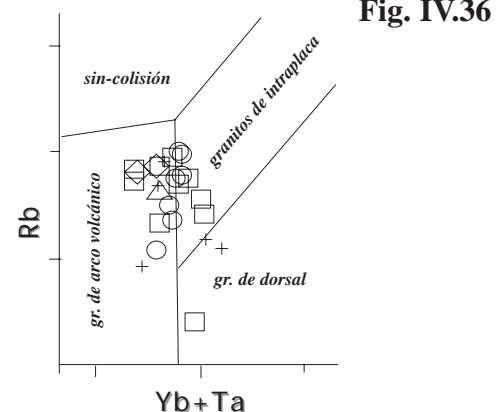


Fig. IV.36

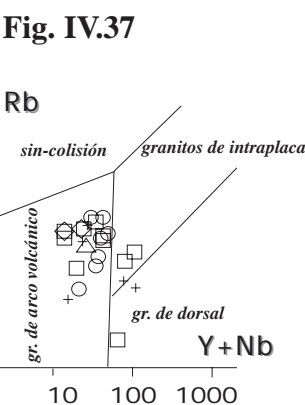


Fig. IV.37

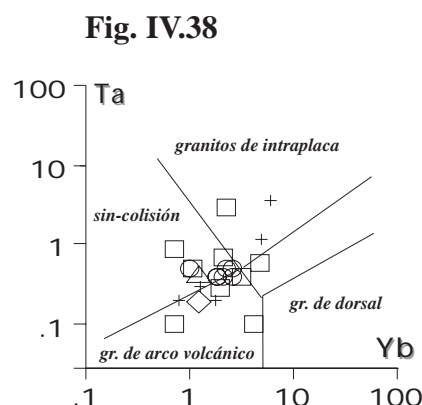


Fig. IV.38

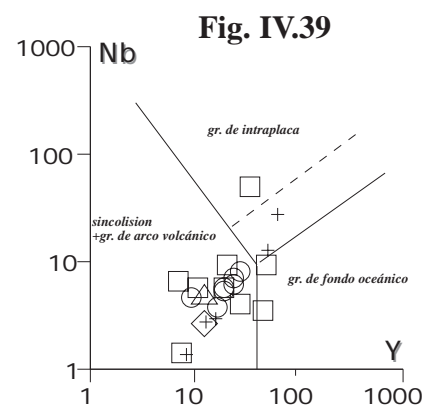


Fig. IV.39

Fig. IV.31; 32; 33; 34 y 35.- Diagramas ternarios de discriminación de ambientes tectonomagmáticos aplicados sobre las litologías plutónicas cadomienses del macizo de Mérida. Explicación en el texto.

Fig. IV.36; 37; 38 y 39.- Diagramas de discriminación de ambientes tectonomagmáticos (Pearce et al., 1984). La leyenda es la misma que la utilizada en la figura IV.40. Explicación ampliada en el texto.

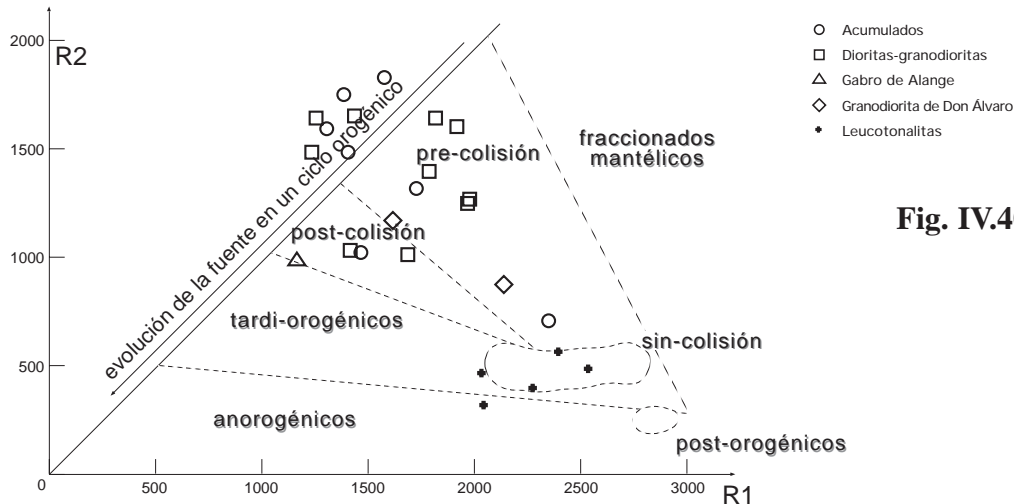


Fig. IV.40

Fig. IV.40.- Diagrama R1-R2 (De La Roche y Le Terrier, 1973) en donde se han dibujado los campos de clasificación tectonomagmática propuestos por Batchelor y Bowden (1985). Compárese con la figura IV.8. en donde el diagrama R1-R2 aparece con campos de clasificación química.

tructivo). Dentro del dominio de toleitas de arco de isla, Wood (1980) discrimina un subambiente (próximo al vértice del Th) de contaminación cortical. Los altos contenidos en Th ya se han puesto de manifiesto con los diagramas multielementales normalizados de Sun (1980) y de Thompson et al. (1984), y en este diagrama se asocian a procesos de contaminación cortical.

Dentro del grupo de los diagramas binarios de discriminación tectónica, el diagrama de Pearce (1982) de Ti/Y-Nb/Y agrupa las rocas analizadas dentro del campo de basaltos de arco volcánico.

Pearce et al. (1984) emplean elementos traza poco móviles para caracterizar el ambiente geotectónico de emplazamiento de granitos (Fig. IV.36; 37; 38 y 39). El diagrama binario Nb-Y (Pearce et al., 1984) sitúa las muestras dentro del área de los granitos sincolisionales y granitos de arco volcánico. El diagrama Ta-Yb (Pearce et al., 1984) no realiza una buena discriminación, aunque las rocas de Mérida caen dentro de los campos de granitos de arco volcánico y en el campo de granitos sincolisionales. En el diagrama Rb-Y+Nb (Pearce et al., 1984) las muestras aparecen dentro del área de granitos de arco volcánico, a pesar de que algunos análisis se sitúan fuera de este campo. El diagrama de Rb-Yb+Ta (Pearce et al., 1984) no realiza una buena diferenciación y las muestras se sitúan a caballo entre los dominios de granitos de arco volcánico y el campo de los granitos intraplaca. En conjunto los diagramas de Pearce et al., (1984) permiten situar las rocas de Mérida dentro de los dominios de granitos de arco volcánico en un marco geodinámico de convergencia litosférica.

El diagrama Ti-Zr de Pearce y Cann (1973), discrimina las rocas de Mérida dentro de los campos de toleitas de arco de isla y de basaltos calcoalcalinos. El diagrama geotectónico de TiO<sub>2</sub>-Zr de Pearce (1982) agrupa los

datos utilizados dentro del área de rocas de arco volcánico y únicamente la muestra de plagioclasita cae en el campo de rocas de intraplaca.

#### IV.B.4. Petrogénesis.

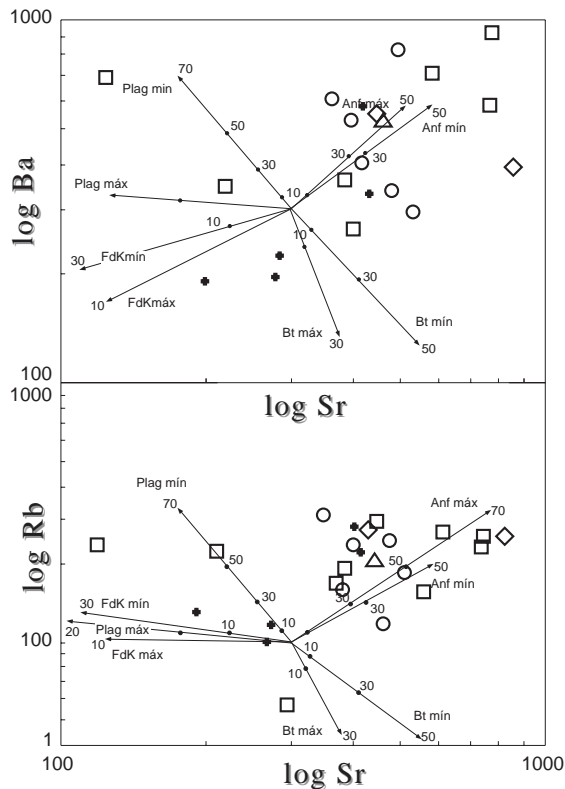
Del estudio de la petrología, cartografía, relaciones de campo y geoquímica se deducen y justifican los procesos petrogenéticos que han condicionado la evolución de las rocas plutónicas del macizo de Mérida.

El diagrama ACP (A (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O); C (CaO); F (FeO+MgO)) muestra cómo la mayoría de las muestras analizadas se proyectan en las proximidades del vértice CaO (Fig. IV.42). Los análisis se disponen en una recta entre CaO (8%) y el vértice representado por (Opx). El control químico de las rocas estudiadas varía, en consecuencia, entre minerales ricos en Ca y FeO+MgO. El único mineral que reúne esta composición química es el anfíbol, poniéndose de manifiesto a nivel de campo por la presencia de acumulados de hornblenda pargasítica con restos de piroxeno augítico reabsorbido. Las muestras correspondientes a leucotonalitas se disponen dibujando una recta entre el polo CaO y la Ms. Se ha interpretado esta disposición como el control químico sobre la mineralogía de los elementos alcalinos (Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O).

El condicionamiento del anfíbol en la evolución de las rocas de Mérida se pone en evidencia en los diagramas binarios logarítmicos Sr-Ba y Sr-Rb (Walsh et al., 1979). Estos diagramas presentan un grado variable de dispersión, siendo el diagrama de Sr-Rb el que muestra una mejor correlación (Fig. IV.41).

En el diagrama binario de Sr-Rb las muestras analizadas se disponen en una nube de puntos sobre el vector del anfíbol máx. Resulta sintomático que algunas de las

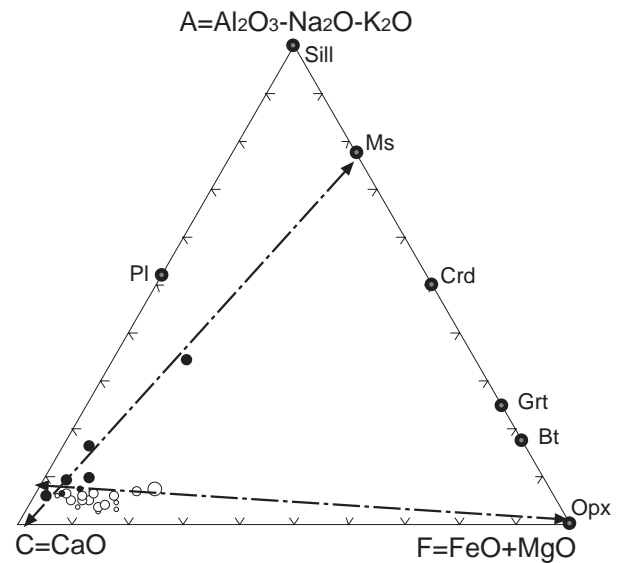




**Fig. IV.41.- Diagramas binarios logarítmicos interestructurales de Sr-Ba y Sr-Rb (Walsh et al., 1979). Las nubes de puntos de los análisis dibujan los vectores minerales que condicionan la evolución magmática de estas rocas. Leyenda similar a la de la Fig. IV.40.**

muestras se disponen sobre los vectores de la plagioclasa y del feldespato y una de ellas sobre el vector de la biotita. Tres muestras de leucotonalitas se disponen en el vector del feldespato, y tres muestras de granodioritas pobres en anfíbol (leucocráticas) en las proximidades del vector de la plagioclasa mín., y otras en el vector de la biotita.

Analizando las matrices de correlación de las diferentes litologías diferenciadas en el estudio geoquímico se observa la buena correlación, dentro de los acumulados, entre el Sr, el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.799) y el  $\text{TiO}_2$  (0.423), siendo mucho peores las realizadas con otros elementos como  $\text{CaO}$  (0.036),  $\text{MgO}$  (0.16) o  $\text{K}_2\text{O}$  (0.019). Este fenómeno se explica por la fraccionación de minerales ricos en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pero pobres en  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ , es decir, por la cristalización de anfíbol (único mineral presente de forma común en las litologías estudiadas con esas composiciones). En las dioritas-granodioritas el Sr presenta buenas correlaciones con  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.610) y  $\text{CaO}$  (0.718), mostrando una mayor influencia de la plagioclasa en los procesos petrogenéticos que condicionan la evolución de estas rocas. Para las leucotonalitas la situación es análoga con buenas correlaciones del Sr con  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.371) y  $\text{CaO}$  (0.356), siendo prácticamente nulas con elementos ferromagnesianos.



**Fig. IV.42.- Diagrama AC, representado en proporciones molares. Se han dibujado las rectas que dibujan las muestras representadas. Los puntos negros son leucotonalitas y granodioritas (Don Álvaro). Los círculos blancos son rocas dioríticas y acumuladas anfibólicas. Interpretación en el texto.**

El diagrama logarítmico de Sr-Ba presenta una mayor dispersión de los análisis proyectados. Sin embargo los datos se agrupan en torno a los vectores de cristalización de anfíbol. Tres muestras de leucotonalitas (las mismas muestras que en el diagrama Sr-Rb) se proyectan entre los vectores del Feldespato máx. y Biotita máx. Dos muestras correspondientes a granodioritas leucocráticas se disponen paralelas al vector de plagioclasa mín. El Ba se correlaciona en las facies acumulativas con  $\text{TiO}_2$  (0.869),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.715),  $\text{CaO}$  (0.597),  $\text{MnO}$  (0.703) y  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.531). Este conjunto de elementos químicos definen la composición química del anfíbol. En el resto de facies (dioritas, granodioritas y leucotonalitas) el Ba presenta correlaciones químicas análogas a las presentes en las facies acumulativas, si bien el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  también participa (0.633). De estos datos se deduce que en las facies más evolucionadas el anfíbol sigue siendo importante en los procesos petrogenéticos. El Zr muestra buenas correlaciones dentro de las rocas acumulativas con  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.664) y  $\text{MnO}$  (0.364) siendo muy malas con el resto de componentes. Esta tendencia se invierte en las facies más evolucionadas, en donde el Zr presenta muy buenas correlaciones con todos los elementos mayores excepto con  $\text{K}_2\text{O}$ , deduciéndose de este hecho el control químico de minerales como el anfíbol y plagioclasa en la evolución de estas facies.

Del estudio de las matrices de correlación realizadas para el conjunto de todas las rocas plutónicas de Mérida, así como las realizadas por facies individualizadas, se pone de manifiesto la importancia de minerales ferro-

C.IV.- Macizo de Mérida.

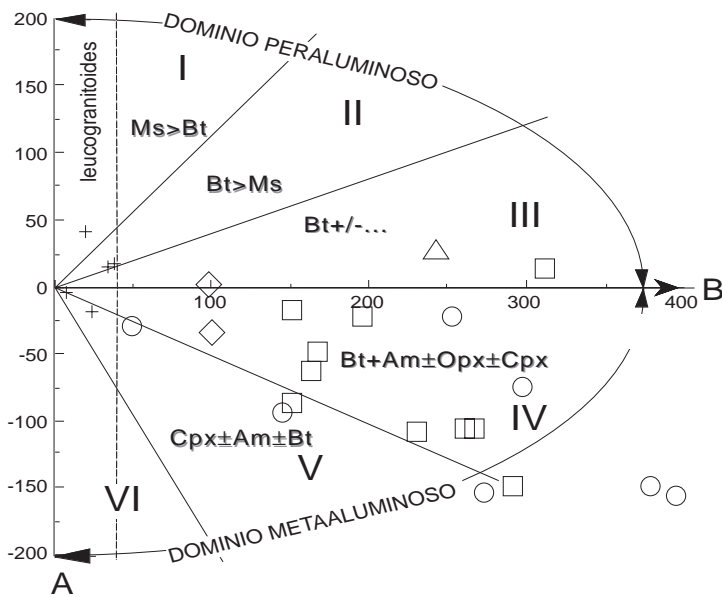


Fig. IV.43.- Diagrama de Debon y Lefort (1983). Las muestras del macizo de Mérida se sitúan preferentemente en el campo IV, definido por asociaciones máficas. Las leucotonalitas lo hacen en el subcampo de leucogranitoides. Leyenda análoga a la figura IV.40.

magnesianos en la evolución de estas rocas. Con respecto a los elementos químicos mayores existe una correlación positiva entre SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, MgO, CaO y MnO. Los elementos traza tienen un comportamiento en general incompatible, con la excepción de V y Cr. Los elementos del grupo de las REE son incompatibles en general, si bien las REE pesadas son más compatibles. Con respecto al resto de facies se observa una tendencia según la cual la importancia de estos elementos traza disminuye a favor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O. El conjunto de los elementos traza presentan un comportamiento compatible con los minerales que forman estas rocas. Las REE tienen un comportamiento muy compatible, que es muy acusado en el grupo de las REE ligeras y moderado en las REE pesadas.

Con el conjunto de los datos expuestos, deducidos de las matrices de correlación y de los diagramas binarios logarítmicos, se pone de manifiesto la importancia del anfíbol en la evolución de estas rocas así como el cogenetismo de todas las facies estudiadas. Esta deducción se confirma con los datos de campo, que ponen en evidencia la relación temporal, espacial y genética del conjunto de las rocas estudiadas, si bien, Almarza (1996) en un detallado estudio geoquímico plantea el no cogenetismo entre las unidades máficas y las unidades ácidas del macizo de Mérida.

**IV.B.5. Discusión.**

El macizo de Mérida corresponde con una serie que varía de forma gradual entre gabros y granitoides (leucotonalitas). Son rocas subcalcinas y metaaluminosas cuyo carácter cogenético se ha puesto de manifiesto tanto en los diagramas de variación química como en los diagramas multielementales normalizados (Sun, 1980; Thompson et al., 1984 y Evensen et al., 1978), en los que

dibujan trayectorias muy similares.

En lo referente a los diagramas de discriminación tectonomagmática utilizados, éstos muestran sistemáticamente un origen de arco de isla para estas rocas, dentro de un marco geodinámico sincollisional o de convergencia litosférica. La presencia de importantes series volcánicas que constituyen el encajante de estas rocas, así como el hecho de que las rocas plutónicas cortan una foliación metamórfica que ha sido datada en ca. 550 M.a. (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992), refuerzan las evidencias geoquímicas (anomalías negativas de Nd y Ta en los diagramas multielementales normalizados, trend calcoalcalino en el AFM y caracterización calcoalcalina de estas rocas).

Petrogenéticamente se pone de manifiesto el cogenetismo existente entre todas las facies del macizo. Tanto los diagramas multielementales normalizados como los diagramas de variación química y los diagramas binarios logarítmicos muestran una relación clara. Estas rocas serían el producto de un magma que cristaliza a gran profundidad (desarrollo de paragénesis magmáticas con granate ígneo) y cuya evolución, de marcada signatura mantélica, quizá modificada por procesos de contaminación cortical, está condicionada por la cristalización de anfíbol. Cartográficamente la presencia de grandes masas de rocas monominerálicas constituidas por anfíbol y acumulados asociados de anfíbol ± plagioclasa, así como las diferentes facies petrográficas diferenciadas en el campo y microscópicamente, permiten poner de relieve la evolución de los magmas anfibólicos, fuertemente hidratados (ricos en anfíbol hornbléndico) desde términos básicos-ultrabásicos hasta términos graníticos-tonalíticos por fraccionación y acumulación de anfíbol en un primer momento y por la cristalización fraccionada de plagioclasa intermedia en los estadios finales.

### IV.C. GEOQUÍMICA DE LAS VULCANITAS DE DON ÁLVARO-OLIVA DE MÉRIDA.

#### IV.C.1. Introducción.

El estudio geoquímico de estas litologías es complicado y requiere de un minucioso estudio de campo. Se han seleccionado las litologías menos deformadas y alteradas, principalmente riolitas y anfibolitas y se han desestimado las rocas volcanoclásticas y esquistosadas que conforman estas series, debido a que frecuentemente desarrollan paragénesis metamórficas. Todas las rocas muestran un grado variable de deformación y en general presentan contenidos anómalamente altos en  $Fe_2O_3$ .

El tratamiento geoquímico de rocas volcánicas antiguas y especialmente metavolcánicas presenta ciertos riesgos que deben de asumirse. Este estudio asume la relativa inmovilidad de algunos elementos químicos (Ti, Zr, Y, Nb, Cr, P,...) (Pearce y Cann, 1971; Winchester y Floyd, 1977; Arenas, 1988). Sin embargo los diferentes procesos que las han afectado pueden haber modificado su quimismo (deformación, metamorfismo, alteración,...), llegando a movilizar elementos químicos relativamente inmóviles (Beach, 1980; Hanmer, 1982; Floyd y Winchester, 1983; Winchester y Max, 1984; Herreros y Bellido, 1993; Gundersen y Gates, 1995; Tadesse et al., 1999; Bialek, 1999). Mineralógicamente la respuesta es

inmediata, aunque aproximadamente isoquímica, sin embargo las modificaciones mineralógicas, principalmente a causa del grado de deformación son importantes y conducen a una pérdida de  $CaO$ ,  $MgO$  y  $MnO$  con un aumento en elementos alcalinos y  $Al_2O_3$  (Tullis y Yund 1987; Arenas, 1988; Janecke y Evans 1988; Gundersen y Gates, 1995; Hippertt 1998) principalmente por la retrogradación de la plagioclasa en albita metamórfica y la transformación del anfíbol primario en actinolita, tremolita y cloritas.

#### IV.C.2. Clasificación geoquímica.

Se han considerado dos grupos de rocas con muy diferentes contenidos en sílice (riolitas y anfibolitas). En el diagrama TAS ( $Na_2O+K_2O$  frente a  $SiO_2$ ) de Zanettin (1984) y Le Maitre et al., (1989) las muestras analizadas quedan dentro de los campos de basaltos, andesitas basálticas, dacitas y riolitas (Fig. IV.44). Todas las muestras se sitúan en el campo subalcalino, excepto las más básicas. El diagrama de  $SiO_2$  frente a  $Zr/TiO_2$  de Winchester y Floyd (1977) indica que se trata de basaltos subalcalinos y basanitas, o dacitas y riolitas principalmente en el caso de los riolitoides (Fig. IV.45).

En el diagrama A-B de Debon y Lefort (1984) (A=  $Al/(K+Na+2Ca)$  y B=  $(Fe+Mg+Ti)$ ) las anfibolitas se sitúan en el campo metaaluminoso ( $Cpx \pm Am \pm Bt$ ) y los riolitoides en el campo peraluminoso. De igual forma el diagrama ACF caracteriza las anfibolitas como metaalumínicas y los riolitoides como peraluminícos.

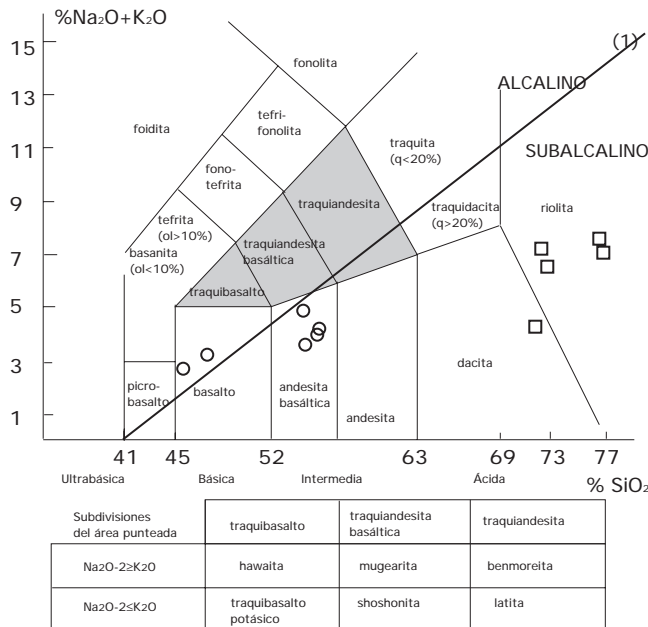


Fig. IV.44.- Diagrama de clasificación TAS de Zanettin (1984) para las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro.

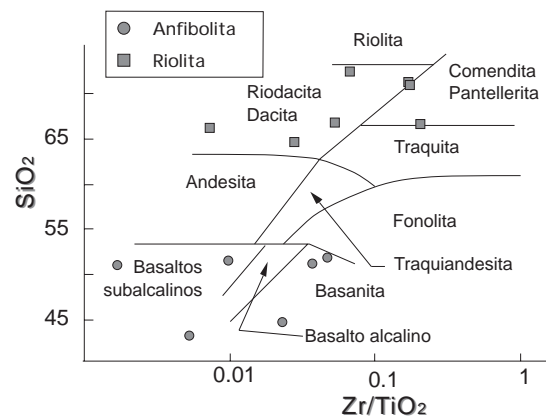


Fig. IV.45.- Diagrama de clasificación de  $SiO_2$  frente a  $Zr/TiO_2$  de Winchester y Floyd (1977). Este diagrama es válido para rocas afectadas por procesos metamórficos.



C.IV.- Vulcanitas de Don Álvaro-Oliva.

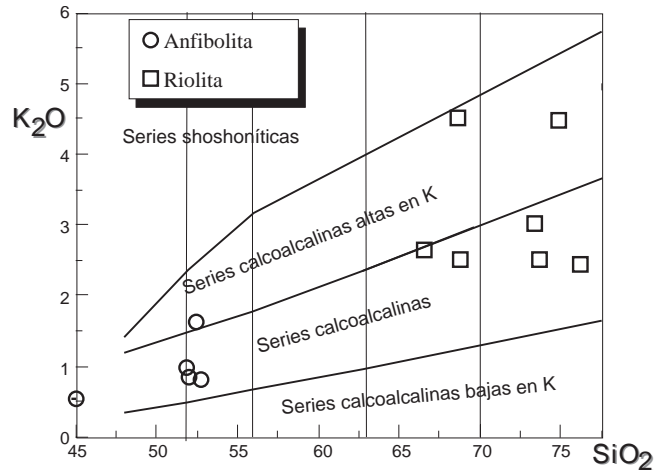
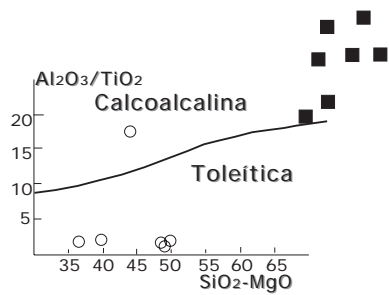
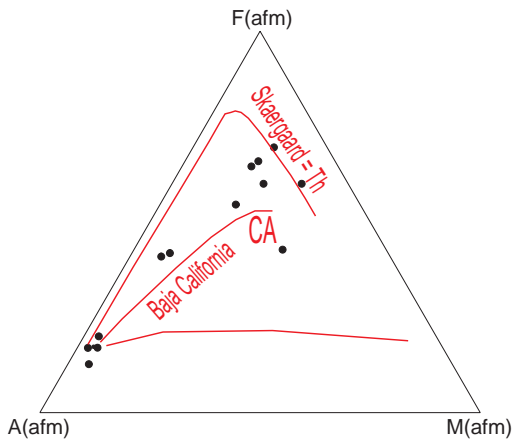


Fig. IV.46.- (Superior izda.) Diagrama AFM de las rocas volcánicas y volcanoclásticas cadomienses del DOVPR. La escasez de datos y las grandes diferencias composicionales no permiten dibujar una evolución continua.

Fig. IV.47.- (Superior decha.) Diagrama de diferenciación entre series calcoalcalinas. Tanto las anfibolitas como las metariolitas se clasifican como rocas calcoalcalinas moderadamente potásicas.

Fig. IV.48.- (izda.) Diagrama de discriminación entre series calcoalcalinas y calcoalcalinas. Las anfibolitas muestran valores anómalamente bajos en la relación  $Al_2O_3/TiO_2$ .

Los diagramas de alcalinas frente a sílice (álcalis-SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>) clasifican estos dos grupos como rocas subalcalinas, de afinidad calcoalcalina (AFM) que evolucionan hacia series calcoalcalinas altas en potasio (riolitoides) (Fig. IV. 46; 47 y 48).

las anfibolitas (0.29). Son rocas pobres en álcalis ( $X Na_2O+K_2O = 3.73\%$ ) La relación  $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ , ( $K_2O^*$ ) es de 0.26 y son ricas en TiO<sub>2</sub> (2.35% como valor promedio), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO y pobres en K<sub>2</sub>O.

### IV.C.3. Caracterización geoquímica.

#### IV.C.3.a. Diagramas de variación.

#### -Riolitoides:

Las rocas volcánicas estudiadas en este apartado no presentan evoluciones continuas en los diagramas de variación empleados, dado el escaso número de muestras utilizadas (Fig. IV.49 y 50).

Muestran valores de SiO<sub>2</sub> de 73.8% con valores de corindón normativo de 1.5-3.5 %, son peraluminosas ( $X A/CNK = 1.23$ ), pobres en ferromagnesianos ( $X B (Fe+Mg+Ti) = 70.80$ ; Debon y Le Fort, 1983). Son rocas ricas en álcalis, con valores de 6.43%. La relación  $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ , ( $K_2O^*$ ) es de 0.46. Las riolitas se caracterizan por sus bajos (casi nulos) contenidos en TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, MnO y contenidos poco significativos de K<sub>2</sub>O y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

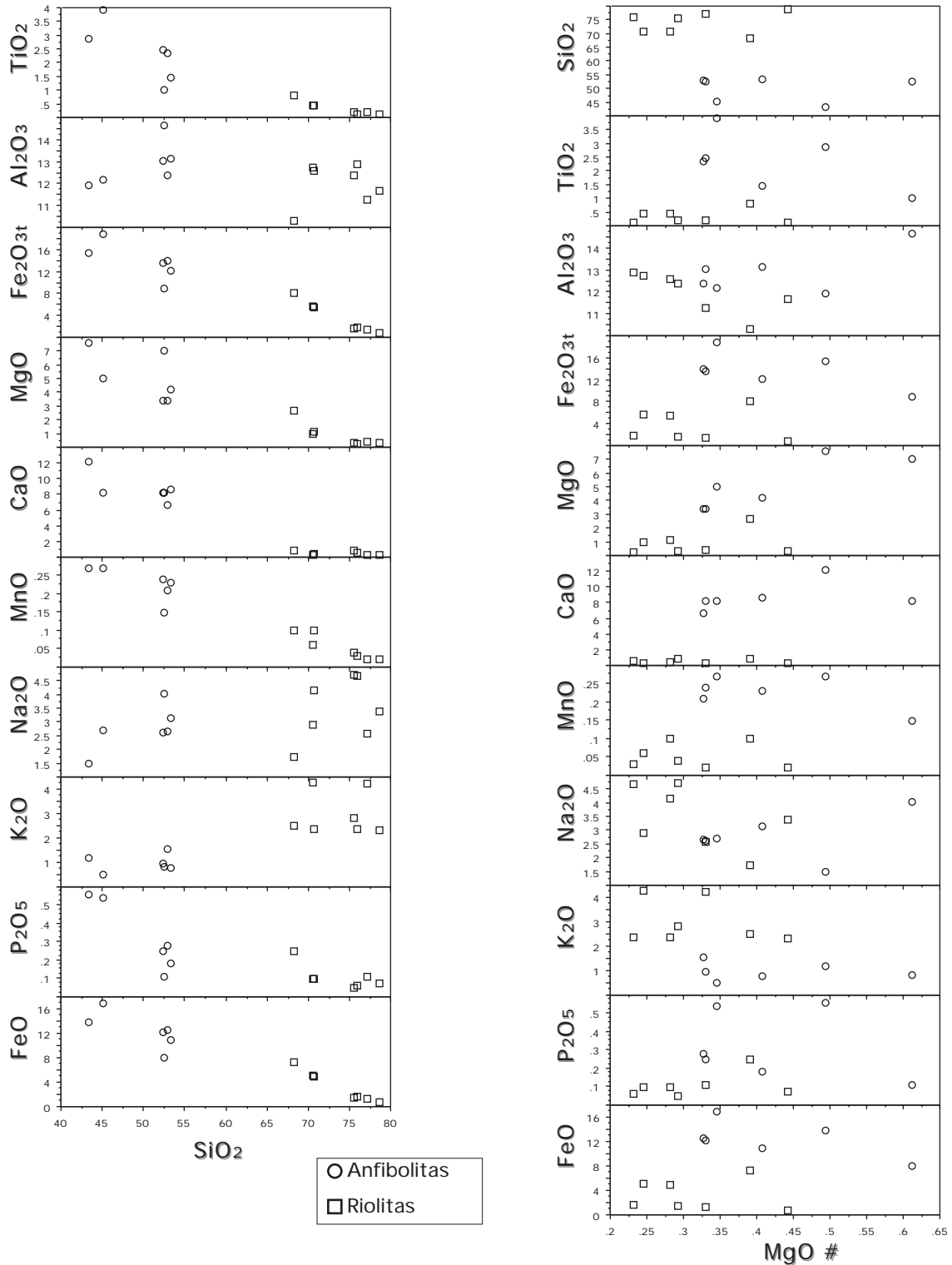
Con el aumento de sílice, los elementos mayores muestran una notable disminución de sus contenidos en TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, MnO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y moderada de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y, por el contrario, el K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O tiende a aumentar.

#### -Anfibolitas:

Los elementos traza muestran una variación muy poco definida, que se corresponden a grosso modo con las pautas de evolución de series calcoalcalinas (Arenas, 1988), con un aumento de los contenidos de elementos de transición y una ligera disminución de los elementos de radio iónico elevado (Ba, Be, Sr) al aumentar la sílice.

Las anfibolitas presentan valores muy homogéneos en torno al 50% de SiO<sub>2</sub>, sin corindón normativo (rocas metaaluminosas) y de  $X A/CNK = 0.607$ , siendo muy ricas en ferromagnesianos ( $X B (Fe+Mg+Ti) = 327.44$ ). La relación ( $MgO^*$ ) es relativamente más elevada para

Los diagramas de REE (los diagramas de variación de elementos traza y REE se recogen en el anexo D) muestran una evolución muy característica. Las REE ligeras sufren una ligera disminución de sus contenidos frente a la SiO<sub>2</sub>, las REE medias una débil variación positiva y las REE pesadas una marcada tendencia positiva, la cual se acentúa en los elementos Yb y Lu.



*Fig. IV.49 y IV.50.- Dado que no se poseen datos suficientes, de carácter químico y petrológico, no es el objetivo el estudio petrogenético de estas rocas. No obstante se muestran los diagramas de variación química frente a la sílice y frente al Mg# de los elementos mayores con objeto de poner de manifiesto una cierta evolución continua desde los términos más básicos hasta las metaríolitas. Se ha puesto de relieve este mismo proceso en el resto de diagramas multielementales proyectados.*

#### C.IV.- Vulcanitas de Don Álvaro-Oliva.

Los diagramas de variación química de MgO# presentan unas pautas de evolución más continuas que los diagramas frente a SiO<sub>2</sub>. Sin embargo, el Mg es un elemento muy sensible al grado de alteración que afecta a estas rocas y no permite asegurar la fiabilidad de estos diagramas. Los diagramas de elementos mayores desarrollan unas pautas de evolución poco definidas (SiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O) o bien suavemente negativas (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O) o positivas (TiO<sub>2</sub>, MgO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, CaO).

Los diagramas de variación frente al MgO# de los elementos traza presentan pautas evolutivas levemente negativas (Ba, Rb, Sc, V, Y, Zn, Zr), siendo positivas en el caso de elementos de transición. Estas tendencias en la evolución de las vulcanitas son debidas al mayor índice de MgO# de las anfibolitas, las cuales, por sus mayores contenidos en minerales máficos (hornblenda metamórfica), acogen en su estructura mineral elementos de pequeño radio iónico, concentrándose los elementos de gran radio y comportamiento incompatible dentro de las rocas ácidas en feldespatos y plagioclasas ácidas.

Las REE muestran una evolución frente al MgO# muy similar en todos ellos, con tendencias negativas. Dentro del grupo de las REE ligeras la pauta negativa es muy poco acusada con pendientes muy suavizadas, siendo muy acusadas en el grupo de las REE pesadas.

Dentro de las matrices de correlación realizadas, de nuevo se pone de manifiesto la fuerte variación de los datos obtenidos según se agrupan los datos en un único conjunto, o bien se traten las anfibolitas y riolitoides en grupos individualizados. La matriz de correlación de las anfibolitas pone de relieve las altas correlaciones de los elementos mayores con la sílice. Los traza muestran, en general, correlaciones negativas y destacan las buenas correlaciones con las REE pesadas, puestas ya de manifiesto en los diagramas de variación. Estas correlaciones se explican por la mineralogía de estas rocas (muy ricas

en anfíbol, junto con plagioclasa intermedia). La matriz de correlación de las rocas riolíticas presenta correlaciones muy buenas de la sílice con TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, MgO, MnO y elementos traza de transición (V, Sc, Cr, Ni), siendo relativamente malas para elementos litófilos como U, Th,....). Las REE presentan buenas correlaciones, siendo, en general, ligeramente peores en las REE medias. Resulta difícil explicar las pautas que exhiben los riolitoides. La mala correlación con K<sub>2</sub>O y CaO puede explicarse por el metamorfismo, que transforma los feldespatos (Fks) y plagioclasas en albita metamórfica (Na<sub>2</sub>O presenta valores de 0.487 frente a SiO<sub>2</sub>). Los valores altos en elementos ferromagnesianos pueden ser explicados por un proceso de alteración tardía (no existen minerales con este quimismo en los riolitoides). Los elevados valores de las REE pueden ser producto del proceso de fraccionación magmática que origina esta rocas, concentrándose en los términos más ácidos de la serie.

#### IV.C.3.b. Diagramas multielementales normalizados.

En los diagramas multielementales normalizados frente a condrito (Evensen et al., 1978) estas rocas dan lugar a diagramas poco fraccionados, sin anomalías en Eu, o con pequeñas anomalías de carácter positivo o negativo (Fig. IV.51 y 52). Dos muestras de anfibolitas presentan trayectorias muy dispares. La muestra BM-64 (anfíboli-ta de grano medio de la Serie Volcanoclástica de Don Álvaro) presenta una fuerte fraccionación ((La/Lu)<sub>n</sub>=134.69, con ΣREE =164.1 ppm). Se trata de la muestra con los valores más altos de fraccionación de REE y mayores contenidos. Esta muestra presenta una anomalía en Ho negativa y un espectro plano para las

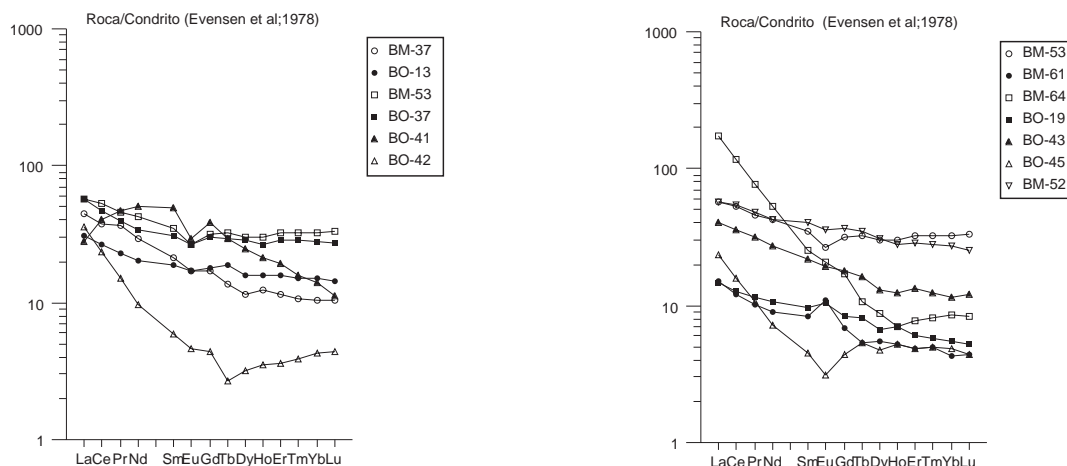
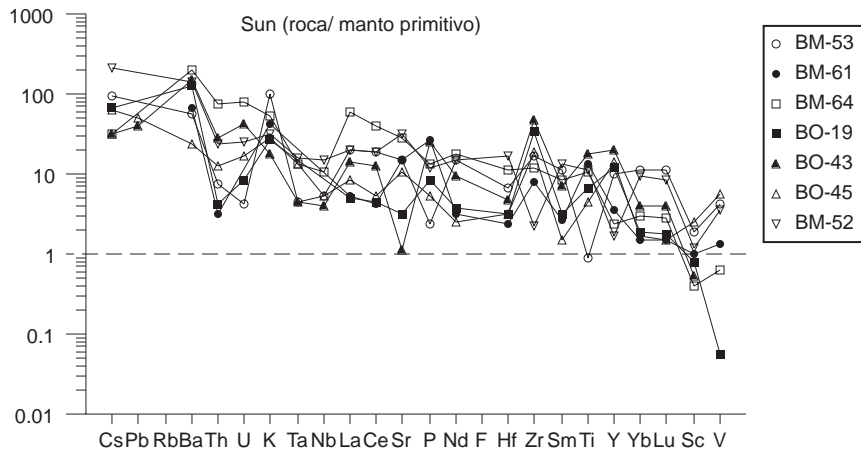
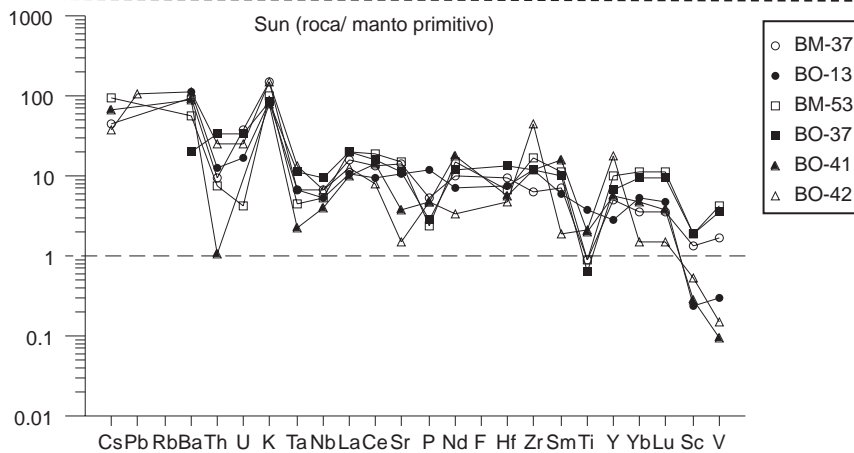


Fig. IV.51 y IV.52.- Diagramas multielementales normalizados frente a la concentración de condrito de Evensen et al., 1978. Destaca la fuerte dispersión de algunas muestras a causa del metamorfismo (son las rocas con texturas metamórficas más desarrolladas). Las anfibolitas y riolitas muestran espectros muy poco fraccionados en general, aunque son más acusados en las rocas ácidas.

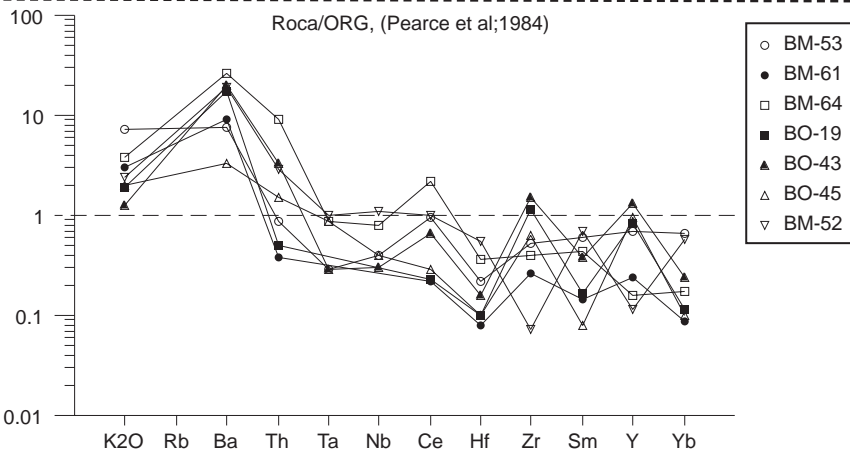




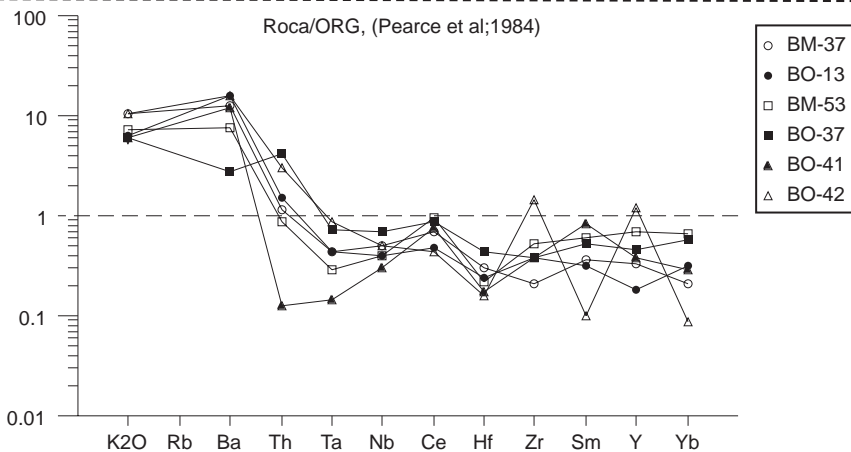
*Fig. IV.53.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las anfibolitas. Destacan las anomalías en Nd y Ta, indicativas de un probable origen en zonas de arco volcánico.*



*Fig. IV.54.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las riolitas (metariolitas). A grandes rasgos estas rocas presentan pautas similares con las anfibolitas.*



*Fig. IV.55.- Diagrama multielemental normalizado frente al ORG (Pearce et al., 1984) de las anfibolitas de las series volcanoclásticas.*



*Fig. IV.56.- Diagrama multielemental normalizado frente al ORG (Pearce et al., 1984) de las metariolitas. Con respecto a las anfibolitas este diagrama muestra una importante similitud, con valores similares al ORG en los elementos menos compatibles.*

#### C.IV.- Vulcanitas de Don Álvaro-Oliva.

REE pesadas  $(Gd/Yb)_n=2.02$ ). Este espectro de REE es difícil de explicar excepto si se considera formada a partir de fundidos mantélicos con muy bajas tasas de fusión. Sin embargo la mineralogía de la roca resulta banal (anfíbol hornbléndico -60% de la roca- junto a Ab, Sph, Bt e Ilm) y no permite explicar la geometría plana del espectro de REE pesadas. La otra muestra anómala corresponde con una anfibolita de fábrica planolinear de grano fino de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. La geometría del espectro de esta muestra presenta una fuerte fraccionación de las REE ligeras con una anomalía en Eu y un espectro plano para las REE pesadas.

Los diagramas normalizados frente a condrito de Thompson et al., (1984) presentan geometrías de los espectros groseramente similares a los discutidos para las rocas plutónicas del macizo de Mérida. Para las anfibolitas son diagramas con marcadas anomalías en Nb y Ta, una geometría plana con suaves empobrecimientos en elementos incompatibles. Destaca el hecho de la fuerte dispersión de algunos elementos móviles (K, P, Ti, Y) asociados a los procesos metamórficos y de alteración. Los espectros dibujados para las rocas de naturaleza riolítica son relativamente homogéneos. Estos espectros presentan anomalías negativas en Nb y Ta muy marcadas así como en Ti, destacando el empobrecimiento en Th junto al K, el cual presenta fuertes anomalías positivas.

Los diagramas normalizados frente a manto primitivo (Sun, 1980) se caracterizan por unas geometrías bastante planas, con un leve empobrecimiento en elementos incompatibles (Fig. IV.53 y 54). En las dos litologías consideradas destaca la fuerte anomalía en Nb y Ta, la cual es más acusada en las rocas básicas. El Th y Sc dan anomalías menos acusadas y el Zr pequeñas anomalías positivas en algunas muestras.

Los diagramas normalizados frente al ORG (Ocean Right Granite) de Pearce et al., (1984) presenta contenidos de  $K_2O$  y Ba por encima del valor del ORG sin embargo el resto del espectro es subparalelo al ORG con valores promedio de 2-5 veces menor (Fig. IV.55 y 56). Los valores de Th son similares al valor de normalización (Pearce et al., 1984).

#### IV.C.3.c. Diagramas de discriminación tectonomagmática.

El grado metamórfico que afecta a estas rocas, así como el grado de removilización de algunos de sus componentes químicos, puesto de manifiesto en los apartados anteriores, han podido modificar las características primarias de estas rocas, no obstante, se han obtenido resultados significativos a la hora de discriminar el posible marco geodinámico de formación de estas rocas.

El diagrama  $Zr/Y-2Nb-Y$  (Meschede, 1986) discrimina las rocas en los dominios de basaltos de arco volcánico y N-MORB, con algunos valores anómalos fuera de los campos reseñados. El diagrama  $FeO-MgO-Al_2O_3$

(Pearce et al., 1977) proyecta los análisis en el área de margen continental activo (riolitoides), dibujando las anfibolitas fuera de las zonas definidas pero próximas al campo de rocas de arco volcánico (Fig. IV.59). La proyección ternaria  $(2Nb-Zr/4-Y)$  propuesta por Meschede, (1986) sitúa las vulcanitas en el dominio de basaltos de arco volcánico, muy próximas al de las rocas de afinidad N-MORB (Fig. IV.57). El diagrama  $Hf/3-Th-Ta$  de Wood (1980) sitúa las muestras analizadas en el dominio de basaltos de margen de placa destructivo (Fig. IV.60). Los diagramas binarios de La-Ba y La-Th clasifican estas rocas como andesitas orogénicas, con contenidos variables en K. El diagrama  $Rb/30-Hf-Ta*3$  de Harris et al., (1986) clasifica estas rocas como pertenecientes a un ambiente de arco volcánico, próximas al dominio de rocas de intraplaca (Fig. IV.61). El diagrama de  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  de Pearce et al. (1975) clasifica los riolitoides como rocas de afinidad continental y las anfibolitas como rocas oceánicas (Fig. IV.58). A este respecto el diagrama de Mullen (1983)  $(TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10)$  considera los riolitoides como rocas formadas en un ambiente de basaltos calcoalcalinos y las anfibolitas como toleititas de intraplaca. Según Cabanis y Lecolle (1989) en su diagrama  $Y/15-La/10-Nb/8$  las muestras se distribuyen de un modo análogo al acaecido según el diagrama de Mullen (1983), (Fig. IV.62). En la proyección de Batchelor y Bowden (1985) R1-R2, basado en el diagrama de clasificación de De La Roche y Leterrier (1973) los riolitoides representan estadios geodinámicos post-orogénicos a sin-orogénicos y las anfibolitas estadios de pre-colisión.

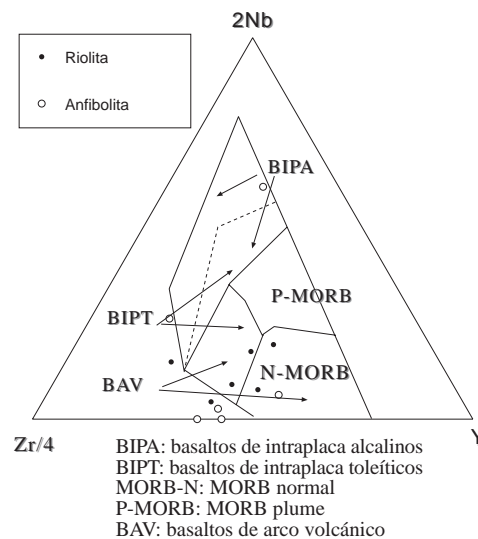


Fig. IV.57.- Diagrama ternario de Meschede (1986) discriminando las afinidades de las anfibolitas de las series volcánicas del DOVPR.

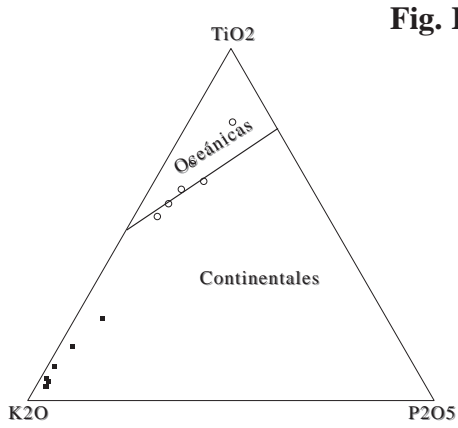


Fig. IV.58

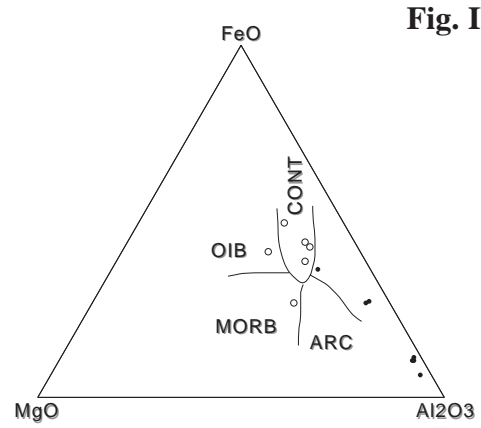


Fig. IV.59

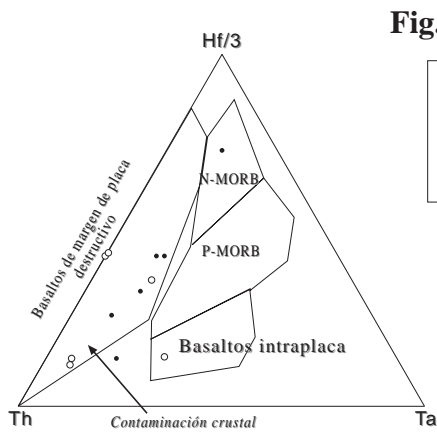


Fig. IV.60

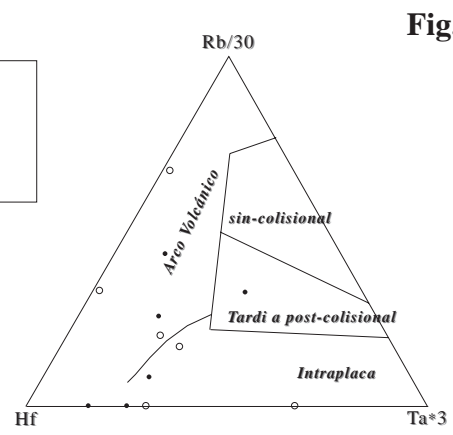


Fig. IV.61

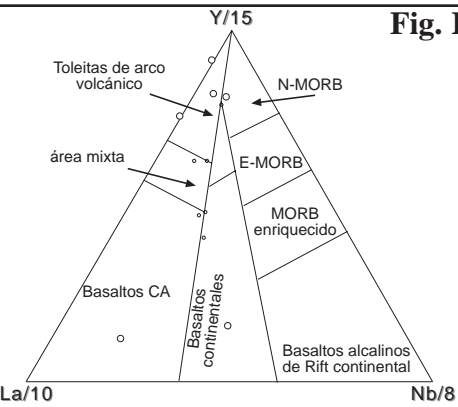


Fig. IV.62

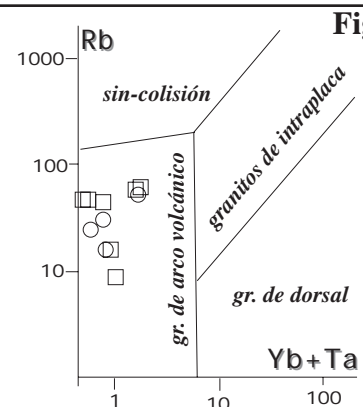


Fig. IV.63

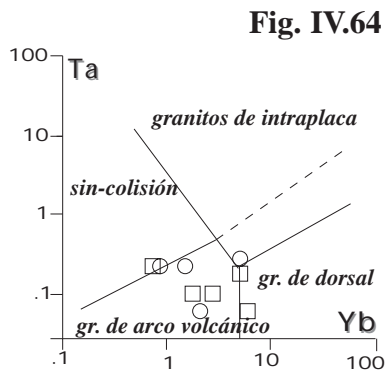


Fig. IV.64

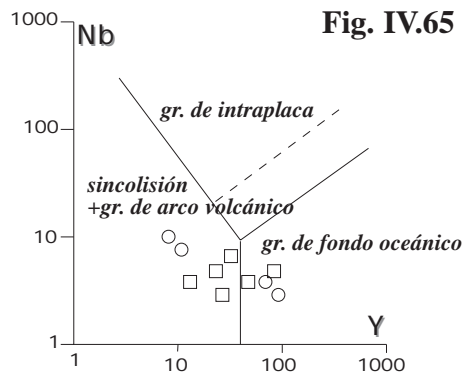


Fig. IV.65

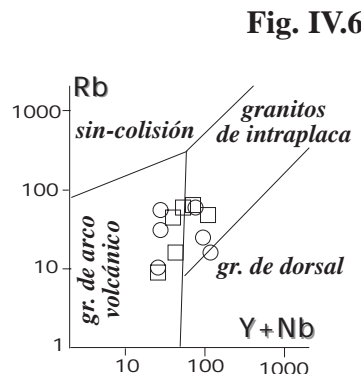


Fig. IV.66

Fig. IV.58; 59; 60; 61 y 62.- Diagramas ternarios de discriminación tectonomagmática. Explicación en el texto.  
 Fig. IV.63; 64; 65 y 66.- Diagramas de discriminación de Pearce et al., 1984. Las vulcanitas se sitúan de forma sistemática en el campo de arco volcánico de forma similar a los análisis proyectados para las muestras del macizo de Mérida (pág. 161).



#### IV.C.4. Discusión.

Las rocas volcánicas estudiadas en este apartado pertenecen a las series volcánicas y volcanoclásticas del DOVPR. Estas series son eminentemente volcánicas con importantes niveles de rocas riolíticas y niveles piroclásticos ácidos. Los términos básicos son volumétricamente poco importantes y de escaso desarrollo.

La aparición de grandes volúmenes de rocas volcánicas ácidas tiene lugar en dos grandes ambientes geotectónicos muy diferentes: 1) en zonas de corteza continental extensional, dentro de un marco anorogénico de rifting. 2) en zonas de margen activo con regímenes compresivos con una subducción de litosfera oceánica. En este segundo caso se consideran dos tipos de situaciones geodinámicas: 2a) en zonas de margen continental activo y 2b) en zonas de arco de isla.

Dado el quimismo general que presentan estas rocas (de tipo calcoalcalino a toleítico, aunque éste último de forma minoritaria) y las litologías que las constituyen se descarta un origen de tipo rifting para estas rocas (se trata de una serie ácida muy pobre en términos básicos, con rocas riolíticas muy abundantes y escasez de términos intermedios, así como la marcada ausencia de mineralogías alcalinas o ricas en álcalis).

Por el contrario, los diagramas multielementales de REE y elementos traza y los datos de elementos mayores ponen de relieve el carácter calcoalcalino de los términos más ácidos (AFM) y la similitud como otras asociaciones litológicas de arco volcánico (Naranjo, 1992; Murphy y MacDonald, 1993; Bigoggero et al., 1995; Turner et al., 1998; Castillo et al., 1999). En las rocas actuales y antiguas bien conocidas de arco volcánico es común las anomalías en Nb y Ta y las pautas de evolución negativas de trazas y REE con respecto a la sílice. La escasez de datos en este trabajo no ha permitido cuantificar este extremo, si bien globalmente siguen las evoluciones marcadas para rocas volcánicas de arco de isla.

La similitud de los principales rasgos geoquímicos de las rocas volcánicas de Don Álvaro y Oliva de Mérida, y en menor medida de las rocas básicas (afectadas por un metamorfismo importante), es coincidente con zonas actuales de convergencia litosférica y especialmente con zonas de arco volcánico (Baja California, Aleutianas, Filipinas,...), (Saunders et al., 1987; Defant et al., 1992; Mahoney et al., 1995; Maury et al., 1996). En este tipo de ambientes las rocas volcánicas son producto de la fusión inducida de la base de la corteza continental situada sobre la corteza oceánica que subduce (fusión parcial de una fuente basáltica en facies de anfibolitas generalmente (Ringwood, 1974; Willie y Sekine, 1982; Tatsumi, 1989). Esta fusión conduce a la formación de magmas intermedios-ácidos e hidratados, ricos en apatito, esfena y circón de marcada afinidad calcoalcalina junto con rocas básicas escasas (basaltos toleíticos de arco volcánico).

Los datos geoquímicos expuestos (que permiten definir a estas rocas como de afinidad calcoalcalina moderadamente potásica), junto con los datos de campo y petrográficos, permiten concluir que son rocas relacionadas con un proceso de subducción relativamente juvenil de un arco volcánico.

## IV.D. GEOQUÍMICA DEL RESTO DE MACIZOS CADOMIENSES.

### IV.D.1. Introducción.

En este apartado se han incluido el tratamiento de las rocas plutónicas de Palomas, Valle de la Serena y Oliva de Mérida. Estos datos se han comparado con los datos de Mérida y con datos de otros cuerpos análogos (Fig. IV.67) del resto de la ZOM (Ahillones, El Mosquil, La Bomba), así como con la granodiorita de Pola de Allande.

Los análisis químicos del dioritoide de Palomas pertenecen a dos dioritas, un gabro y una granodiorita (situación y descripción petrográfica en Martínez-Poyatos, 1997).

En el macizo de Valle de la Serena se han analizado cuatro gneises de la facies porfídica, tres dioritas de grano medio cataclásticas y dos anfibolitas (dioritas de grano fino deformadas en facies de los esquistos verdes).

En los dioritoides de Oliva de Mérida se han analizado dos acumulados de anfíbol, dos dioritas indeformadas y dos dioritas del Cortijo de Valdelapeña, todos ellos afectados por un metamorfismo de grado bajo.

### IV.D.2. Clasificación geoquímica

En este apartado se han considerado los análisis químicos de las rocas descritas en el apartado anterior (Palomas, Oliva de Mérida, Valle de la Serena, Ahillones, El Mosquil) junto con los datos disponibles del macizo de Mérida.

Los diagramas de álcalis frente a sílice representan los términos más básicos como basaltos subalcalinos, muy próximos al límite entre campos. Dentro de los campos de rocas subalcalinas, el diagrama AFM (Fig. IV.71) permite hacer una primera aproximación de estas rocas como una serie calcoalcalina (límite de Irvine y Baragar, 1981). El diagrama  $K_2O-SiO_2$  discrimina las rocas analizadas como series calcoalcalinas moderadamente potásicas, si bien los términos más básicos se sitúan también en el campo de las series calcoalcalinas potásicas (Fig. IV.72). El diagrama  $Al_2O_3/TiO_2$  frente a  $SiO_2-MgO$  discrimina los términos más básicos como rocas de afinidad calcoalcalina (Fig. IV.73).

El diagrama R1-R2 de De La Roche y Leterrier (1973) clasifica las muestras dentro del campo de rocas subalcalinas como gabros, dioritas, monzodioritas y monzogabros y los términos más ácidos como granodioritas, monzogranitos y granitos (Fig. IV.70). El diagrama de Cox et al. (1979) proyecta los datos químicos en el

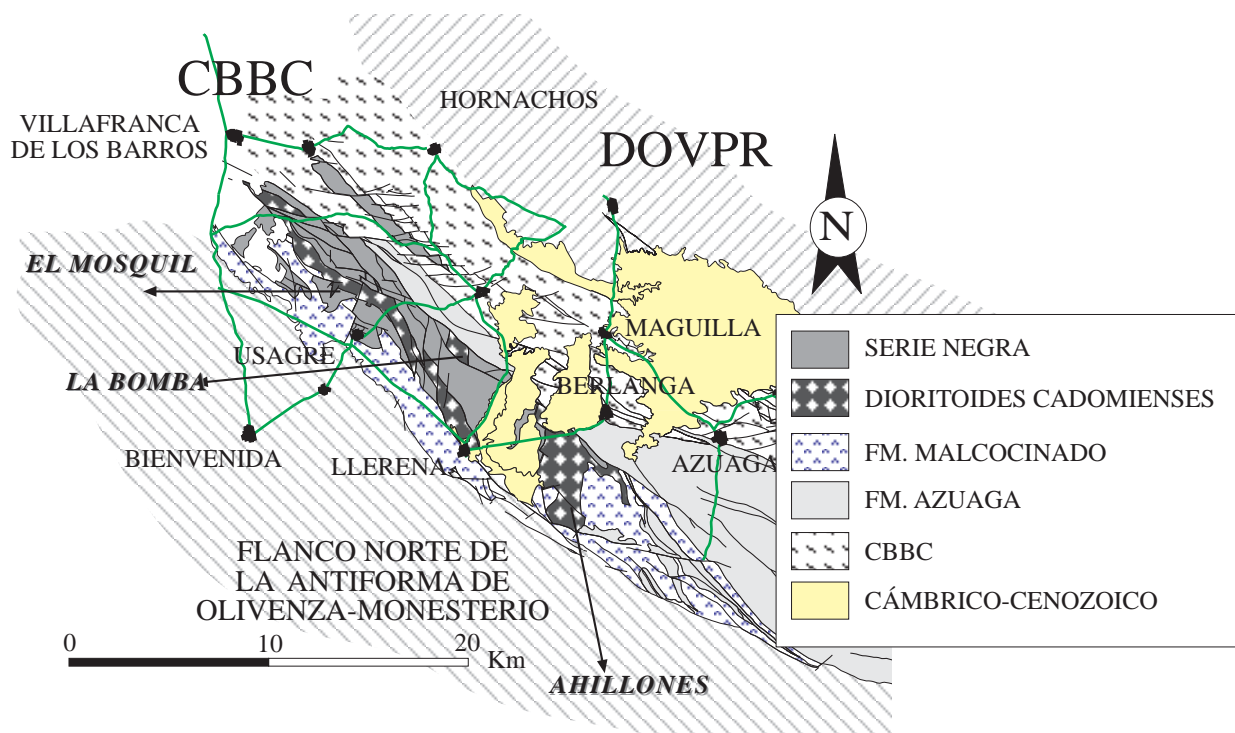


FIG. IV.67.- Mapa esquemático del sector situado entre el CBBC y el flanco norte de la Antiforma de Olivenza-Monesterio. Corresponde a grandes rasgos con la estructura de Fuente del Maestro. En esta zona aparecen una serie de cuerpos dioríticos análogos a los descritos dentro del DOVPR. Son intrusivos en Serie Negra y sobre ellos aparece discordante la Fm. malcocinado. La edad de estos cuerpos es similar a la obtenida para Mérida y su geoquímica se integra en este trabajo con él.

### C.IV.- Otros macizos

campo subalcalino (Wilson, 1989) con una evolución continua de todos los términos litológicos, desde gabros y dioritas hasta cuarzdioritas, granodioritas y granitos (Fig. IV.68). El diagrama Q-P clasifica los análisis como gabros, dioritas, monzodioritas, tonalitas y granodioritas. Por último el diagrama clásico TAS (álcalis frente a sílice, de Zanettin, 1984 y La Maitre et al., 1989) exhibe una relación continua para todos los términos litológicos. Los términos más básicos se proyectan dentro del campo alcalino para continuar en el campo subalcalino (Fig. IV.69). Los términos litológicos evolucionan desde basaltos (gabros) hacia andesitas basálticas (dioritas), andesitas, dacitas (granodioritas) y riolitas (granitos). Se ha representado de igual manera el diagrama de SiO<sub>2</sub> frente a Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester y Floyd (1977) que utiliza elementos inmóviles, el cual realiza una discriminación análoga a las descritas.

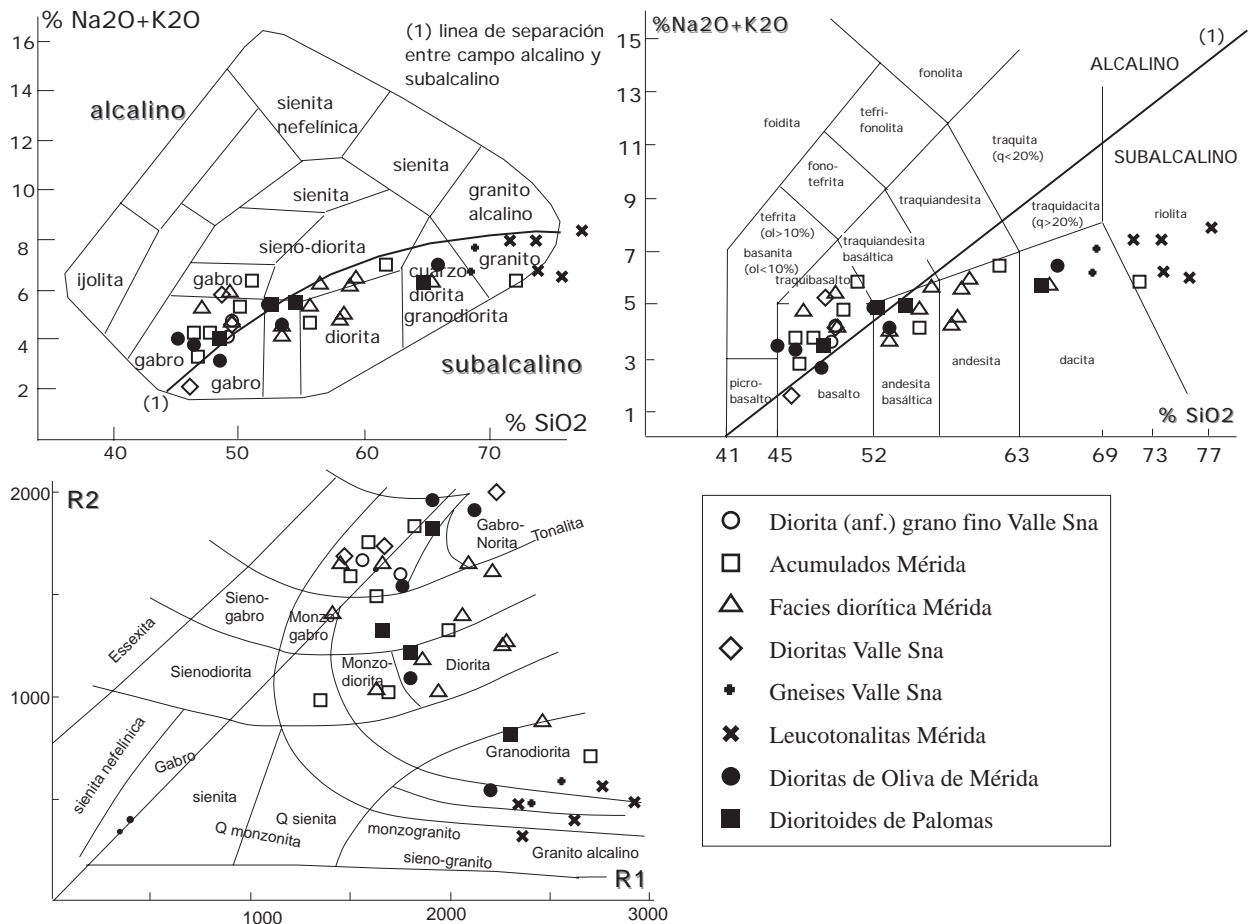


Fig. IV.68.- Diagrama de Cox et al. (1979). Las muestras proyectadas dibujan una evolución continua desde los términos más básicos hasta los granitos, principalmente dentro del campo subalcalino.

Fig. IV.69.- Diagrama TAS (Zanettin, 1984; La Maitre et al., 1989). La evolución de las muestras proyectadas es análoga al diagrama de Cox et al., (1979) y, excepto los términos más básicos, las rocas se sitúan en el campo subalcalino.

Fig. IV.70.- Diagrama R1-R2 (De La Roche y Leterrier). La proyección de las muestras es análoga a los ejemplos anteriores.

### IV.D.3. Caracterización geoquímica.

#### IV.D.3.a. Dioritoides de Palomas.

Las rocas de Palomas son rocas básicas a intermedias (X SiO<sub>2</sub>=55%), metaaluminosas (X A/CNK=0.87) sin corindón normativo, excepto en la granodiorita (1.08), peraluminosa. Estas muestran poseen contenidos altos en ferromagnesianos (X B=232, Debon y Lefort, 1983) y una razón de MgO\* de 0.58, muy alta. Son rocas pobres en elementos alcalinos (X Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=4.72%) con una razón de K<sub>2</sub>O\* (K<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O +Na<sub>2</sub>O) de 0.23. En lo referente al resto de elementos mayores, estas rocas son similares a los litotipos geoquímicos ya descritos. Los elementos traza analizados presentan valores totalmente comparables con los del macizo de Mérida, aunque Cr y Co poseen valores superiores y Zr y Nb muy inferiores. Los contenidos en REE son similares, si bien algo meno-



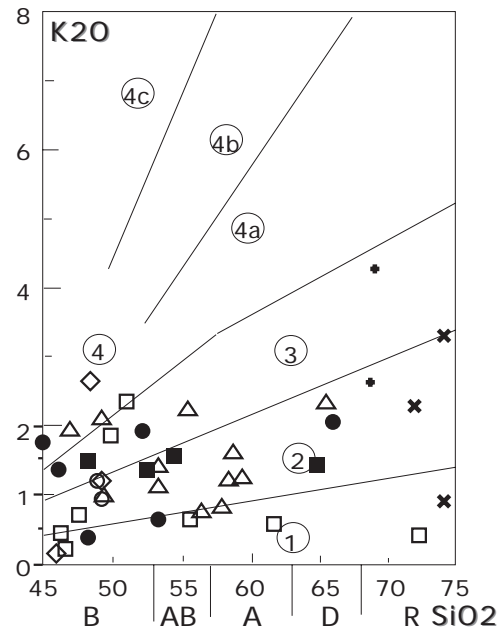
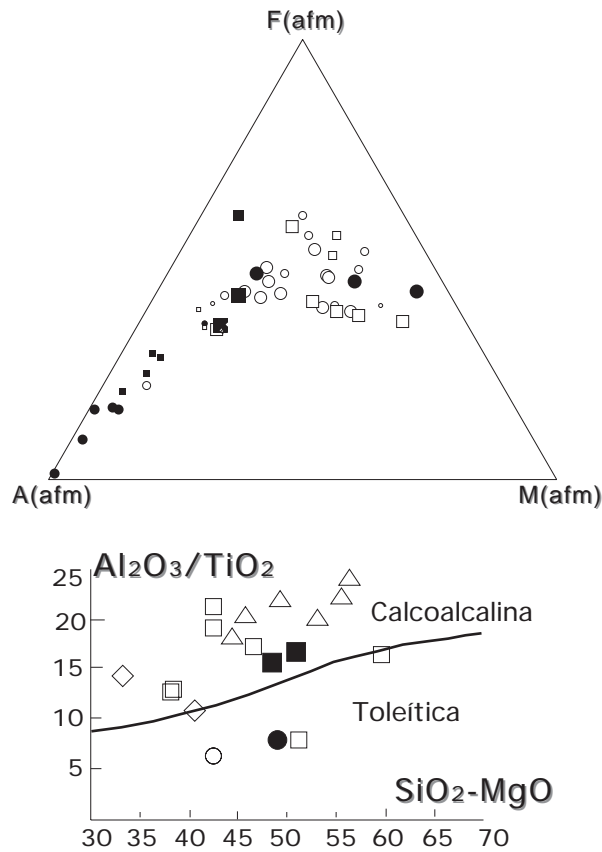


Fig. IV.71.- Diagrama AFM para el conjunto de muestras referenciado en la leyenda de la página anterior. La evolución global es de tipo calcoalcalino.

Fig. IV.72.- Diagrama discriminante de series CA. Las muestras proyectadas definen los campos 2 y 3, de series CA moderadamente potásicas (leyenda completa en la pág. 152).

Fig. IV.73.- Diagrama discriminante de series CA frente a series toleíticas.

res que los valores de las rocas menos evolucionadas de Mérida, con  $\Sigma REE=63.03$  y concentraciones de 24 veces condrito (Evensen et al., 1978). Los valores de fraccionación de REE siguen una pauta análoga con  $(La/Lu)_n=37.98$  y  $Eu^*$  de 1.36.

#### IV.D.3.b. Macizo de Valle de la Serena.

Almarza (1996) hace una caracterización de estas litologías y concluye que existen dos grupos claramente diferenciados químicamente: un grupo de naturaleza monzodiorítica y otro de naturaleza granítica.

Los datos analíticos presentados en este trabajo son comparables con los valores presentados por Almarza (1996). Los gneises son rocas ácidas-intermedias ( $X SiO_2=68.8\%$ ), peraluminosas ( $X A(CNK)=1.72$ ), con corindón normativo ( $X$  corindón=4.2%) y contenidos medios en ferromagnesianos ( $X B=103.14$ ), y valores de  $Mg^*$  moderadamente bajos ( $X Mg^*=0.39$ ). Son rocas ricas en álcalis ( $X Na_2O+K_2O=6.61\%$ ), con valores de  $K_2O^*$  altos (0.41). Dentro de los elementos traza los contenidos en Ba son anómalamente altos ( $X Ba=1068.47$ , Almarza, 1996) y de bajos a muy bajos los elementos compatibles y el Sr. Los valores de REE son claramente

diferentes a los de las rocas dioríticas tratadas en este trabajo. Las relaciones  $(La/Lu)_n$  y  $(La/Yb)_n$  son de 25.59 y 8.97 respectivamente. El valor de  $Eu^*$  es de 1.05.

Los dioritoides del macizo de Valle de la Serena son rocas básicas ( $X SiO_2=48.5\%$ ), con valores muy similares para las dioritas y anfibolitas, pobres en  $Al_2O_2$  ( $X A/CNK=0.65$  (anf.) y 0.76 (dio)). Muestran contenidos muy altos en ferromagnesianos ( $X B=330$  (dio) y 342 (anf), Debon y Le Fort, 1983) con relaciones de  $Mg^*$  de 0.52-0.58, muy altas. Son pobres en elementos alcalinos ( $X Na_2O+K_2O=3.7\%$ ). El valor de  $K_2O^*$  ( $K_2O / K_2O + Na_2O$ ) es de 0.22, con contenidos en CaO altos ( $X CaO=9.7\%$ ). Los trazas muestran valores comparables a los demás cuerpos plutónicos dioríticos de este trabajo (destacan los altos contenidos en Ba y Sr). Los valores de REE son similares a los que presentan las rocas de Mérida ( $\Sigma REE=72.47$  y 86.47 para anfibolitas. y dioritas, respectivamente). Son rocas muy poco fraccionadas ( $(La/Lu)_n=4.04$  (Almarza, 1996) y  $(La/Yb)_n=20.1$ ).

#### C.IV.- Otros macizos

##### IV.D.3.c. Dioritoides de Oliva de Mérida.

Las rocas de Oliva de Mérida son rocas básicas ( $X_{SiO_2}=51.81\%$ ), moderadamente metaaluminosas ( $X_{A/CNK}=0.89$ ) y sólo una muestra (la más ácida) presenta corindón normativo (4.32%), siendo peraluminosa. Presentan contenidos muy altos en ferromagnesianos ( $X_B=244.38$ , Debon y Le Fort, 1983) con valores bajos de álcalis (4.11%). La relación  $K_2O^*$  es de 0.25 y los contenidos en CaO (% en peso) son de 8.20%, notablemente altos. Destacan los valores muy bajos de  $TiO_2$  (0.6 %) y los altos valores en MnO y  $P_2O_5$ . Con respecto a los elementos traza estas rocas poseen altos contenidos en Ba, Nb, Sr y Ta y muy bajos en Cr, Zr e Y. Los contenidos en REE son altos ( $X_{REE}=135.16$ ), con un valor medio de 52 veces la concentración de condrito (Evensen et al., 1978). El grado de fraccionación de estas rocas,  $(La/Yb)_n$ , es de 4.54, muy bajo y La razón  $(La/Lu)_n$ , es de 29.80 con un valor de  $Eu^*$  de 0.73.

##### IV.D.3.d. Granodiorita de Ahillones.

Son rocas ácidas ( $X_{SiO_2}=74\%$ ), peraluminosas ( $X_{A/CNK}=1.28$ ), con corindón normativo en todas las muestras analizadas ( $X_{Corindón}=2.94\%$ ). Son muestras pobres en ferromagnesianos ( $X_B=42.47$ , Debon y Lefort, 1983), con un valor de  $MgO^*$  de 0.22; sin embargo son pobres en álcalis ( $X_{Na_2O+K_2O}=4.14$  y con una razón de  $K_2O^*$  de 0.33). Presentan valores bajos en  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, MnO y CaO. Los traza muestran valores altos de Ba y Zr y bajos de Sr, Sc, V e Y, estando todos ellos acordes con el carácter ácido de estas rocas. La ausencia de datos de REE no permite caracterizar estos elementos.

##### IV.D.3.e. Tonalita de El Mosquil.

Son rocas intermedias ( $X_{SiO_2}=55\%$ ), levemente peraluminosas ( $X_{A/CNK}=1.01$ ), con una muestra con corindón normativo (1.87%), ricas en ferromagnesianos ( $X_B=129.263$ , Debon y Lefort, 1983;  $B=Fe+Mg+Ti$ ) y una relación de  $MgO^*$  de 0.45. Los contenidos en álcalis también son similares ( $Na_2O+K_2O=6.83\%$ ) con una razón de  $K_2O^*$  de 0.37. La ausencia de datos de REE no permite caracterizar estos elementos.

#### IV.D.4. Diagramas de variación.

Se han realizado los diagramas de variación frente a la sílice y a  $Mg\#$  de los elementos mayores, traza (Ba, Co, Nb, Ni, Rb, Sr, Zr y Sc) y REE de los cuerpos dioríticos cadomienses del DOVPR. Todos los datos proyectados definen la misma tendencia de evolución, sin ningún tipo

de ruptura importante, lo cual pone en evidencia el carácter cogenético de estos macizos.

Los diagramas de Harker de los elementos mayores muestran una constante muy marcada (Fig. IV.74), negativa en todos los casos excepto para los álcalis (positiva para el  $Na_2O$  y poco definida para el  $K_2O$ ). Para los elementos traza (Fig. IV.75) considerados las correlaciones son en general malas, observándose tendencias opuestas para los términos más ácidos (leucotonalitas de Mérida), como Ba, Co y Rb. Los diagramas de REE frente a sílice presentan pautas poco definidas aunque tienden a ser negativas en general (Fig. IV.76).

Con respecto al  $Mg\#$  estas rocas definen pautas de correlación comparables a las que muestran frente a la sílice. Las correlaciones son muy buenas con  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO,  $Na_2O$ , y  $P_2O_5$  y poco definidas con  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$ , MgO,  $TiO_2$  y MnO (Fig. IV.77). Los elementos traza considerados muestran unas pautas mucho mejor definidas que frente a  $SiO_2$ . Esta correlación está muy bien definida en elementos como el Sc, V, Nb y Co, siendo peor en el resto (Fig. IV.78). De igual forma el grupo de las tierras raras se correlaciona mejor con el  $Mg\#$ , aunque en este caso son las REE medias y pesadas las que ofrecen la mejor correlación (Fig. IV.79).

De los diagramas de variación se deduce el fuerte control de los minerales ferromagnesianos en la evolución de estos magmas. Las buenas correlaciones del CaO y elementos asociados frente al  $Mg\#$  ponen de manifiesto la importancia de la plagioclasa en los procesos magmáticos. Las evoluciones de este tipo de magmas son congruentes con las modelizadas para rocas generadas en zonas de subducción, en donde el protolito está constituido por rocas básicas metamorfizadas y muy hidratadas (Defant et al., 1992; Mahoney et al., 1995).

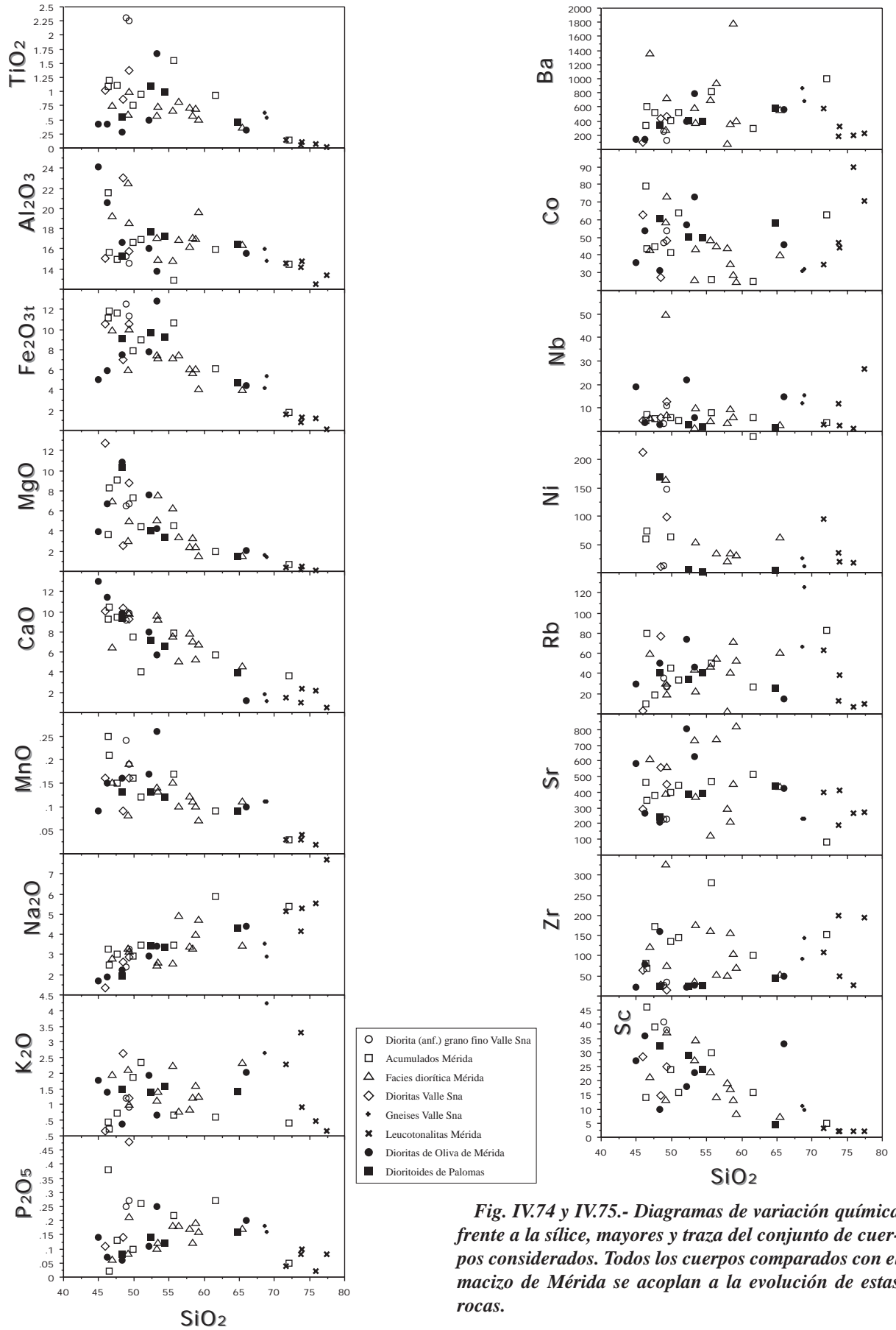


Fig. IV.74 y IV.75.- Diagramas de variación química frente a la sílice, mayores y traza del conjunto de cuerpos considerados. Todos los cuerpos comparados con el macizo de Mérida se acoplan a la evolución de estas rocas.



C.IV.- Otros macizos

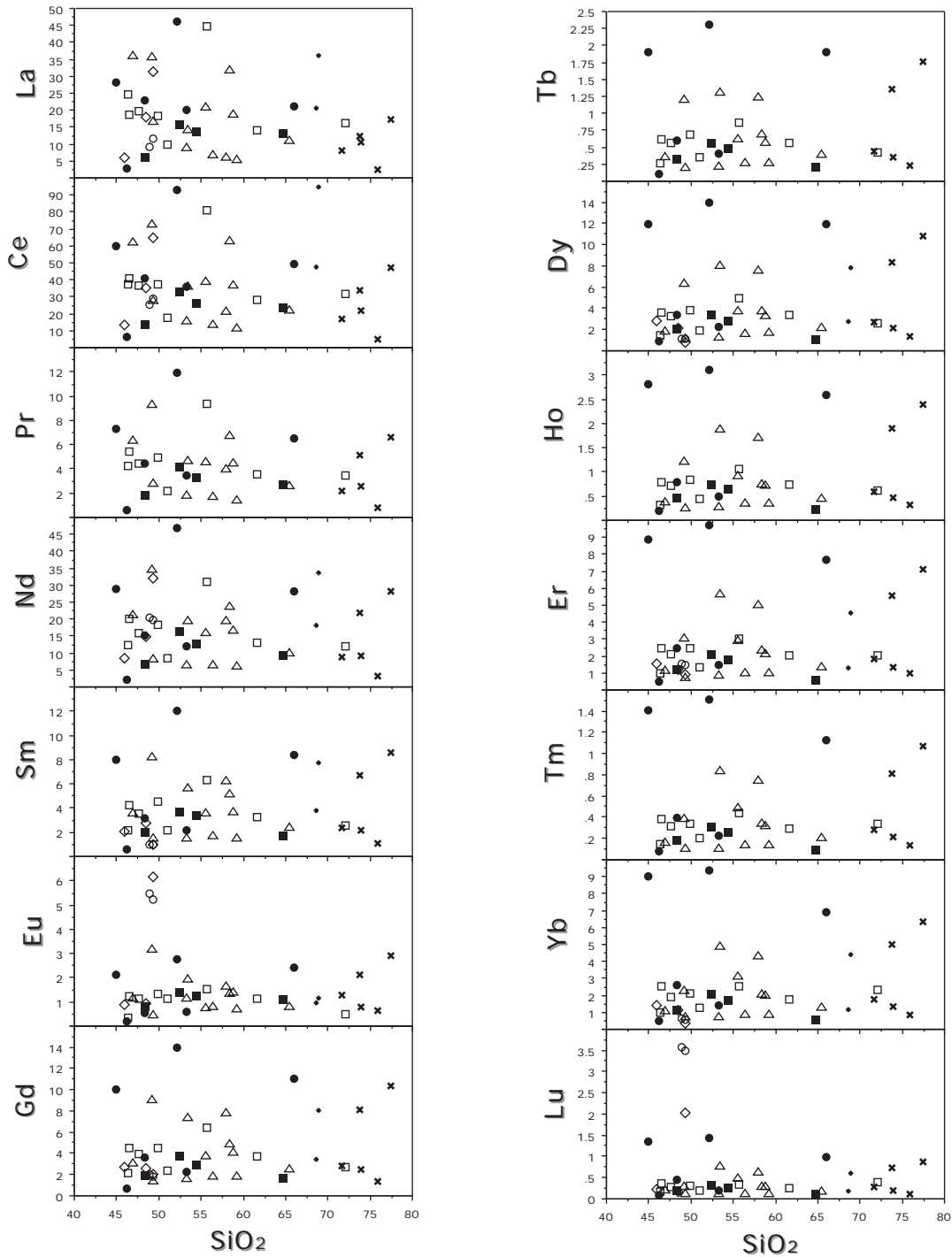


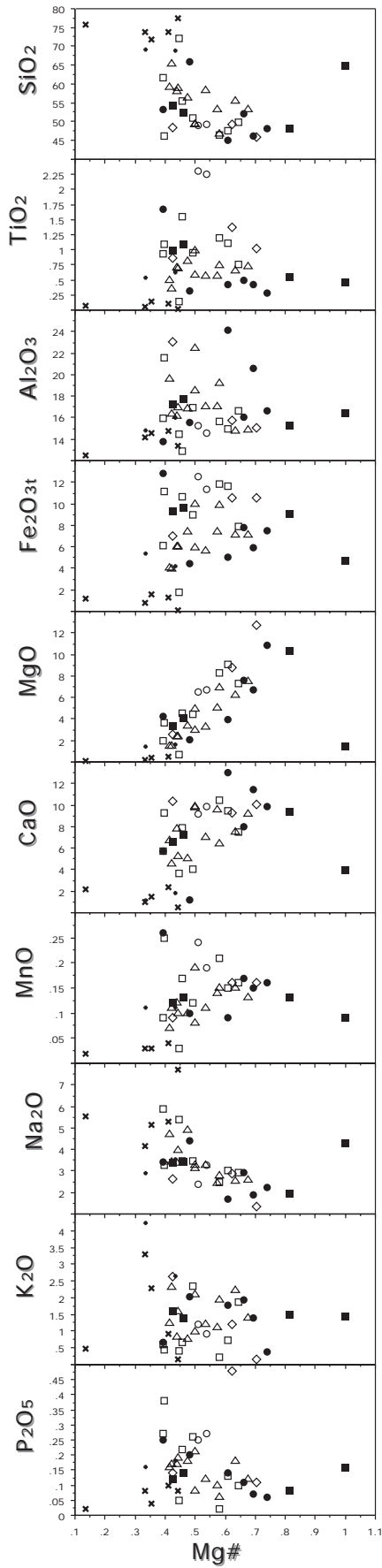
Fig. IV.76.- Diagramas de variación química de las REE del conjunto de rocas considerado (leyenda igual que en las Figuras IV.74 y IV.75).

**IV.D.5. Diagramas multielementales normalizados.**

Los diagramas multielementales empleados son: diagrama multielemental normalizado frente a condrito de Evensen et al., (1978), el diagrama normalizado frente a condrito de Thompson et al., (1984)(ver Anexo D) y el diagrama normalizado frente a manto primitivo de Sun

(1980). Los diagramas de las facies del macizo de Mérida se referirán como conjunto de rocas tipo.

La diversidad de análisis, así como su procedencia y número de elementos analizados, obliga a una cuidadosa comparación entre los diferentes litotipos y cuerpos. Los diagramas multielementales de variación frente a condrito propuesto por Evensen et al. (1978) muestran globalmente unas pautas muy similares. Son espectros con una fuerte fraccionación de las REE ligeras, especialmente



- Diorita (anf.) grano fino Valle Sna
- Acumulados Mérida
- △ Facies diorítica Mérida
- ◇ Dioritas Valle Sna
- Gneises Valle Sna
- × Leucotonalitas Mérida
- Dioritas de Oliva de Mérida
- Dioritoides de Palomas

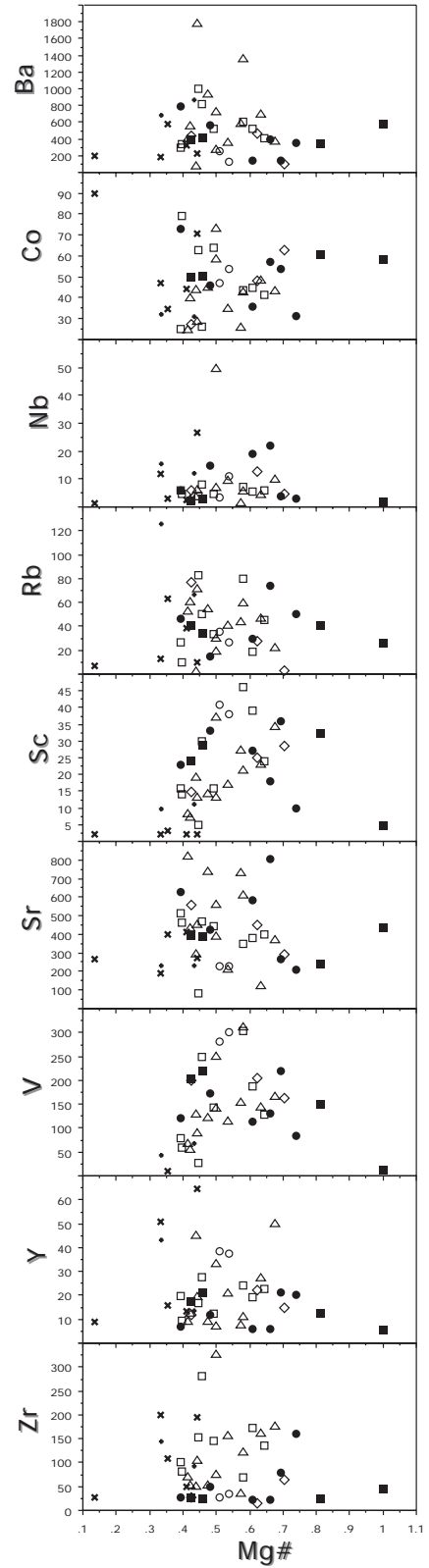


Fig. IV.77 y IV.78.- Diagramas de variación química frente a Mg# de mayores y traza. Al igual que en el caso de las rocas de Mérida, la correlación de estos elementos frente al Mg# ofrece mejores resultados que frente a la sílice.

C.IV.- Otros macizos

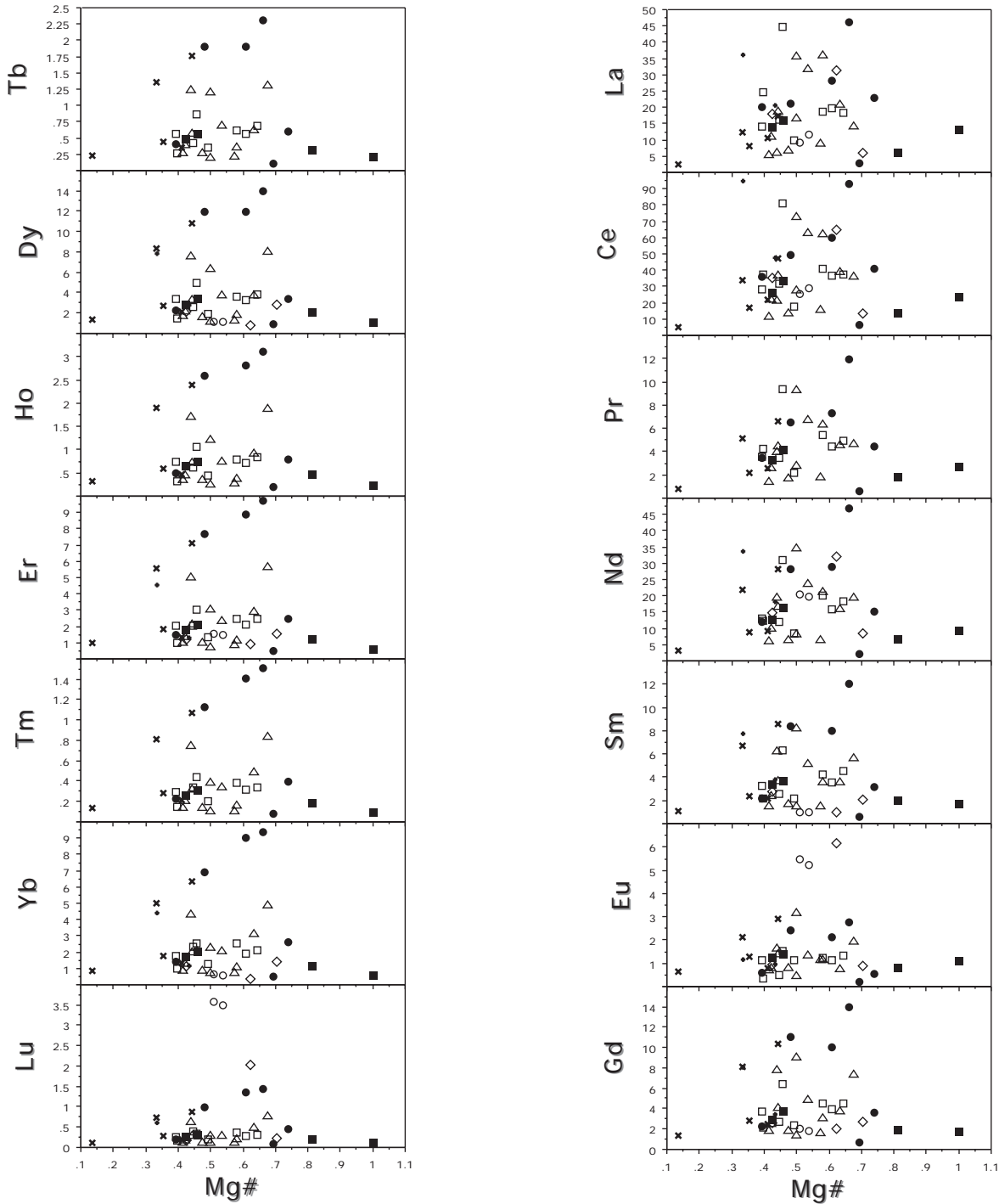
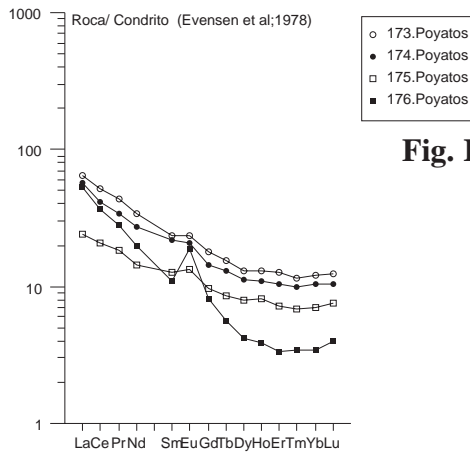


Fig. IV.79.- Diagramas de variación química de las REE frente al Mg# del conjunto de rocas considerado (leyenda igual que en las figuras IV.74 y IV.75).

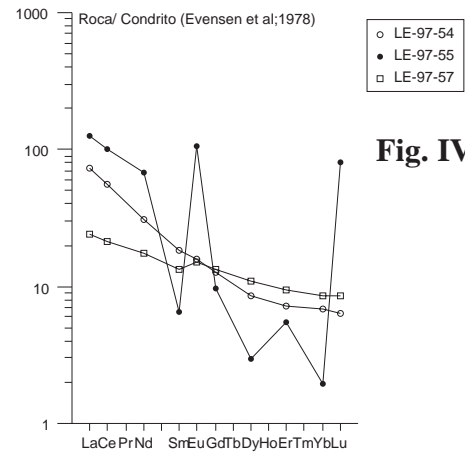
acusadas en las litologías más básicas, en donde es frecuente observar anomalías positivas en europio. Las REE pesadas presentan espectros planos con una fraccionación muy poco acusada o incluso con pequeños enriquecimientos en estos elementos (Fig. IV.80; 81; 82; 83 y 84). Los espectros de las facies más ácidas presentan globalmente la misma geometría, siendo habitual observar anomalías positivas en Eu y una fraccionación menos acusada de las REE ligeras. Todos estos diagra-

mas son pobres en REE con concentraciones de 30-60 veces el valor condritico (Evensen et al., 1978). Los espectros de las rocas más básicas (acumulativas) de Oliva de Mérida son análogos a los de las facies acumulativas de Mérida, con fraccionación de REE ligeras y anomalías negativas en Eu. Los diagramas de las rocas de Palomas desarrollan geometrías similares a las descritas, si bien la granodiorita (muestra 176 de Martínez-Poyatos, 1997) muestra una importante anomalía en Eu.

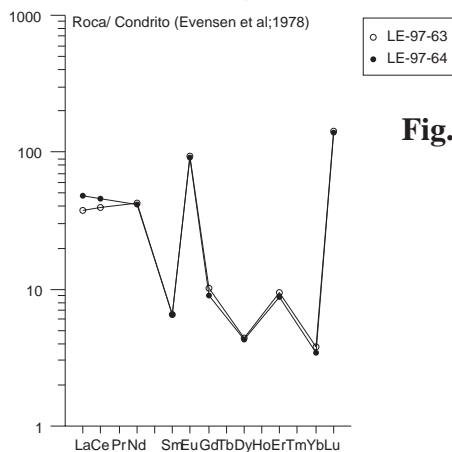




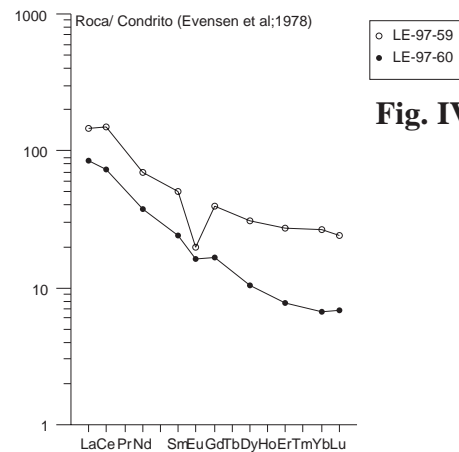
**Fig. IV.80**



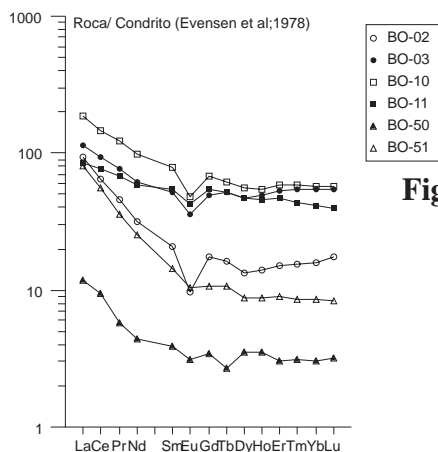
**Fig. IV.81**



**Fig. IV.82**



**Fig. IV.83**



**Fig. IV.84**

**Fig. IV.80.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración de condrito (Evensen et al., 1978) para las dioritas de Palomas.**

**Fig. IV.81.- Idem para los gneises porfídicos de Valle de la Serena.**

**Fig. IV.82.- Idem dioritas de Valle de la Serena.**

**Fig. IV.83.- Idem dioritas de grano fino (anfíbolitas) de Valle de la Serena.**

**Fig. IV.84.- Idem dioritas de Oliva de Mérida (acumulados con granate) y del Cortijo de Valdelapeña (dioritas leucocráticas).**

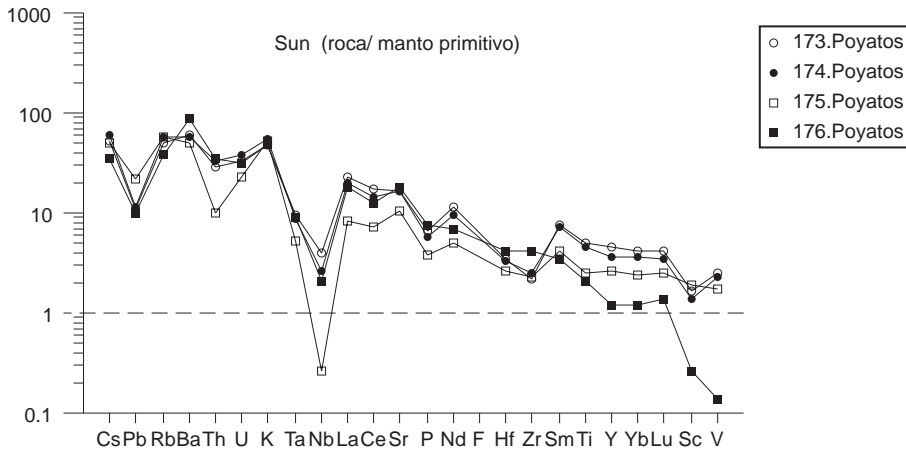
Estas rocas exhiben unos trends de REE ligeras muy fraccionadas con REE pesadas sin fraccionar. Las rocas del macizo de Valle de la Serena son más problemáticas de estudiar debido a la ausencia de muchos elementos no analizados. Las anfíbolitas siguen mostrando la misma evolución descrita pero con fuertes anomalías positivas en Eu y altos contenidos en Lu. Se puede deducir un fuerte empobrecimiento en REE ligeras y un espectro plano para las pesadas (omitiendo el valor de Lu). Dentro de la facies de dioritas de Valle de la Serena, una de las muestra presenta un espectro de REE idéntico al de las anfíbolitas, las otras dos generan espectros muy poco

fraccionados, algo más acusados en las REE ligeras. Son espectros similares a los que presentan algunas dioritas de Mérida. El diagrama multielemental del granito de la Bomba es casi idéntico al que muestran las rocas básicas de Valle de la Serena.

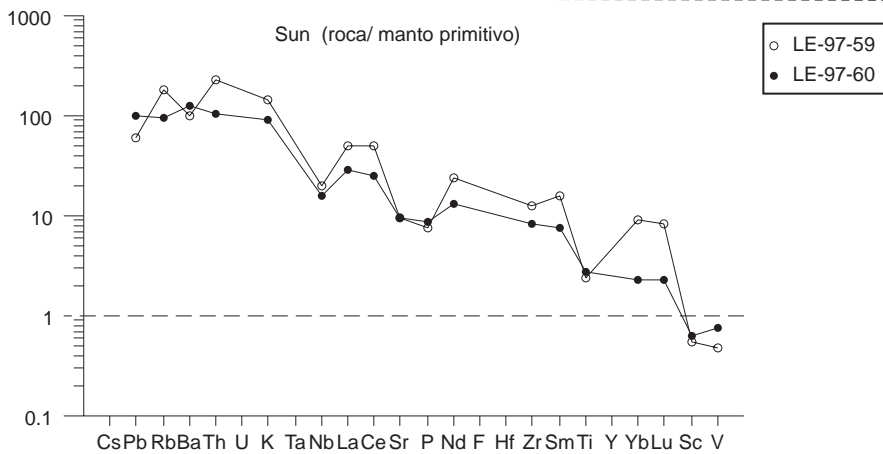
Los diagramas multielementales normalizados frente a condrito de Thompson et al., (1984) permiten una mejor caracterización de estas rocas ya que emplean un mayor número de elementos químicos, sin embargo, algunos de ellos son fácilmente removibles por procesos metamórficos o de alteración (ver Anexo D).

Los diagramas normalizados de Thompson et al.,

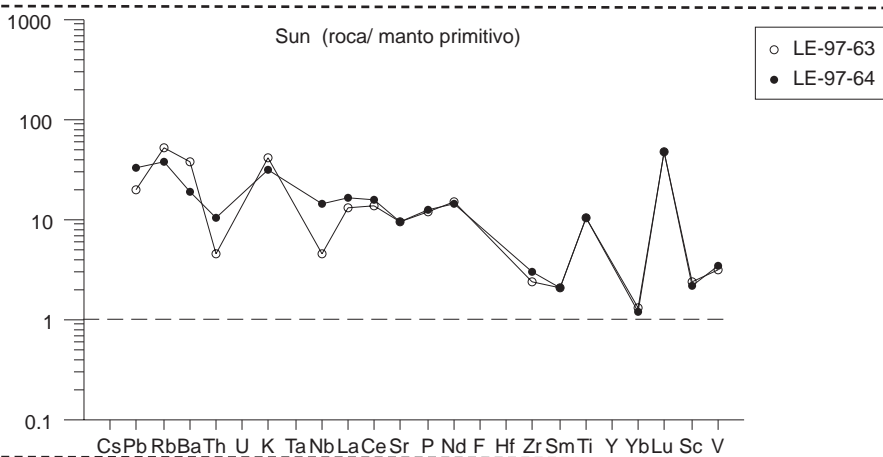
C.IV.- Otros macizos



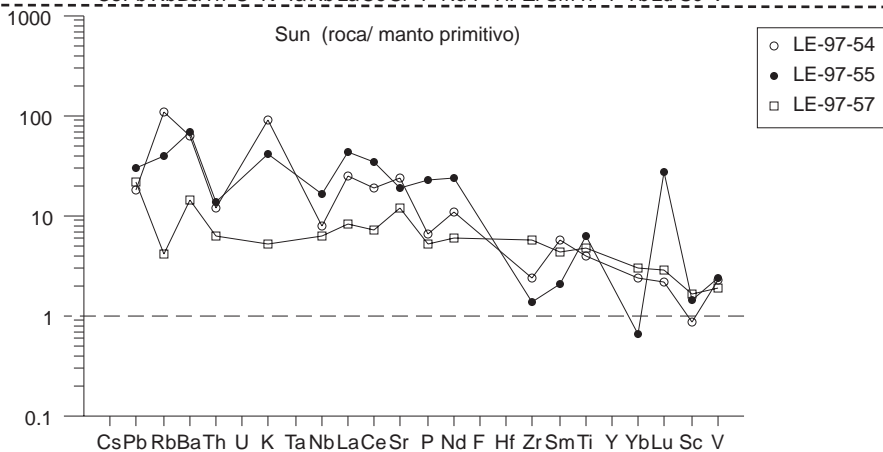
**Fig. IV.85.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las dioritas de Palomas (datos de Martínez-Poyatos, 1997). Destacan las fuertes anomalías en Nd y Ta y, en menor medida, en P.**



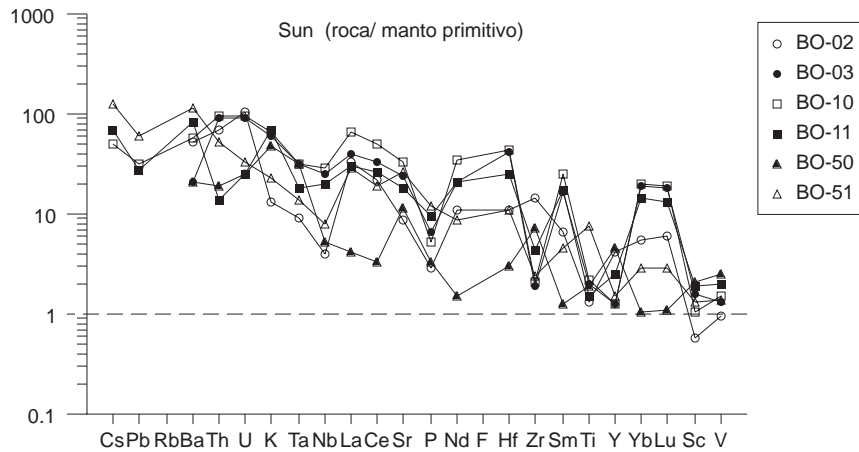
**Fig. IV.86.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de los gneises porfídicos de Valle de la Serena.**



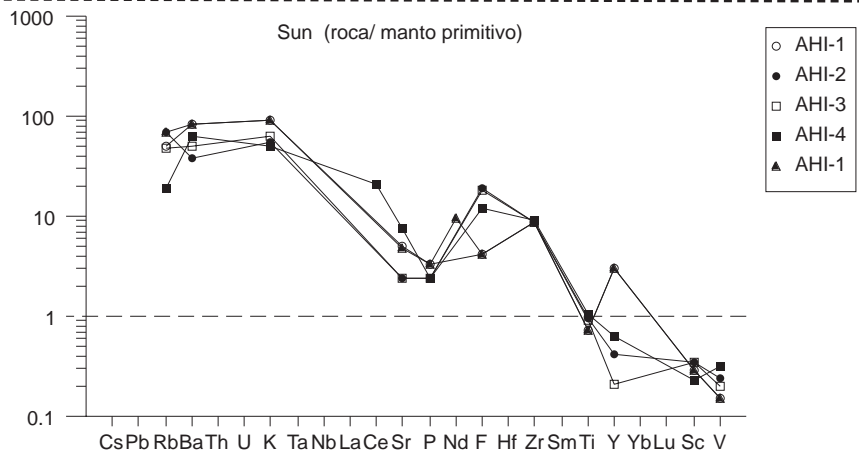
**Fig. IV.87.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las facies dioríticas de grano fino (anfíbolitas) del macizo de Valle de la Serena.**



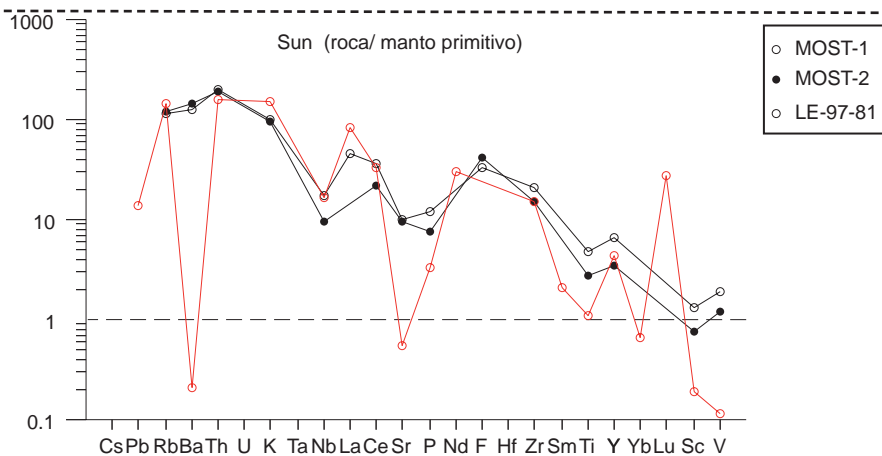
**Fig. IV.88.- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las dioritas de Valle de la Serena**



**Fig. IV.89.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas acumulativas con granate de Oliva de Mérida y de las dioritas leucocráticas del Cortijo de Valdelapeña.



**Fig. IV.90.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las granodioritas-tonalitas de Ahillones (datos tomados de Ochsner (1993)).



**Fig. IV.91.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las muestras de El Mosquil (datos de Ochsner, 1993) y de La Bomba (en tonos claros), este último análisis proviene del fondo geoquímico del Grupo de Ossa-Morena de la UPV.

(1984) de las rocas de Oliva de Mérida y Palomas (ver Anexo D)) son muy similares a los de las rocas de Mérida. Son diagramas poco fraccionados de forma negativa, con fuerte anomalías negativas en Nb y en menor medida en Ta. Las rocas más ácidas presentan anomalías negativas de importancia variable en elementos como Ti, Zr y P. Los espectros de las rocas de Oliva de Mérida (Fig. IV.89) muestran una dispersión anómala en algunas rocas (en las acumulativas). Estos espectros presentan anomalías muy acusadas en P, Y, Ti, y Zr, además de las sistemáticas anomalías en Nb y Ta. Presentan la particularidad de un importante grado de alteración así

como la presencia de granate acumulativo junto con importantes cantidades de apatito e ilmenita, que justificarían estas geometrías y el subsecuente empobrecimiento en los mismos elementos de las facies más evolucionadas. Los diagramas normalizados de las rocas de Valle de la Serena (Fig. IV.86; 87 y 88) muestran las mismas características generales descritas, si bien los gneises muestran una importante fraccionación negativa global y anomalías negativas en estroncio. Los diagramas del resto de cuerpos considerados y situados fuera del DOVPR (La Bomba, El Mosquil y Ahillones; Fig. IV.90 y 91) presentan una geometría comparable, con anomalías



#### C.IV.- Otros macizos

as puntuales en elementos como Ba y Sr. La ausencia de algunos elementos químicos en los diagramas de estos cuerpos impide realizar observaciones más detalladas.

Los diagramas multielementales frente a la concentración del manto primitivo propuesto por Sun (1980) dan lugar a una geometría similar a las descritas para las rocas de Mérida. Son espectros poco fraccionados, con suaves empobrecimientos en elementos incompatibles, con valores ligeramente superiores al valor del manto primitivo y anomalías en Ta y Nb de forma sistemática, así como anomalías negativas ocasionales en elementos como P, Ti, Zr e Y. Los contenidos en elementos incompatibles son muy similares a los valores del manto primitivo. Esos diagramas son análogos a los de Thompson et al., (1984) ya descritos y parecen estar condicionados por los mismos componentes mineralógicos.

#### IV.D.6. Diagramas de discriminación tectonomagmática.

En este apartado se han considerado los análisis químicos de las rocas descritas en el apartado anterior junto como los datos disponibles de macizo de Mérida, de Ahillones, El Mosquil y La Bomba

En el apartado de caracterización geoquímica ya se ha puesto de manifiesto el carácter calcoalcalino moderadamente potásico de estas rocas. El diagrama ternario de Rb/30-Hf-Ta\*3 de Harris et al., (1986) proyecta los análisis de este conjunto de rocas en el dominio de arco vol-

cánico, con algunas muestras dentro del campo de cuerpos de intraplaca (Fig. IV.95). De igual forma el diagrama de Wood (1980) de Hf/3-Th-Ta discrimina las rocas del DOVPR dentro del campo de basaltos de margen de placa destructivo (Fig. IV.97). El diagrama TiO<sub>2</sub>-Zr de Pearce y Can (1982) proyecta las rocas representadas dentro de campo de rocas de arco volcánico (Fig. IV.94). Los diagramas binarios de La-Ba, La-Nb (Gill, 1981) y La-Th discriminan las rocas dentro de los campos de andesitas orogénicas si bien los términos más básicos se representan como rocas de afinidad MORB (Fig. IV.92 y 93). De igual manera el diagrama de FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Pearce et al., (1977) discrimina las rocas como rocas de arco, proyectando los términos acumulativos próximos al campo MORB (Fig. IV.96).

En los diagramas de Pearce et al., (1984) las muestras se sitúan en el campo de los granitos de arco volcánico, muy próximas al campo de granitos de intraplaca (Fig. IV.100; 101; 102 y 103). Los diagramas triangulares de Ti/100-Zr-3Y y Ti/100-Zr-Sr/2 para basaltos (Pearce y Can, 1973) definen estas series como basaltos calcoalcalinos mayoritariamente. El diagrama Y/15-La/10-Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989) proyecta las muestras analizadas dentro del campo de basaltos de arco volcánico (Fig. IV.98). El diagrama ternario de Mullen (1983) de TiO<sub>2</sub>-MnO\*10-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 discrimina las series dentro del campo de basaltos calcoalcalinos y toleitas de arco volcánico (Fig. IV.99).

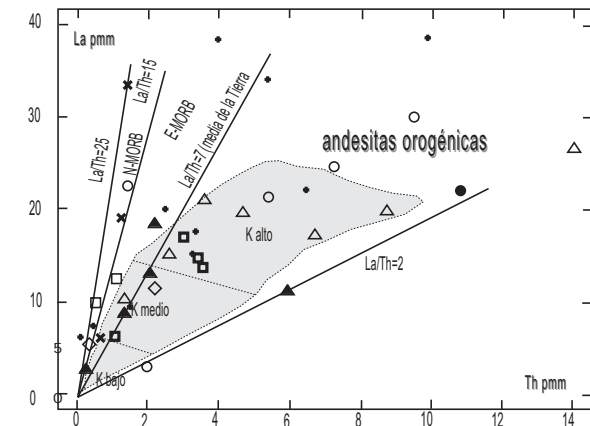
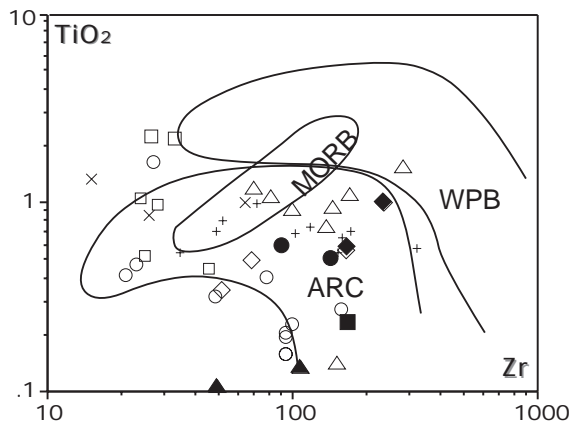
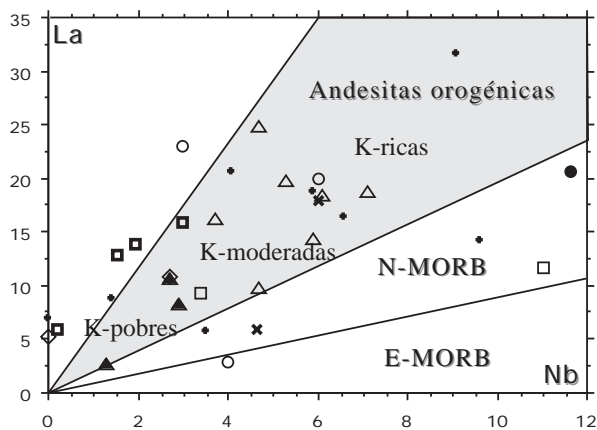


Fig. IV.92.- Diagrama La-Nb de Grill (1981) proyectando las muestras tratadas dentro del campo de las andesitas orogénicas.

Fig. IV.93.- Diagrama La-Th de Grill (1981). Los términos más básicos se proyectan sobre la recta media de estos valores para toda la Tierra.

Fig. IV.94.- Diagrama logarítmico de TiO<sub>2</sub> frente a Zr discriminando las muestras estudiadas dentro del campo de arco volcánico.

NOTA: Los símbolos empleados corresponden con la leyenda de la pág. 195.

Fig. IV.95

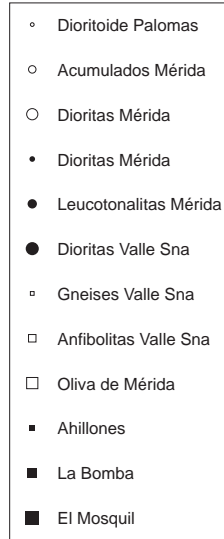
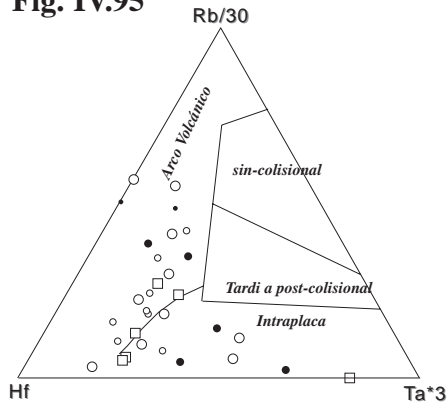


Fig. IV.96

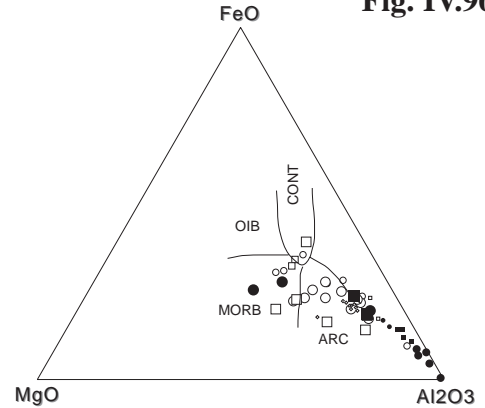


Fig. IV.97

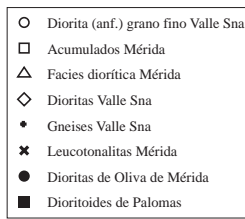
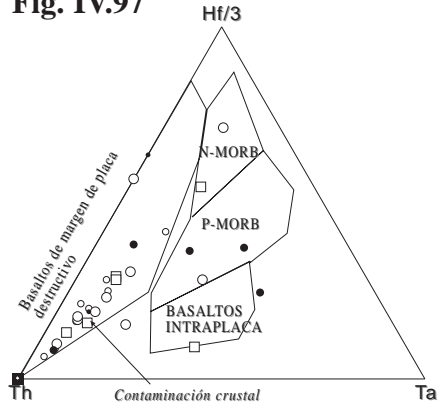


Fig. IV.98

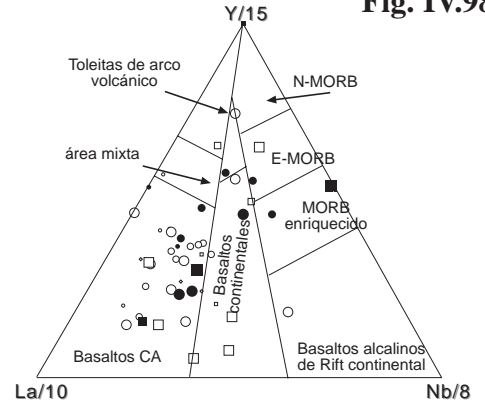


Fig. IV.99

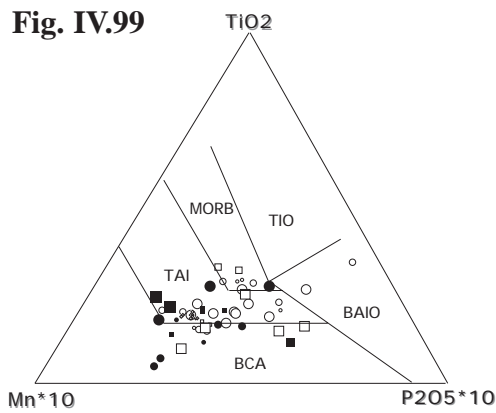


Fig. IV.100

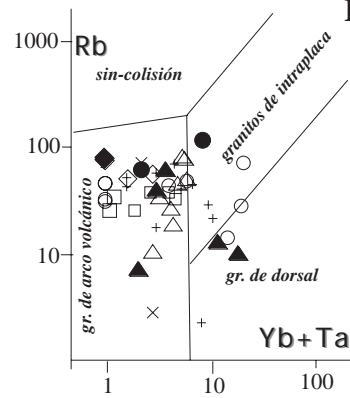


Fig. IV.101

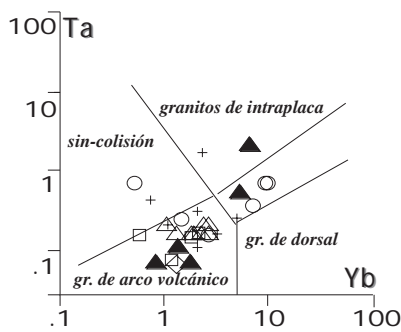


Fig. IV.102

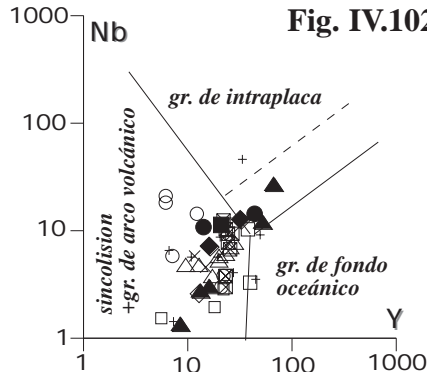


Fig. IV.103

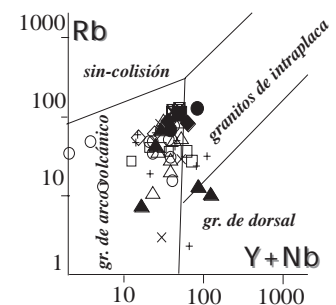


Fig. IV.95; 96; 97; 98 y 99.- Diagramas ternarios de discriminación tectonomagmática. Explicación en el texto.  
 Fig. IV.100; 101; 102 y 103.- Diagramas de discriminación de Pearce et al., 1984). El conjunto de las litologías representadas define ambientes de arco volcánico.

#### IV.D.7. Correlación con otros cuerpos cadomienses.

Dentro de la Zona de Ossa-Morena se reconocen una serie de episodios plutónicos y volcánicos prehercínicos. Algunos de ellos son bien conocidos, en base a sus relaciones de campo, petrografía y situación litoestratigráfica, o bien porque han sido datados con precisión. Por el contrario, existen otros cuerpos de edad y significado geotectónico impreciso. El objetivo de este apartado es definir las características geoquímicas de las principales manifestaciones magmáticas reconocidas tradicionalmente dentro de la ZOM y realizar la comparación con una serie de cuerpos de afinidad desconocida presentes dentro del CBBC y de naturaleza básica. El objetivo último es intentar discriminar geoquímicamente la existencia de rocas de naturaleza anfibolítica análogos a los dioritoides tipo Mérida y para ello se han utilizado los datos del fondo geoquímico del Grupo de Ossa-Morena de la UPV.

Los primeros episodios ígneos tienen lugar a 620-575 M.a. La mayoría de estos cuerpos están muy deformados y metamorfizados. Dentro de este grupo de rocas se incluyen las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro y el ortogneis de Valle de la Serena.

Las principales manifestaciones ígneas tienen lugar a ca. 550 M.a. y exclusivamente en los sectores septentrionales de la ZOM. Todos estos cuerpos han sido descritos y tratados en el presente trabajo.

A ca. 525 M.a. tiene lugar la formación de domos migmáticos sin a post-colisionales (Mina Afortunada, Monesterio, El Garrotal, Fuente Obejuna; Eguíluz, 1988; Ábalos, 1990; Eguíluz y Ábalos, 1992; Apraiz, 1998; Eguíluz et al., 1999b). Estos domos y las rocas anatécicas asociadas han sido datadas en ca. 525 M.a. (Oschner, 1993; Ordóñez-Casado, 1998).

A continuación se desarrolla el vulcanismo finiproterozoico definido por la Fm. Malcocinado, que tiene lugar en toda la ZOM. Este vulcanismo es de naturaleza calcoalcalina (Sánchez-Carretero et al., 1989a; Almarza 1996; Eguíluz et al., 1999a) y de tipo andino. Este episodio ha sido datado a ca. 515-510 M.a. (Schäfer, 1990; Ordóñez-Casado, 1998).

Durante el Cámbrico y el Ordovícico tiene lugar un importante episodio de rifting anorogénico definido por potentes series volcanoclásticas bimodales (Giese y Bühn, 1993) y granitos alcalinos. Son rocas de 500-480 M.a. (García-Casquero et al., 1985; Galindo et al., 1990; Schäfer, 1990; Oschner, 1993; Ordóñez-Casado, 1998) situadas en su mayoría en la Antiforma de Olivenza-Monesterio y en el CBBC.

Como principal herramienta para establecer las pertinentes comparaciones se han utilizado los diagramas multielementales de Sun (1980) y Evensen et al. (1978), así como algunos diagramas de discriminación tectonomagmática.

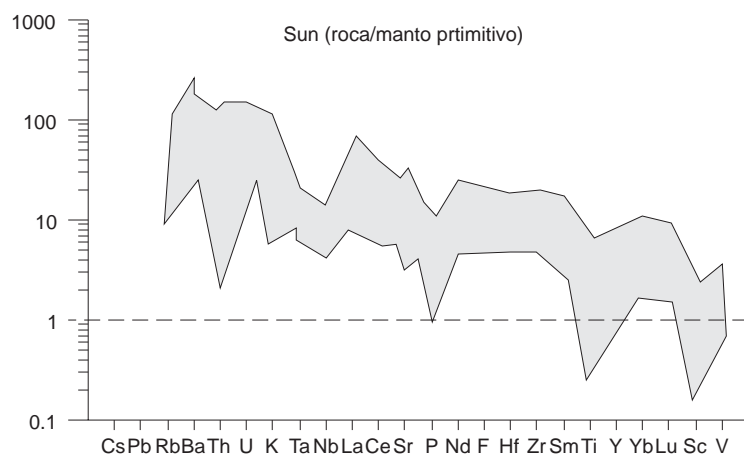
Ya se han remarcado las características de los diagramas multielementales de los dioritoides de Mérida y afines (Palomas, Valle de la Serena, Oliva de Mérida,...). De forma resumida destacan las anomalías negativas de estas rocas en Nb y Ta, así como las de P y Ti; la geometría poco fraccionada de los diagramas normalizados de Sun (1980) y Thompson et al. (1984)(ver Anexo D) y los valores relativamente bajos de los elementos de mayor radio iónico (Ba y Rb) (Fig. IV.104).

El análisis de los datos de la Fm. Malcocinado (Sánchez-Carretero et al., 1989a; Eguíluz et al., 1999b; Pin et al., 1999) muestra que son rocas calcoalcalinas moderadamente potásicas a altas en K con algunos términos toleíticos (Almarza, 1996). Los diagramas normalizados frente a condrito (Evensen et al., 1978) muestran trayectorias con poca fraccionación, aún en los términos más ácidos, y con anomalías en Eu de carácter negativo. Destaca el espectro plano, con un ligero enriquecimiento en Lu, de las REE pesadas. Estas rocas muestran una gran similitud con las rocas de Mérida, si bien son menos fraccionadas las de la Fm. Malcocinado. Las principales diferencias estriban en los diagramas multielementales normalizados de Sun (1980) y de Thompson et al. (1984). Son diagramas con un grado de fraccionación más acusado que el que presentan las rocas de Mérida. Destacan las anomalías en Nb y Sr, muy acusadas y las anomalías menos importantes en P, Ti e Y. El Nb muestra una importante anomalía negativa, pero algunas muestras producen una anomalía positiva, la cual coincide con términos más ácidos. La principal diferencia con las rocas de Mérida radica en la anomalía en Sr y los altos valores de elementos incompatibles (Fig. IV.106). Estos diagramas pueden explicarse por un magmatismo con una importante tasa de contaminación cortical que enriquecería los magmas parentales en estos componentes tal y como propone Almarza (1996).

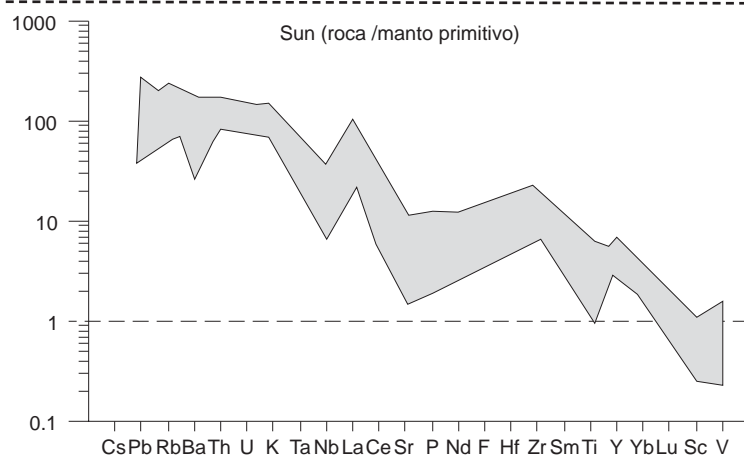
Las rocas ígneas producto de la fase extensional cadomiense que afecta a la ZOM (granodiorita de El Garrotal, Monesterio, Táliga, El Pintado,...) se forman por un metamorfismo térmico con P-T-t de tipo horario (Eguíluz y Ábalos, 1992; Eguíluz et al., 1997; Apraiz, 1998; Apraiz et al., 1999). El origen anatécico es bien visible en los diagramas multielementales y tectonomagmáticos que presentan. En general son rocas con espectros de REE y trazas (diagramas normalizados de Evensen et al., 1978; Sun 1980; Thompson et al., 1984) fraccionados y con pequeñas anomalías en Nb y Sr de carácter negativo y positivas para La y Zr que se explican por el proceso de anatexia del cual estas rocas son el resultado (Fig. IV.105).

La fase de rifting que tiene lugar en la ZOM, y que conduce a la formación de las cuencas sedimentarias paleozoicas, genera importantes volúmenes de rocas volcánicas alcalinas (en los sectores meridionales) y de cuerpos intrusivos (en el eje de la Antiforma de Olivenza-Monesterio y en el CBBC). Dentro del CBBC se reconocen gran cantidad de cuerpos intrusivos alcali-

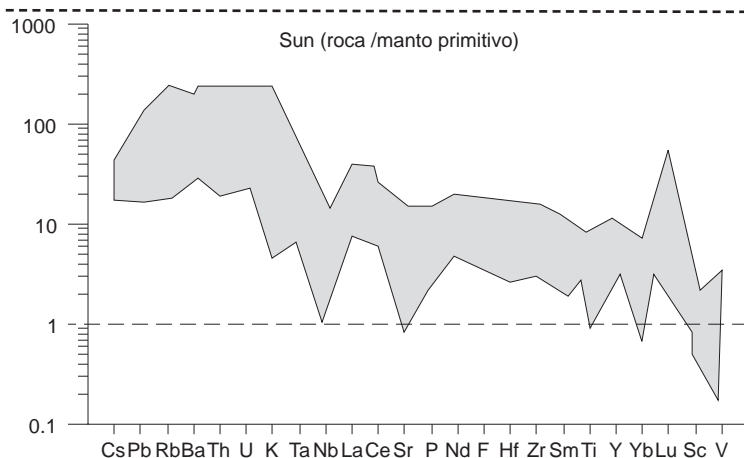




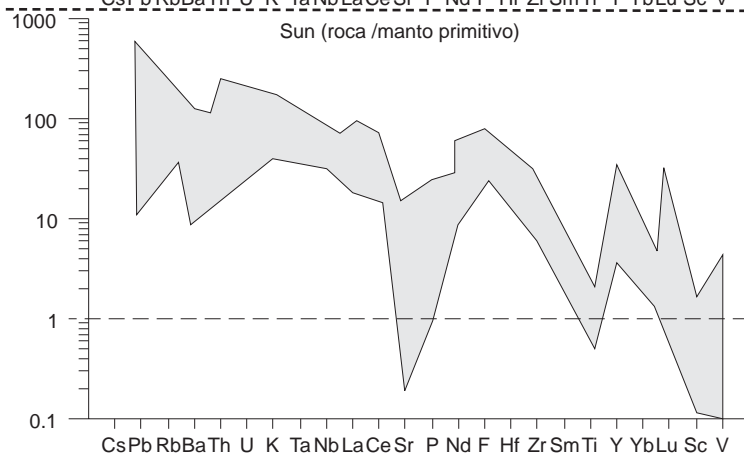
**Fig. IV.104.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas del macizo de Mérida y cuerpos análogos del DOVPR. Estos diagramas se caracterizan por las fuertes anomalías en Nd y Ta y, en menor medida, en P.



**Fig. IV.105.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas migmatíticas cado-mienses (datos de Monesterio y del Garrotal, Eguíluz et al., 1990; Apraiz, 1998).

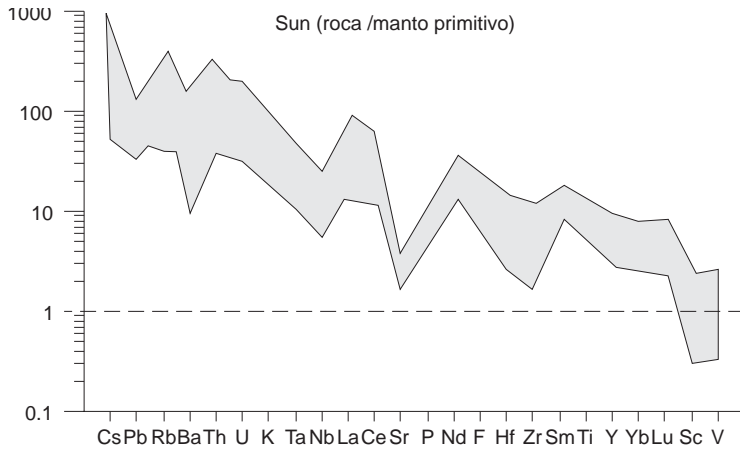


**Fig. IV.106.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas de la Fm. Malcocinado. Dentro de estas rocas se pone en evidencia dos tendencias contrastadas, una para las rocas de Bodonal Cala y otra para las rocas situadas al norte de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, la cual no se ha remarcado en este diagrama. Datos propios y recopilados de bibliografía.

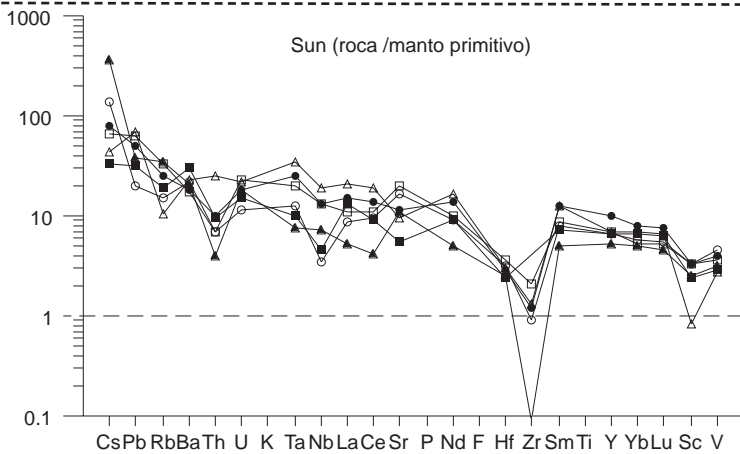


**Fig. IV.107.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) obtenido a partir de los datos de granitos alcalinos situados en la Antiforma de Olivenza-Monesterio (El Castillo, La Tablada, Barcarrota, El Castellar, Feria y Almendral). Datos propios y recopilados de bibliografía.

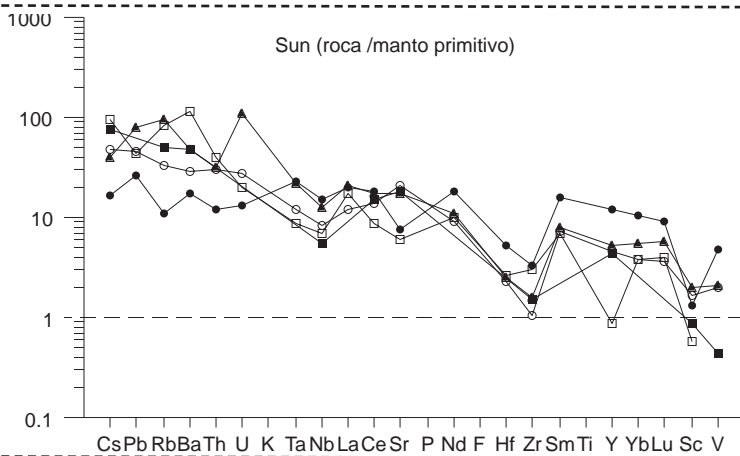
C.IV.- Correlación



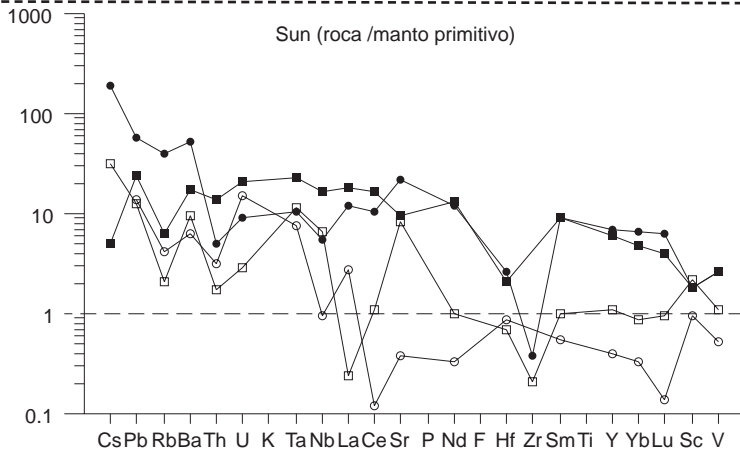
**Fig. IV.108.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980), obtenido a partir de datos propios y recopilados de bibliografía de los ortogneises de Aceuchal, Almendralejo, Las Minillas, Mina Afortunada, Ribera del Fresno y La Cardenchosilla).



**Fig. IV.109.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las rocas anfibolíticas de alto grado (retroeclogitas). Son rocas de afinidad tectonomagmática desconocida.



**Fig. IV.110.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de litologías básicas con alto grado metamórfico (facies de las anfibolitas).



**Fig. IV.111.-** Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del manto primitivo (Sun, 1980) de las anfibolitas de El Cuartel (Ábalos, 1990).

nos bien estudiados, junto a otros de afinidades desconocidas. Uno de los objetivos de este trabajo es intentar descifrar las afinidades de los cuerpos básicos más importantes. Los análisis recopilados se han agrupado en dos grupos: un primero de rocas alcalinas plutónicas (gneisificadas) (Fig. IV.108) situadas dentro del CBBC y otro grupo con las rocas de los dominios meridionales de la ZOM (Fig. IV.107). Geoquímicamente se clasifican como rocas alcalinas a subalcalinas sódicas. Los diagramas normalizados frente a condrito muestran espectros muy poco fraccionados (similares a los diagramas de rocas sin-rift, Martin-Barajas et al., 1995) y pequeñas anomalías negativas de Eu en los términos más ácidos (traquitas y traquidacitas). Los diagramas geotectónicos clasifican estas rocas como basaltos de intraplaca y como rocas post-colisionales. Los diagramas multielementales de Sun (1980) y Thompson et al. (1984), presentan ligeras diferencias entre los dos grupos de rocas y sensibles divergencias con respecto a las de Mérida. Son diagramas muy poco fraccionados con espectros planos para los elementos incompatibles (muy enriquecidos) y fuertes anomalías en Sr, P y Ti junto con enriquecimientos en REE. Las muestras procedentes del CBBC muestran una fraccionación ligeramente más pronunciada y débiles anomalías negativas en Nb y fuertes en Sr y Zr. Ninguno de los principales grupos de rocas básicas deformadas del CBBC, de afinidad desconocida, presenta similitudes con las litologías de Mérida y sí una gran semejanza con los cuerpos alcalinos, bien conocidos, del CBBC (Almendralejo, Aceuchal y Las Minillas) (Fig. IV.109; 110 y 111).

## IV.E. DISCUSIÓN.

Los datos anteriormente expuestos permiten confirmar la relación geoquímica que existe entre los macizos de Mérida, Palomas, Oliva de Mérida, Valle de la Serena, Ahillones, La Bomba y El Mosquil. Estos datos confirman las relaciones de campo y petrográficas que sugieren un mismo origen para estas rocas en base a las citadas similitudes.

La presencia de rocas plutónicas de naturaleza diorítica a ambos lados del CBBC planteaban el hecho de la existencia de otros cuerpos análogos dentro del CBBC, con gran importancia a la hora de reconstruir la evolución tectónica cadomiense de la ZOM. La presencia de cuerpos dioríticos petrográficamente comparables con el macizo de Mérida en El Entredicho (Córdoba) ha inducido a una recopilación de los datos geoquímicos de los cuerpos básicos más importantes del CBBC. El estudio geoquímico de estos cuerpos frente a las rocas, consideradas como tipo, del macizo de Mérida ha puesto de manifiesto su afinidad alcalina y ha permitido desechar un hipotético protolito de naturaleza similar a Mérida.

El estudio comparativo superficial entre las rocas producto de las principales manifestaciones magmáticas dentro de la ZOM permite considerar el plutonismo de Mérida como un proceso asociado a la evolución de un arco magmático tan sólo comparable, a grandes rasgos, con las rocas de la Fm. Malcocinado, si bien éstas últimas representan un magmatismo desarrollado sobre una corteza continental más evolucionada.

Los datos geoquímicos recopilados obliga a un tratamiento cuidadoso de la información que permiten deducir, a causa de sus diferentes orígenes, autores y técnicas analíticas empleadas en su obtención. Los datos obtenidos, en base a su congruencia, se han considerado fiables.





# *CAPÍTULO V*

## *GEOLOGÍA ESTRUCTURAL*





## I. INTRODUCCIÓN.

### I.A. Introducción.

El DOVPR se sitúa entre el batolito de los Pedroches, al norte, y el CBBC, al sur, que son dos de las estructuras mayores que, entre otras, han sido propuestas como límite entre la ZOM y la ZCI (batolito de los Pedroches, Lotze, 1945 y Julivert et al., 1974; falla de Azuaga, Chacón et al., 1974 y Garrote, 1976; falla de Hornachos, Robardet, 1976; Lefort y Ribeiro, 1980; Castro, 1987 y Ábalos, 1990 o CBBC, Apalategui y Pérez-Lorente, 1983; Chacón et al., 1983; Matte, 1986 Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997).

El DOVPR ocupa el sector septentrional de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba, y está limitado por los accidentes de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro, al norte, y la falla de Hornachos al sur (Fig. V.1), que lo separa del CBBC (Chacón et al., 1983; Apalategui et al., 1990; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguíluz, 1991). En esta última estructura hemos diferenciado un sector septentrional caracterizado por la presencia de Serie Negra con domos metamórficos de alto grado (Mina Afortunada, Fuente Obejuna, etc.) y otro meridional complejo y afectado por deformación blastomilonítica y metamorfismo de intermedias a altas presiones que corresponde, de forma aproximada, a las cuatro láminas inferiores de Ábalos (1990) y a la unidad central de Azor (1994). Separando a estas dos unidades se encuentra una banda de rocas cuarzo-pelíticas con intrusiones de rocas alcalinas paleozoicas, equivalentes al parautoctono de Ábalos (ibi) y materiales carboníferos discordantes. El CBBC quedaría limitado por el sur por la falla de Azuaga, que la separa del Dominio de Sierra Albarrana, cuyo límite es la falla de Malcocinado, límite meridional de la Banda de cizalla de Badajoz-Córdoba.

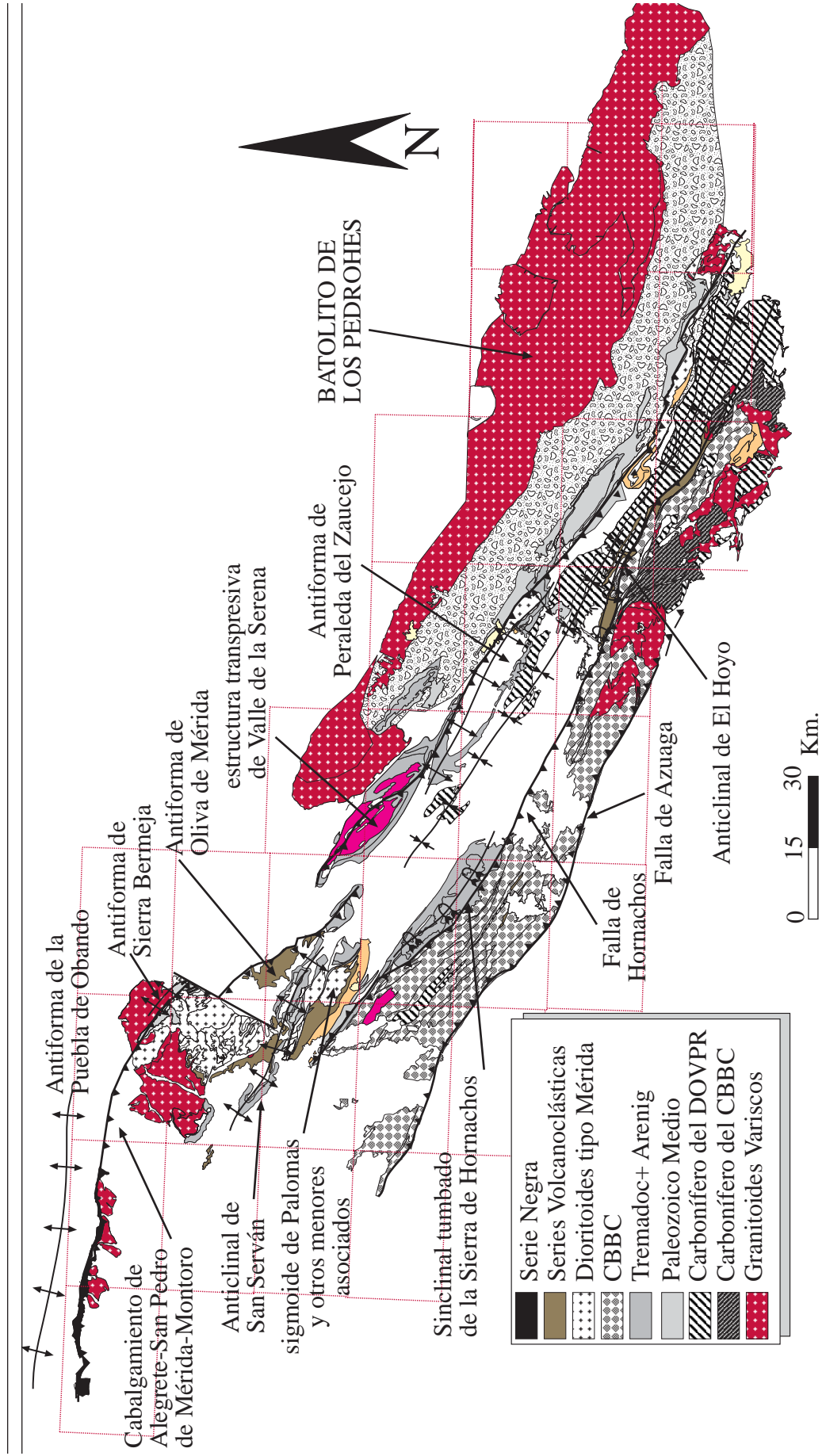
El DOVPR, considerado por algunos autores (Apalategui et al., 1983a; Eguíluz, 1988; Bandrés et al. 1999; Pereira, 2000) como parte de la ZOM es incluido por otros autores en la ZCI, en función del límite ZOM/ZCI considerado, mientras que otros investigadores lo consideran una zona de tránsito entre ambas zonas. Geológicamente es una banda de 15-20 Km de anchura que se extiende desde el Alentejo en Portugal (Pereira, 1999) hasta el valle del Guadalquivir (Montoro) y que está surcado por importantes accidentes longitudinales de gran continuidad lateral. Desde el punto de vista estructural muestra una deformación sensiblemente diferente para el zócalo preordovícico, constituido en buena parte por rocas ígneas de naturaleza diorítica, y para la cobertera paleozoica que lo recubre en discordancia. El primero muestra una tectónica de strike-slip acusada que asocia una componente cabalgante y que da lugar a una deformación penetrativa a escala regional. La cobertera

paleozoica muestra un estilo estructural caracterizado por cabalgamientos superficiales y pliegues asimétricos de escala decamétrica a kilométrica sin deformación interna o con una esquistosidad poco desarrollada. Por otra parte las distintas litologías condicionan estilos levemente diferenciados. Así, el Arenig (Cuarcita Armoricana), que constituye uno de los mejores niveles guía para las rocas paleozoicas, aparece definiendo pliegues abiertos, vergentes hacia el NE y verticalizados en la fase de crenulación varisca. Por el contrario el Devónico aparece en pliegues verticalizados sin vergencias. Las rocas carboníferas presentan una historia deformacional netamente diferente, controlada por su distribución en cuencas alargadas, dispuestas en el eje central del DOVPR, únicamente afectadas por pliegues menores con pequeños cabalgamientos y fallas inversas asociadas.

La evolución estructural y tectónica de las rocas preordovícicas es notablemente más compleja y difícil de desentrañar cuando están afectadas por eventos deformativos variscos, que modifican y reorientan las estructuras previas. Sin embargo se han podido obtener datos y argumentos que confirman la existencia de procesos deformativos cadomienses y prevariscos en general. Las rocas plutónicas cadomienses, en el área de Palomas y Valsequillo, cortan materiales, con pliegues apretados vergentes al NE, sobre los que desarrollan un metamorfismo de contacto. Los conglomerados poligénicos de Valsequillo (Fm. Malcocinado, Miembro del Sotillo) engloban cantos de rocas metamórficas (grado bajo) deformadas. Las sucesiones cámbricas que afloran de forma aislada en Alange y Oliva de Mérida reposan en discordancia sobre rocas deformadas en condiciones metamórficas de grado medio (granate-estaurilita). Por último, se han reconocido criterios que indican que el depósito de las series paleozoicas de afinidad centroibérica del DOVPR (de margen pasivo) ha estado controlado tectónicamente (Herranz, 1985; Apalategui et al., 1985a). En el área de Fuente Obejuna se ha reconocido un accidente dúctil que separa rocas de bajo grado metamórfico de rocas de alto grado. Este accidente ha funcionado como cabalgamiento durante la orogenia Hercínica, sin embargo aparece recubierto por rocas cámbricas que lo fosilizan y que ponen de relieve su carácter pre-Cámbrico. Se ha interpretado como el accidente extensional (detachment) que permitió la exhumación del Domo Migmático de Fuente Obejuna.

Dentro del CBBC la historia deformativa es comparable a la establecida para el DOVPR, si bien las rocas muestran una deformación más importante (Ábalos, 1990; Azor, 1994), la cual es especialmente intensa en las láminas blastomiloníticas que constituyen la Unidad Central de Azor (1994). La cinemática varisca que presentan estas rocas es análoga a la que aparece dentro de los macizos cadomienses del DOVPR.

Fig. V.1.- Mapa esquemático del DOVPR y del CBBC con las principales estructuras cartográficas. La estructuración de estas rocas es análoga a la que tiene lugar en el CBBC, pero bajo tasas de deformación y metamorfismo menores y, en su conjunto, definen una estructura complementaria e íntimamente ligada, durante los episodios de deformacionales variscos.



## I.B. Descripción general.

La estructura del DOVPR se caracteriza por grandes pliegues de dirección NW-SE verticales o suavemente vergentes hacia el SW. Las principales estructuras son: el Anticlinal de San Serván, los anticlinales desmembrados de Alange y Oliva de Mérida y el anticlinal de Peraleda del Zaucejo. En el núcleo de estos grandes pliegues, que afectan a las rocas paleozoicas, aparecen los macizos cadomienses, que muestran estructuras con componentes transcurrentes muy importantes que los individualizan de la cobertera paleozoica. Los cuerpos cadomienses aparecen principalmente en la mitad septentrional del DOVPR, limitados por el Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro. El DOVPR constituye, junto con el CBBC, una estructura en flor positiva mayor (Ábalos, 1990; Bandrés et al., 1999a), aunque solo en el área de Mérida-Alange-Palomas existe afloramiento continuo de las rocas cadomienses en toda la anchura del DOVPR. De forma sistemática se observa que en el eje central de la estructura en flor, en los sectores en donde la traza de la foliación cambia de vergencia, aparecen rocas de edad carbonífera. En los sectores más occidentales (Mérida, Oliva de Mérida y Palomas) aparecen rocas ígneas, mientras que en los orientales se desarrollan cuencas sedimentarias (Retamal, La Granjuela, Guadiato), con una disposición semejante dentro del CBBC (Ábalos, 1990). Toda la estructuración es consecuencia de la superposición de dos procesos orogénicos, el primero cadomiense y el segundo varisco.

La deformación hercínica responde a una cinemática de strike-slip izquierdo, que da lugar a la reactivación de las estructuras del zócalo cadomiense. En la cobertera paleozoica se forman, en la primera fase, grandes pliegues vergentes al NE. Estos pliegues llevan asociada una débil esquistosidad de plano axial en los niveles más finos. La segunda fase varisca es la responsable del cizallamiento de las rocas paleozoicas en las proximidades de los grandes accidentes, trastocando los pliegues de la primera fase (sigmoide de la Sierra de Hornachos, dúplex de El Hoyo, dúplex de Palomas,...).

La caracterización de las estructuras cadomienses es mucho más compleja y ha estado sujeta a una fuerte controversia, puesto que es difícil de demostrar la presencia de estructuras tectónicas mesoscópicas claramente interpretables como cadomienses. La presencia de un metamorfismo de grado medio datado como precámbrico (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1993) y de un magmatismo generalizado son dos importantes pilares para sustentar una orogenia cadomiense (Quesada, 1990; Eguíluz et al., 1999c; Eguíluz et al., 2000). Por ello, los datos de la existencia de procesos deformacionales precámbricos están, en gran medida, basados en la existencia de discordancias entre unidades y relaciones de intrusión, como se discutirá en este mismo capítulo.

## I.B.1. Antecedentes.

La estructura del DOVPR ha sido estudiada por diversos investigadores que han trabajado en este dominio que, en su mayoría, señalan la relación entre las estructuras presentes en el DOVPR y el CBBC. Apalategui y Pérez-Lorente (1983), en el sector de El Escribano describen un cabalgamiento subhorizontal replegado con posterioridad que pone en contacto rocas ígneas y metamórficas asociadas (Fm. de la Albariza, Fm. Malcocinado y Fm. Torreárboles) con los materiales devónicos y carboníferos situados más al norte. Para Apalategui et al., (1990) el DOVPR está estructurado en una serie de cabalgamientos vergentes hacia el NE, cortados por rocas ígneas tardihercínicas de Pedroches. Ábalos (1990) y Ábalos y Eguíluz (1991) describen el DOVPR como un dominio caracterizado por presentar pliegues vergentes al NE con una esquistosidad de tipo slaty cleavage en las rocas pelíticas y definen la estructura de la Sierra de Hornachos como un sinforme de geometría sigmoidal limitado por importantes fallas, de carácter lineal y dirección NW-SE. Gonzalo (1987), en el sector de Mérida, diferencia un sector norte con materiales del CXG, con pliegues de interferencia de tipo 2 de Ramsay (1967) dirección NE-SW y otro sur, ocupado por rocas ígneas cadomienses y su encajante metamórfico, con directrices estructurales de dirección NW-SE y tres fases principales de deformación que producen grandes pliegues subverticales a ligeramente vergentes al NE y cabalgamientos hacia el NE. La segunda y tercera fases producen un apretamiento de las estructuras previas y llevan asociada una cinemática de cizalla izquierda con una importante deformación de tipo milonítico.

Investigadores de la Universidad de Granada (Azor et al., 1992; Azor et al., 1993; Azor, 1994; Azor et al., 1994; Azor et al., 1995; Martínez-Poyatos et al., 1995; Martínez-Poyatos, 1997; Martínez-Poyatos et al., 1998a; Martínez-Poyatos et al., 1998b; Expósito et al., 1999; Martínez-Poyatos et al., 2000) postulan una evolución principalmente hercínica y diferencian una unidad autóctona y otra alóctona. La primera se enraiza en la Unidad Central (láminas blastomiloníticas de Ábalos, 1990), mientras que la segunda estaría constituida por cliques de rocas precámbricas y por las paleozoicas discordantes sobre ellas, al norte de la Falla del Machel (Azor, 1994), emplazados por pliegues tumbados vergentes hacia el NE. Según esta interpretación la ZCI cabalga sobre la ZOM, aflorando en la Unidad Central las rocas producto de la subducción acaecida entre ambas zonas, exhumadas debido al cizallamiento con componente extensional que terminó con la formación de la falla del Machel.



## I.C. FASES DE DEFORMACIÓN.

### I.C.1. Consideraciones previas.

En los apartados anteriores se ha descrito de forma sucinta las principales fases de deformación reconocidas. A continuación se definen las fases de deformación cadomienses y variscas y las estructuras a ellas asociadas. Las estructuras pre-variscas existentes en el DOVPR han sido reorientadas y reactivadas durante la orogenia hercínica, en este trabajo las estructuras previas al depósito de los materiales de edad Cámbrica se han considerado producidas durante la orogenia Cadomiense.

Dentro de la ZOM el orógeno Cadomiense habitualmente se acota entre 620 M.a. y 480 M.a. y corresponde con un orógeno con una evolución tectónica, magmática y metamórfica más o menos continua en el tiempo y asociada a un proceso de subducción de arco volcánico que concluye en un margen continental activo de tipo andino (Gonçalves, 1971; Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983; Eguíluz, 1988; Ábalos, 1990; Quesada, 1990; Schäfer, 1990; Ábalos, 1992; Pereira, 1995; Eguíluz et al., 1995; Pereira y Silva, 1996; Quesada, 1997; Eguíluz et al., 1997; Bandrés et al., 1999a; Bandrés et al., 1999b; Eguíluz et al., 2000a).

### I.C.2. FASES DE DEFORMACIÓN CADOMIENSES.

Dentro del DOVPR se ha aceptado tradicionalmente la presencia de un zócalo preordovícico con, al menos, una fase de deformación más que las rocas paleozoicas que las recubren en discordancia (Llopis et al., 1970; Capdevila et al., 1971; Blatrix y Burg, 1981; Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997), pero en este trabajo se han podido diferenciar dos fases principales una compresiva y otra extensional (Tabla V.1.).

#### I.C.2.a. Primera fase de deformación Cadomiense.

La primera fase está representada por una foliación desarrollada en condiciones metamórficas de grado bajo a medio (granate-estaurólita) en un régimen compresivo, de deformación no coaxial con una cinemática izquierda, vergente al NE, sólo se desarrolla en los materiales de las series volcánicas y pelíticas pre-Malcocinado y está cortada por los dioritoides cadomienses.

Se reconoce con claridad en los sectores más meridionales del macizo de Mérida y zonas circundantes (área de Alange), donde se encuentran evidencias claras sobre su existencia. En la Venta del Cuerno, en la carretera de la Presa de Alange a Mérida, esta foliación aparece sellada

por las rocas cámbricas de la Fm. Torreárboles. En efecto, estas rocas, sin esquistosidad ni metamorfismo de ningún tipo, con una S0 a 110°N/65°SW se disponen en discordancia angular sobre las Vulcanitas de Oliva de Mérida, que presentan una estructura gneílica y esquistosa con direcciones de 150°N/80W a 160°N/vertical y lineaciones de estiramiento mineral, poco desarrolladas, a 140°N/70°SE. Esta discordancia es asimismo patente al microscopio, dado que estas rocas aparecen fuertemente tectonizadas, con charnelas de micropliegues desenraizadas y afectadas por una intensa crenulación y una esquistosidad milonítica, mientras que las rocas paleozoicas no presentan evidencias de deformación. Otra prueba que avala la edad precámbrica de esta deformación puede observarse en la carretera de Palomas a Villafranca de los Barros, y en la carretera de Palomas a Alange, donde la serie pelítica del embalse de Alange presenta pliegues, de escala métrica a decamétrica, vergentes hacia el NE, con una esquistosidad de plano axial en los niveles más pelíticos, que aparecen cortados por los cuerpos dioríticos (fotografía V.1). Del mismo modo, en el área de Valsequillo, estos materiales están cortados por los granitos y dioritas, y en el Cortijo de los Estados Unidos se observa un pliegue anticlinal vergente hacia el NE, cortado y metamorfozado por el granito y recubierto en discordancia por arcosas de edad Tremadoc.

Otra evidencia se encuentra dentro de los ortogneises de Valle de la Serena. Estas rocas aparecen siempre gneisificadas y no se han reconocido facies indeformadas. El hecho de que se reconozcan dioritoides cadomienses intrusivos en estas rocas e indeformados (Los Quintos del Guadalmez) lo están dentro de estos ortogneises de forma que la gneisificación, desarrollada en facies de esquistos verdes, es previa a la intrusión. La edad de cristalización de este cuerpo es de 573±13 M.a. (Ordóñez-Casado, 1998), por lo que la deformación es posterior.

Una última evidencia, indirecta, de la existencia de una fase tectónica previa a la intrusión de los dioritoides se encuentra dentro de éstos, en las facies acumulativas de Mérida. Tal y como se puso de manifiesto en el capítulo de petrología estas litologías desarrollan bandas de cizalla de carácter izquierdo en estado semisólido y asociadas al proceso acumulativo. Estas estructuras ponen de manifiesto un régimen de movimiento lateral izquierdo asociado a la intrusión de estas rocas.

La edad de esta fase no está suficientemente acotada, pero dado que el metamorfismo asociado se ha datado en ca. 560-550 M.a. (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992) y que dentro de este trabajo se ha datado el macizo de Mérida en 554.7±3.4 M.a. (Bandrés et al., 2000b; Bandrés et al., 2000c), que postdata las estructuras, la edad más probable es para su desarrollo estaría entre 550 y 560 ma..

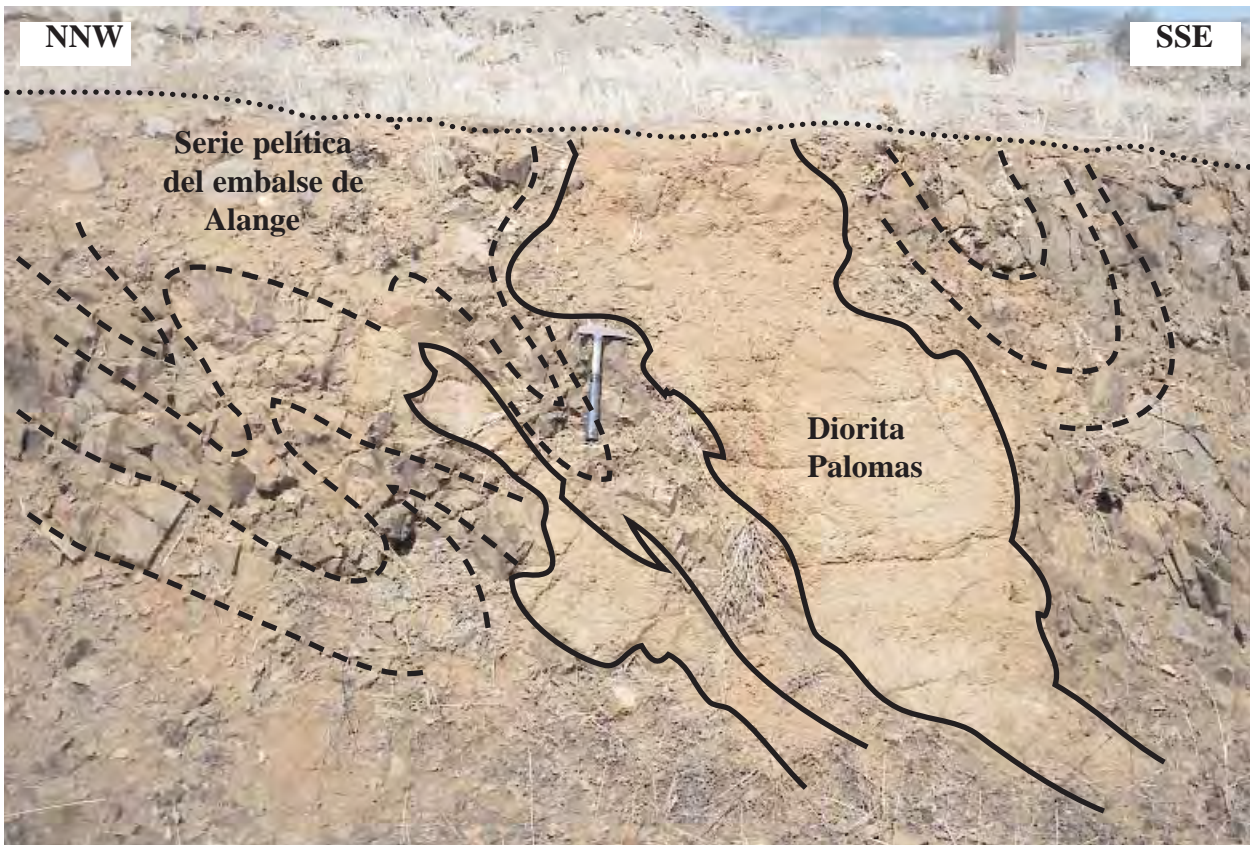
Esta primera fase de deformación cadomiense ha sido reconocida en otros puntos de la ZOM (Eguíluz y Ramón-LLuch, 1983; Eguíluz, 1988; Eguíluz et al., 1993) si bien está completamente traspuesta por la



*Tabla.V.1. Tabla resumen con las fases de deformación reconocidas en el DOVPR y CBBC con sus principales características. Explicación en el texto.*

<b>FASES DE DEFORMACIÓN</b>	<b>EDAD (M.a.)</b>	<b>METAMORFISMO</b>	<b>MICROESTRUCTURAS</b>
D1 Cadomiense	575-550	grado medio-bajo	Fl milonítica y gneílica: S1 relicta
<b>PLUTONISMO CALCOALCALINO DE ARCO VOLCÁNICO</b>			
D2 cadomiense	525	grado bajo-grado alto (IP-HT)	Fl milonítica
Discordancia tardicadomiense	510	nulo	XXX
<b>VOLCANISMO CALCOALCALINO ANDINO</b>			
Fases sárdicas	490-470	nulo	XXX
D1 varisca	Famentense	ZÓCALO: grado bajo	Fl milonítica S1 vergente; S2
Fase extensional carbonífera	Tourn-Westf	COBERTERA: grado bajo-anquizona	S1 incipiente y local
D2 varisca	Westfaliense: 300	nulo	XXX
		diagénesis-epizona	S de crenulación
<b>DIQUES RIOLÍTICOS PRECOCES</b>			
<b>PLUTONISMO TARDIHERCÍNICO</b>			
Fracturación tardihercínica	>300-290	nulo	XXX

<b>FASES DE DEFORMACIÓN</b>	<b>ESTRUCTURAS CARTOGRÁFICAS</b>	<b>ESTRUCTURAS MAYORES</b>
D1 Cadomiense	XXX	pliegues cilíndricos
<b>PLUTONISMO CALCOALCALINO DE ARCO VOLCÁNICO</b>		
D2 cadomiense	Domos de Fuenteobejuna y Mina Afortunada	detachment Fuenteobejuna
Discordancia tardicadomiense	XXX	discordancia Fm. Malcoocinado
<b>VOLCANISMO CALCOALCALINO A VOLCANISMO CALCOALCALINO ANDINO</b>		
Fases sárdicas	XXX	discordancias
D1 varisca	Pliegues de Peraleda; San Serván, Oliva Duplex de El Hoyo; Valle Serena, Mérida	Pliegues vergentes y cabalgamientos
Fase extensional carbonífera	Cuencas carboníferas en relevo	fallas normales extensionales
D2 varisca	Sierras de Oliva	reapretamiento pliegues, fallas inversas
<b>DIQUES RIOLÍTICOS PRECOCES</b>		
<b>PLUTONISMO TARDIHERCÍNICO</b>		
Fracturación tardihercínica	Cuencas estefanienses y terciarias	fallas en dirección



*Fotografía V.1.- Fotografía de campo (carretera de Palomas a Villafranca de los Barros) de diques dioríticos cortando pliegues vergentes de primera fase cadomiense desarrollados sobre materiales de la serie pelítica del embalse de Alange.*

segunda fase que es la más patente sobre el terreno. La escasez y poca fiabilidad de los datos geocronológicos no ha permitido establecer una comparación detallada, pero criterios litoestratigráficos de los sectores meridionales de la ZOM (Antiforma de Olivenza-Monesterio, Eguíluz, 1988) permiten asumir que la D1 cadomiense es de edad pre-Fm. Malcocinado, al igual que en el DOVPR, sin más precisiones, aunque no puede descartarse que sea correlacionable con la D2 del sector central de la ZOM (Antiforma de Olivenza-Monesterio). En este sector, sin embargo, las vergencias son hacia el sur.

### **I.C.2.b. Fase extensional Cadomiense.**

Esta fase de extensión es la responsable de la generación de domos anatécicos desarrollados sobre Serie Negra en el CBBC (Fuente Obejuna y Mina Afortunada: Ábalos, 1990; Eguíluz y Ábalos, 1992; Eguíluz et al., 2000c) y en la Antiforma de Olivenza-Monesterio (granodiorita anatéctica de Monesterio y del Garrotal: Arriola et al., 1984; Eguíluz, 1988; Eguíluz y Ábalos, 1992; Oschner et al., 1992; Dallmeyer y Quesada, 1993, Oschner, 1993; Ordóñez-Casado et al., 1997; Ordóñez-Casado, 1998; Apraiz, 1998; Eguíluz et al., 1999c; Apraiz et al., 1999).

En el sector de Fuente Obejuna la cartografía ha pues-

to de relieve la existencia de un accidente jalonado por milonitas con una fábrica de tipo L. Este accidente se desarrolla sobre rocas de naturaleza migmatítica, con paragénesis de grado medio y alto, y separa rocas de alto grado de rocas de bajo grado, todas ellas pertenecientes a la Serie Negra. Los datos de campo muestran que este contacto se sitúa bajo las rocas de la Fm. El Hoyo, lo que permiten datar este accidente como precámbrico (cadomiense). La deformación varisca que afecta a todo este conjunto ha obliterado muchas estructuras, aunque se han reconocido algunas asociadas a la etapa extensional. El estudio de las lineaciones de estiramiento mineral asociadas a este accidente permiten deducir un movimiento de falla normal con desplazamiento del bloque de techo hacia el sur. Dentro del DOVPR no se han reconocido estructuras correlacionables con esta fase.

### **I.C.2.c. Discordancia tardicadomiense.**

La Fm. Malcocinado se dispone en discordancia angular y erosiva, marcada por la presencia de importantes paquetes de conglomerados poligénicos (miembro Sotillo, Delgado-Quesada, 1971) de potencia hectométrica en el sector de Valsequillo y por pasadas conglomeráticas en Palomas. Pueden aparecer sobre los dioritoides y sobre las series encajantes y muestran cantos de todas las

litologías previas. Este hecho implica la existencia de, al menos, una importante etapa de arrasamiento posterior a la primera fase de deformación cadomiense y la subsecuente intrusión de los cuerpos dioríticos tipo Mérida. En los cantos de conglomerados se han reconocido texturas deformacionales de tipo protomilonítico con una esquistosidad de grado bajo asociada, confirmando la existencia de una fase de deformación previa al depósito de esta unidad.

#### **I.C.2.d. La fase sárdica.**

En la literatura se ha postulado una fase de deformación Sárdica para explicar la discordancia que aparece en la base del Ordovícico (Arenig), si bien existen numerosas discordancias intraformacionales en los materiales de edad Paleozoico Medio-Superior (Herranz, 1985; Pardo Alonso y García Alcalde, 1996). No obstante algunos autores la han considerado como una fase tectónica del Ordovícico Medio (Pieren, 1999). Sin embargo no se han descrito estructuras asociadas y solo se expresan a como de discordancias angulares, erosivas y cartográficas, de las que no se conoce su significado.

Las rocas clásticas del Tremadoc representan un importante episodio de arrasamiento dentro del DOVPR sin equivalencia clara en los dominios más meridionales de la ZOM, si bien existe una discordancia que separa los materiales de edad Arenig del sustrato cámbrico (Robardet y Gutiérrez-Marco, 1990).

Estas rocas descansan sobre las unidades infrayacentes según una discordancia cartográfica (al este de Puebla de la Reina) angular con salto metamórfico (Serie Negra del Zújar, Vulcanitas de Oliva de Mérida) o angular y erosiva, siendo esta última la más generalizada. Estas rocas de edad Tremadoc presentan en los diferentes afloramientos cantos de las litologías infrayacentes de cada sector y se han interpretado como una etapa de emersión y arrasamiento generalizado del zócalo preordovícico del DOVPR. El ejemplo más gráfico lo constituyen los materiales arcóscicos y conglomeráticos de edad Tremadoc que aparecen dentro del macizo de Valle de la Serena y áreas adyacentes, en donde estas rocas están constituidas con cantos monominerálicos de feldespato potásico, que han sido interpretados como el resultado de la erosión, sin apenas transporte, de los ortogneises porfídicos de Valle de la Serena.

Las rocas de edad Arenig (Cuarcita Armoricana) descansan sobre las rocas de edad Tremadoc a través de una discordancia cartográfica. Esta discordancia ha sido citada en la zona de Albuquerque (Pereira, 1999) y dentro del DOVPR se ha observado con claridad en Valle de la Serena (Sierra de la Dehesa, a 2 Km al NW de esta localidad), en el núcleo de un anticlinal de Cuarcita Armoricana. La base del Arenig en este contacto está constituida por un tramo de potencia métrica de microconglomerados que se sitúan en discordancia angular de

bajo ángulo (20°) sobre pizarras volcanoclásticas situadas a techo de las arcosas de edad Tremadoc.

El conjunto de discordancias que aparecen entre los materiales precámbricos y las rocas de edad Arenig se han interpretado como una serie de movimientos anorogénicos del DOVPR asociados, probablemente, a la formación de las cuencas sedimentarias paleozoicas con zonas de umbral y zonas hundidas con erosión y sedimentación respectivamente (Herranz, 1985).

### **I.C.3. FASES DE DEFORMACIÓN VARISCAS.**

La orogenia Varisca es la responsable de los rasgos cartográficos mayores del DOVPR. Se ha reconocido una primera etapa de deformación mayor, tras la cual tiene lugar un episodio de distensión, responsable de la formación de las cuencas carboníferas de la región. Tras el depósito de los materiales sedimentarios carboníferos tiene lugar un episodio tardío, que verticaliza los materiales pre-carboníferos y pliega las rocas carboníferas. Los últimos estadios de fracturación tardivarisca son poco importantes, pero trastocan los contactos y estructuras previas.

#### **I.C.3.a. Primera fase de deformación Varisca.**

La primera fase de deformación varisca se expresa de modo diferente en las rocas cadomienses y en las rocas paleozoicas. La cobertera paleozoica muestra un estilo de deformación definido por pliegues de gran longitud de onda, verticales o vergentes hacia el NE. El zócalo del DOVPR está afectado por una importante tectónica de cizalla transcurrente con una componente de cabalgamiento generalizada hacia el NE.

Esta deformación se desarrolla en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo en los materiales de la cobertera (Martínez-Poyatos, 1997; Martínez-Poyatos et al., 2000), y en condiciones de grado bajo-medio (esquistos verdes) en los materiales del zócalo (Gonzalo, 1985, 1987, 1988, 1989; Castro, 1988; Bandrés et al., 1999a; Bandrés et al., 1999b).

Los materiales carboníferos de edad Tournaisiense aparecen ampliamente representados en la Cuenca del Guadiato (Gabaldón et al., 1983; Apalategui et al., 1985), recubren en discordancia los materiales previos y sólo presentan un suave plegamiento de plano axial subvertical o suavemente vergente hacia el NE en los bordes de la cuenca. A partir de estos datos se puede concluir que la primera fase de deformación varisca es de edad Devónico Superior, probablemente Fameniense, dado que existe registro estratigráfico continuo del Frasnense



## C.V.- Fases de deformación.

(Pardo-Alonso y García-Alcalde, 1996) y este último piso está ausente.

A continuación se describen las estructuras, cinemática y geometría de la primera fase de deformación en las rocas que constituyen el zócalo precámbrico del DOVPR y su cobertera paleozoica:

### ***La primera fase de deformación varisca en las rocas del zócalo preordovícico:***

La primera fase de deformación varisca, en las rocas preordovícicas, se caracteriza por una importante tectónica transcurrente izquierda coetánea con el plegamiento de la cobertera paleozoica y se desarrolla en condiciones de metamórficas de grado bajo (esquistos verdes). Esta fase de deformación transcurrente es dilatada en el tiempo, y puede haber controlado la evolución de las cuencas paleozoicas dentro del DOVPR (Herranz, 1985), condicionando de forma muy clara el depósito de los materiales de edad Tremadoc y Arenig y, en menor medida, el de los materiales de paleozoico medio. Esta tectónica transcurrente de las rocas del zócalo se mantiene en el tiempo a la vez que se hace progresivamente más frágil y migra en la sucesión litoestratigráfica hasta afectar a la cobertera.

Esta deformación ha sido relativamente bien caracterizada en las rocas ígneas del macizo de Mérida y de Valle de la Serena. Estos procesos son los responsables de la gneisificación y milonitización de las rocas ígneas precámbricas y de la formación de bandas de cizalla miloníticas. Durante los procesos de cizallamiento y cabalgamiento transcurrente se forma el accidente de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro, que es la zona de mayor deformación que afecta a las rocas del zócalo durante la primera fase de deformación varisca.

### ***La primera fase de deformación varisca en las rocas de la cobertera paleozoica:***

La primera fase de deformación, en las rocas paleozoicas, da lugar a la formación de los grandes anticlinales y sinclinales que estructuran el DOVPR. Estas estructuras están definidas principalmente por la Cuarcita Armoricana. Las estructuras mayores reconocidas son la Antiforma de la Sierra de San Serván (Gonzalo, 1987), al sur del macizo de Mérida, cuyos flancos continúan hasta Oliva de Mérida (Sierra de Peñas Blancas y sierra de Oliva de Mérida), la antiforma de Peraleda del Zaucejo, el sinclinal de la Sierra de Hornachos y la estructural antiformal de El Hoyo.

Geoméricamente son estructuras bien definidas, sin esquistosidad asociada, si bien se desarrolla una S1 a nivel local, en los niveles más pelíticos. Estos pliegues son de escala decakilométrica (30-60 Km) con direcciones de N110-130°E. En los núcleos de estas antiformas aparecen rocas ígneas y metamórficas precámbricas. Los grandes pliegues de primera fase son pliegues cilíndricos, de plano axial subvertical o vergente hacia el NE. El eje de estos pliegues es subhorizontal con inmersiones de

30-45° en las zonas de cierre.

La formación de estos pliegues está controlada por la existencia de cizallas con geometría sigmoidal en el zócalo, lo que origina, en partes altas de la serie, en especial en los devónicos, la existencia de pliegues con geometrías en relevo. Al progresar la deformación, las cizallas ascienden hacia la superficie dando lugar a fracturas frágiles que terminan por cortar los pliegues. Así, en las bandas de cizalla mayores, que muestran una componente cabalgante con movimiento del bloque de techo hacia el NE, pueden quedar incluidos materiales de la cobertera junto con rocas del zócalo.

El anticlinal de San Serván muestra un eje de pliegue con una importante inmersión hacia el NW. Dentro de esta última estructura el flanco norte aparece ligeramente invertido (corte de la carretera de Alange a Zarza de Alange, en ésta última localidad).

En el sector de Puebla de la Reina-Dehesa del Cahozo los materiales devónicos aparecen plegados, con pliegues abiertos, subverticales, en relevo, dentro de un sigmoides menor de la estructura de Palomas.

Las rocas de la Fm. El Hoyo muestran una geometría de pliegue tumbado vergente hacia el NE, afectada por una tectónica transcurrente responsable de la disposición ahusada que muestran estas rocas en cartografía. Presentan una esquistosidad de plano axial, asociada a un metamorfismo de grado bajo que llega hasta el grado medio (granate-estauroilita-biotita) en el sector de El Entredicho, sobre la que se desarrolla una lineación de estiramiento mineral, muy acusada en el flanco normal, y numerosas estructuras que indican un proceso de cizallamiento izquierdo con una componente cabalgante asociada.

## **I.C.3.b. Fase extensional carbonífera.**

Entre la primera fase de deformación varisca y la segunda se han reconocido una serie de falla normales indicativas de un proceso extensional que conduce a la formación de cuencas carboníferas de dirección N110-120°E, subparalelas a las estructuras de la primera fase, pero oblicuas, a escala cartográfica (Cuenca del Guadiato). Estas estructuras aparecen con claridad en el sector de El Hoyo y en el contacto entre el flanco SW de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo y la cuenca carbonífera de La Granjuela.

En el primero, entre la Sierra de las Cabras y El Entredicho, las rocas de edad Tournaisiense (conglomerados poligénicos) discordantes sobre el sustrato están limitadas por una falla normal con hundimiento hacia el NE, ocasionalmente con estrías asociadas (035°N/65-80°NE), que constituye el borde de una cuenca con geometrías de graben o semi-graben. En el sector de La Granjuela se han reconocido estructuras análogas a las descritas a escala de afloramiento, aunque muchas de estas fallas aparecen rejugadas como fallas inversas.



Cronológicamente el inicio de este episodio extensional se sitúa entre el Famenienense (Devónico Superior) y el Tournaisiense (Carbonífero Inferior) y, por lo tanto, es ligeramente posterior a la primera fase de deformación varisca del DOVPR.

### **I.C.3.c. Segunda fase de deformación Varisca.**

Es la responsable del plegamiento de las rocas carboníferas y de la verticalización y crenulación de las estructuras de la primera fase hercínica y de las estructuras cadomienses (fase de crenulación de Martínez-Poyatos, 1997) y se produce en condiciones de grado metamórfico muy bajo o nulo. Asociada a esta fase no se ha observado ni esquistosidad ni lineaciones. Puesto que las rocas estefanienses están indeformadas y las rocas westfalienses aparecen plegadas por esta fase, la edad de la deformación se considera post-Westfaliense C (Martínez-Poyatos, 1997; Wagner, 1999).

La fase de crenulación tiene una amplia expresión en el flanco NE de la antiformal de El Hoyo, en donde se desarrollan pliegues cilíndricos de 0.5-5 metros de longitud de onda, con direcciones de los ejes a N125-145°E, inmersiones de 40°SE y planos axiales verticales. La direcciones de los pliegues de crenulación son coincidentes con los pliegues que se desarrollan en los materiales carboníferos situados al NE (cuenca del Guadiato). En los niveles más finos de la Fm. El Hoyo se genera una Sc con dirección N120°E y buzamiento subvertical.

En los materiales precámbricos del DOVPR se reconocen de igual modo crenulaciones y pliegues kink a escala centimétrica milimétrica, con una Sc que localmente llega a ser penetrativa, y que presenta direcciones NW-SE típicamente hercínicas y subparalelas a las principales estructuras hercínicas.

Los materiales carboníferos están afectados únicamente por la segunda fase, que produce pliegues abiertos, subverticales, de dirección N110-120°E si bien son ligeramente más norteadas en los límites de las cuencas, donde las rocas pre-carboníferas se disponen habitualmente sobre las carboníferas a través de fallas inversas. Estos materiales muestran pliegues abiertos, subverticales, sin esquistosidad asociada o con una esquistosidad grosera (rouge cleavage) que se desarrolla en los niveles más finos y tienen las mismas direcciones que los pliegues de crenulación desarrollados en las rocas pre-carboníferas (N110°E).

Ábalos (1990) en la cuenca de Berlanga (situada entre las fallas de Malcocinado y de Azuaga), Roldán (1993) y Roldán-García y Rodríguez (1987) en la cuenca de Valdeinfierno y Wagner (1999) en la cuenca del Guadiato, describen geometrías de strike-slip para estas cuencas carboníferas, con grandes accidentes longitudinales que controlarían la formación y el relleno de las mismas. Wagner (1999) para la cuenca del Guadiato,

dentro de un marco de strike-slip izquierdo, considera que los depocentros westfalienses migrarían hacia el SE y reconoce cabalgamientos subverticales, vergentes hacia el NE, asociados a fracturas del zócalo.

### **I.C.3.d. Etapa de fracturación tardivarisca.**

Con posterioridad al relleno y plegamiento de las rocas carboníferas que aparecen en las cuencas carboníferas del DOVPR y el CBBC tiene lugar un proceso de fracturación tardivarisca. Es de carácter frágil y tiene una amplia expresión en toda la ZOM, siendo muy acusado en las zonas de mayor deformación (sutura de Beja-Acebuches y CBBC). Dentro del área que nos ocupa se reconocen dos sistemas de fracturación claramente diferenciados. En primer lugar se desarrolla un sistema de fracturas frágiles con salto lateral izquierdo de orden decamétrico a hectométrico. Estas fracturas se orientan de forma preferente en la dirección N010-060°E con fuertes buzamientos (70-90°). Asociadas a estas fracturas se han reconocido importantes mineralizaciones de sulfuros de plomo con fluorita asociada (Mina Rosalía, en la terminación NW del sigmoides de El Hoyo-El Entredicho). En la zona de Mérida este sistema de fracturación lleva asociada una esquistosidad de fractura se oblitera las estructuras previas en las proximidades de estos accidentes.

El segundo sistema de fracturación tardivarisca está mucho menos desarrollado. Es un sistema de movimiento lateral derecho, que corta al primer sistema. Son fracturas localmente muy desarrolladas, de dirección N020-090°E y N140-180°E y subverticales. Este sistema de fracturas no lleva ningún tipo de esquistosidad asociada y corresponde con el último estadio de deformación varisca reconocido.

## II. EL MACIZO DE MÉRIDA.

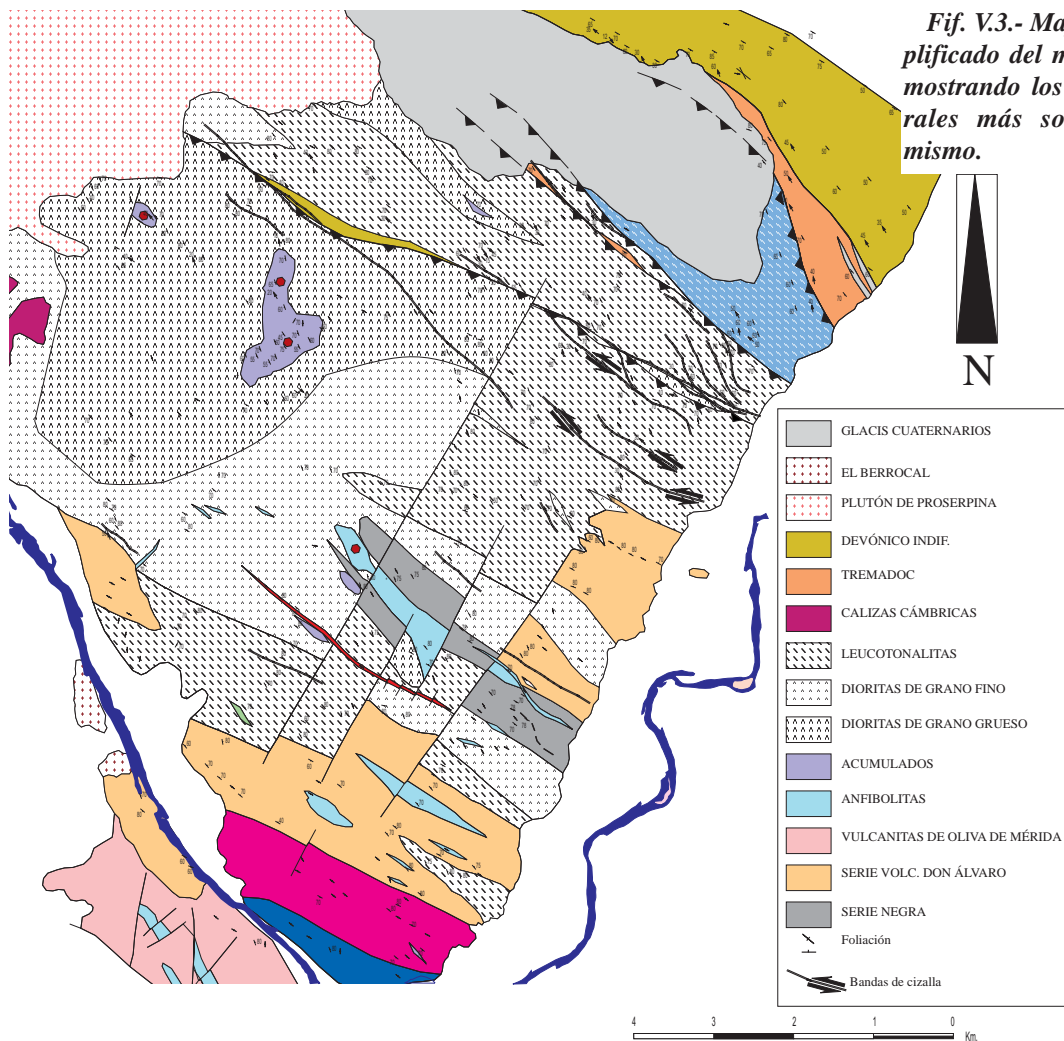
### II.A. Situación geográfica.

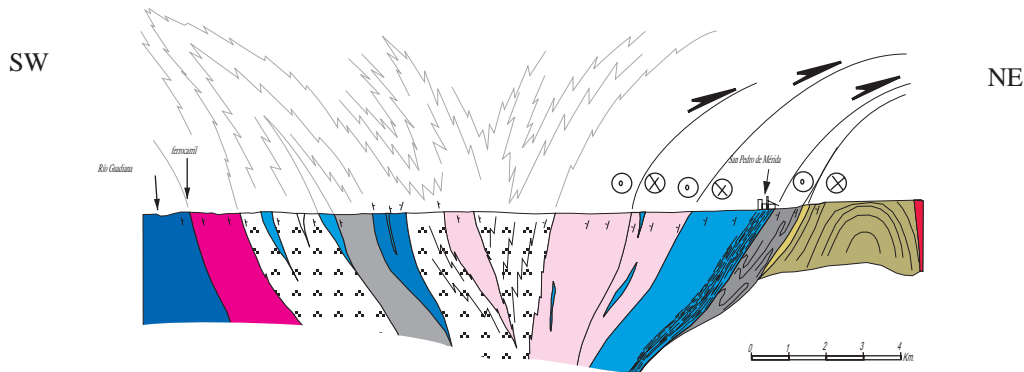
El macizo de Mérida es un cuerpo tectónico que, en sentido estricto, se extiende desde Aljucén, a 6 Km al oeste de Mirandilla, hasta las Vulcanitas de Oliva de Mérida (al este) y la falla de Hornachos (al sur). El contacto del macizo con los materiales situados al norte (rocas paleozoicas y granitoides tardihercínicos) es el Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro (Eguíluz et al., 1999b), cuya sección más característica se localiza en San Pedro de Mérida. Por el este, un accidente frágil NNE-SSW, limitado por la cuenca neógena del río Guadiana, que lo separa de las Vulcanitas de Oliva de Mérida situadas al este (Fig. V.3). El macizo de Mérida se continua hacia el sur por los gabros de Don Álvaro y Alange hasta la falla de Hornachos, en el sector del río Matachel.

### II.B. Esquema macroscópico.

La característica más reseñable a nivel cartográfico es la dirección N110-140°E de las principales estructuras. Por el norte y oeste, el macizo está cortado por el plutón de Proserpina y por el sur aparece recubierto por los depósitos del río Guadiana, aunque se puede continuar hasta la banda de cizalla de Hornachos, a través de las estructuras de Palomas-Puebla de la Reina y de Oliva de Mérida.

La disposición general del macizo es la de una flor asimétrica vergente hacia el NE, generada por un proceso de cizallamiento izquierdo del zócalo. La progresión de este proceso de cizalla conduce a la incorporación de los materiales de la cobertera en láminas junto a rocas plutónicas (Fig. V.6). La segunda fase varisca verticaliza variablemente estas estructuras y da lugar a la formación de bandas de cizalla frágiles (cataclasitas) de potencia centimétrica, y una crenulación variablemente desarrollada en los materiales metapelíticos (Serie Negra y Serie Volcanoclástica de Don Álvaro). Las fases de fracturación tardihercínicas trastocan los contactos y dan lugar a importantes desplazamientos, de carácter derecho en su





**Fig. V.4.-** Corte esquemático del macizo de Mérida. Se han acentuado las estructuras de los materiales metaesquistosos de la Serie Negra y de la serie volcanoclástica de Don Álvaro.

mayoría.

Las rocas plutónicas cadomienses aparecen en los sectores septentrionales y occidentales del macizo y en el sector más meridional, mientras que el encajante precámbrico ocupa las posiciones centrales, con una disposición antiformal muy verticalizada.

La deformación varisca es especialmente intensa en el tercio septentrional el macizo, donde se desarrollan bandas de cizalla y láminas milonitizadas que engloban diferentes litologías (paleozoicas y cadomienses). Las vergencias son hacia el NE, evolucionando hacia estructuras verticalizadas en el sector central, donde el encajante precámbrico presenta un plegamiento simétrico que, en los sectores más meridionales, da paso a una cizalla izquierda poco importante, con vergencias hacia el SW (Fig. V.4).

## II.C. Estructura del macizo de Mérida.

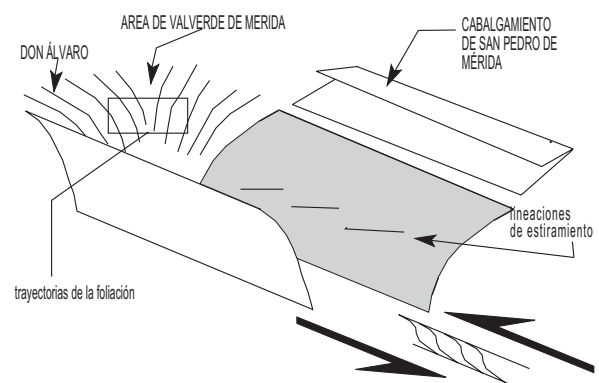
Esta macizo se ha subdividido en tres sectores que presentan grados y estilos de deformación sensiblemente diferentes. El sector más septentrional está ocupado por rocas plutónicas cadomienses con una milonitización generalizada. En el sector central afloran rocas de la Serie Negra y de la Serie volcanoclástica de Don Álvaro junto a rocas plutónicas cadomienses, ácidas y básicas. En el sector meridional, aparecen rocas plutónicas cadomienses muy poco deformadas, en transición con las rocas del sector de Oliva de Mérida-Alange.

La foliación en los ortogneises, tanto dioríticos como leucotonalíticos, está definida por la orientación de los clastos de plagioclasa y anfíbol y por las bandas de escala milimétrica a submilimétrica que los envuelven y que constituyen la matriz milonítica a protomilonítica de estas rocas. Estas bandas están constituidas principalmente por cuarzo recristalizado en cintas, cristales prismáticos de anfíboles secundarios y clorita, junto a fragmentos angulosos de cuarzo, anfíbol, plagioclasa y cristales de epidota±clinozoisita±esfena±cuarzo que crecen en la matriz de forma sincinemática y que definen el metamorfismo asociado a esta deformación como de grado bajo. Las lineaciones, L1, son de estiramiento

mineral, y están definidas principalmente por la orientación de cintas de cuarzo, agregados de anfíbol primario (hornblenda) y secundario y clorita de la matriz.

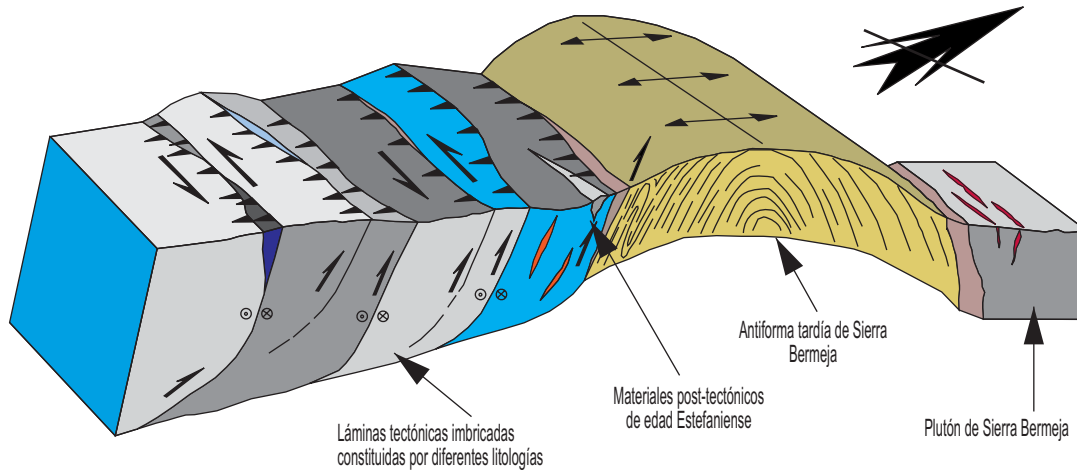
En el sector septentrional las rocas ígneas muestran una foliación milonítica generalizada sobre la que se reconoce una lineación de estiramiento mineral y numerosas estructuras indicativas de movimiento lateral izquierdo con componente cabalgante hacia el NE (Fig. V.5). Corresponde con una banda de varios kilómetros que se extiende desde el norte de Valverde de Mérida hasta Trujillanos y Aljucén, ya fuera del área de estudio. Esta deformación tiene lugar bajo un régimen de deformación en la transición entre el dominio frágil y dúctil y origina el cabalgamiento de las rocas plutónicas cadomienses sobre los materiales paleozoicos de Sierra Bermeja que dibujan una antiforma tardía. En algunas de las cizallas mayores aparecen pellizcadas arcosas del Tremadoc y materiales devónicos que pueden seguirse por distancias kilométricas.

Al norte de San Pedro de Mérida las dioritas cabalgan sobre arcosas de edad Tremadoc y se observa que la milonitización se intensifica hacia el NE, con desarrollo



**Fig. V.5.-** Esquema idealizado de las relaciones geométricas entre la lineación de estiramiento mineral, las trayectorias de la foliación y el cabalgamiento de San Pedro de Mérida.





**Fig. V.6.-** *Bloque diagrama mostrando las relaciones geométricas de las diferentes unidades involucradas en el cabalgamiento de San Pedro de Mérida. Con posterioridad al cabalgamiento, generado en la primera fase varisca, se produce una verticalización de las estructuras (Sierra Bermeja).*

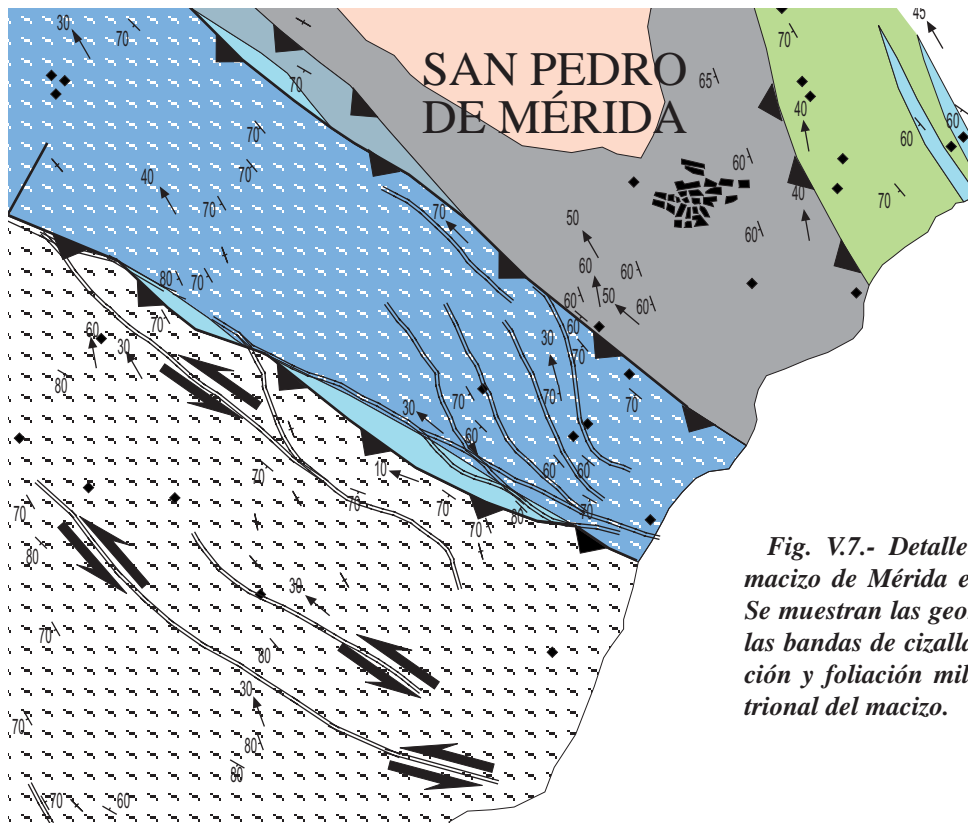
de tectonitas S-L, en las que los criterios cinemáticos indican cabalgamiento hacia el NE (relaciones geométricas entre planos S y C, porfiroclastos, diques rotados, geometría de los paquetes de milonitas,...). En el contacto, las rocas básicas muestran una importante reducción del tamaño de grano, con lineaciones de estiramiento mineral bien desarrolladas orientadas a N140-170°E/40-60°NW (Fig. V.6). La foliación dominante presenta directrices muy norteadas (N150-170°E) y fuertes buzamientos hacia el SE (60-75°).

Estas dioritas milonitizadas se estructuran en una serie de bandas de potencias hectométricas a kilométricas, principalmente constituidas por gneises dioríticos y gneises leucotonalíticos que, en cartografía, muestran geometrías suavemente alabeadas e imbricadas. En el interior de estas bandas la deformación se incrementa siempre hacia el NE, así como la presencia de paquetes miloníticos métricos. La banda más deformada corresponde con las dioritas milonitizadas de San Pedro. Los diques ácidos pertenecientes al complejo filoniano cadomiense, que se disponen subparalelos con la traza de la foliación, aparecen totalmente milonitizados, dibujando geometrías alabeada en sección ZX, con una componente cabalgante hacia el NE. El sistema de diques ortogonal a la traza de la foliación aparece desmenbrado, con una disposición arrosariada y fuertemente traspuestos por la deformación milonítica. En general todos los paquetes de milonitas intercalados entre las dioritas corresponden con el primer sistema de diques.

Las dioritas milonitizadas del área de San Pedro se disponen cabalgando sobre materiales paleozoicos de la sierra Bermeja. Las arcosas del Tremadoc constituyen una banda de 50 metros, en la que están intensamente milonitizadas y transformadas en paragneises miloníticos en los que aparecen cantos conglomeráticos (5-20 cm) dispersos, poco deformados y orientados según la dirección

de estiramiento mineral. La deformación disminuye hacia el NE, en donde las arcosas cabalgan sobre las pizarras y cuarcitas devónicas. Las rocas devónicas dibujan una antiforma vergente hacia el NE verticalizada y desarrollan una lineación de estiramiento subparalela a la del resto de litologías descritas, pero con inclinaciones menos acusadas. En las proximidades del embalse romano de Cornalvo, en las cuarcitas devónicas, se reconocen numerosas estructuras de movimiento lateral izquierdo (cuñas tectónicas, dúplex laterales, falsas estructuras S-C), (Fig. V.8; 9 y 10).

Al norte de Valverde de Mérida se han cartografiado bandas de cizalla de escala decamétrica a métrica, con un grado de deformación superior al que muestran las rocas adyacentes de ese sector, que se caracterizan por su geometría anastomosada, con numerosas incurvaciones en cartografía y cambios de buzamiento. Localmente estas inflexiones muestran vergencias hacia el SW, aunque son dominantes hacia el NE. Se reconocen con claridad en las rocas ácidas, aunque se han identificado de igual forma en los ortogneises anfibólicos, en donde es más difícil reconocerlas. Intercalan tramos decimétricos a métricos de milonitas con una fábrica S-L muy desarrollada, con criterios de movimiento izquierdos (porfiroclastos, geometrías de los planos S y C,...), aunque en su interior se reconocen con cierta frecuencia bandas subordinadas con geometría dextra conjugadas con las izquierdas. Las relaciones geométricas entre la foliación, la lineación y las bandas de cizalla pone de relieve el cogenetismo entre estas estructuras. Las bandas de cizalla tienden a ser paralelas a las lineaciones aunque, a escala de afloramiento, son concordantes con la foliación milonítica dominante. La foliación se incurva en las proximidades de estas bandas y se paraleliza respecto a ellas, adquiriendo una fábrica S-L muy desarrollada junto a un aumento en el grado de deformación, que básicamente se



*Fig. V.7.- Detalle del mapa geológico del macizo de Mérida elaborado en este trabajo. Se muestran las geometrías y relaciones entre las bandas de cizalla diferenciadas y la lineación y foliación milonítica del sector septentrional del macizo.*

expresa en una reducción en el tamaño de grano y en un aumento de la matriz, habitualmente definida por Qtz-Ab-Tr-Act-Chl-Zno-Ep. Texturalmente las milonitas de las bandas de cizalla no muestran criterios de una deformación en condiciones más altas, de tipo dúctil.

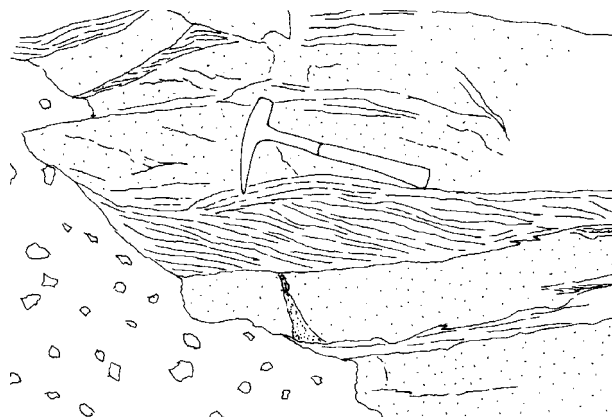
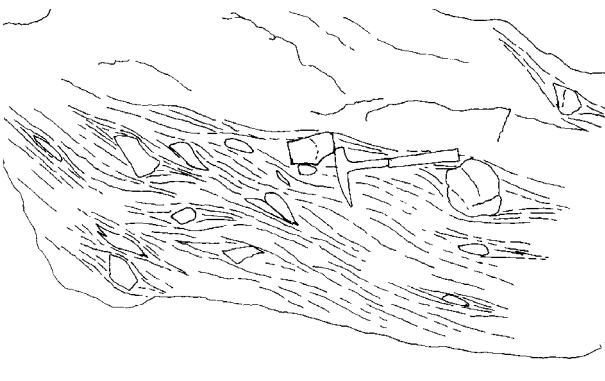
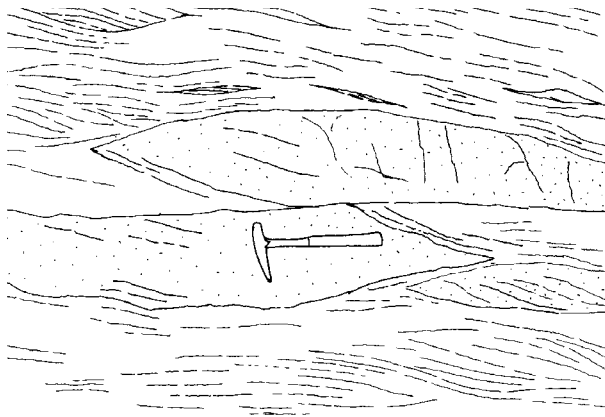
Si bien la foliación y las lineaciones, junto con los criterios cinemáticos expuestos muestran una componente cabalgante hacia el NE, se han reconocido lineaciones subhorizontales, con una componente transcurrente casi pura y sin componente cabalgante y sistemas de lineaciones con la orientación del plano de máxima pendiente. Éstas últimas ponen de manifiesto la existencia de una componente de cabalgamiento frontal sin transcurrancia asociada. En último lugar se han reconocido estructuras con sentidos de movimiento asociados de carácter izquierdo y vergentes hacia el SW, de los que se deduce una cinemática transtensional. Estas estructuras y geometrías son congruentes con el sistema global descrito, y llevan asociadas las mismas microestructuras. Corresponden bien con alabeamientos de los planos de la foliación asociadas a la primera fase varisca o bien a estructuras extensionales post-fase principal, asociadas a la formación de las cuencas carboníferas (fase extensional carbonífera). Situaciones similares han sido descritas en los sectores portugueses del DOVPR y del CBBC, y explicadas por incurvaciones de los planos de cizalla asociados a la foliación y que contienen las lineaciones (Pereira, 1999).

En los sectores centrales, en general menos deformados, las rocas plutónicas muestran una foliación proto-

milonítica generalizada, de direcciones N140-170°E y buzamientos verticalizados al NE y al SW. Localmente se reconocen niveles centimétricos a decimétricos de milonitas concordantes con la foliación principal, que muestran morfologías alabeadas con movimiento de bloque de techo hacia el NE. No se han reconocido en este sector paquetes de milonitas con vergencias hacia el SW, y siempre las rocas que muestran vergencias al NW llevan asociado un grado de deformación mayor. Las zonas menos deformadas se encuentran en las proximidades del arroyo Albarregas, donde afloran las rocas acumulativas. Estas rocas se comportan como un cuerpo resistente a la deformación (Gonzalo, 1987), en base a la ausencia de minerales plásticos a bajas temperaturas (cuarzo). En este sector se reconocen en cartografía tres grandes masas de rocas acumulativas que se disponen según una alineación N160°E, que es, aproximadamente, paralela a las directrices cadomienses de los sectores menos afectados por los eventos variscos. En el interior de estas masas aparecen bandas de cizalla discretas, irregulares, de escasa potencia (centimétrica a decimétrica) que individualizan sigmoides de geometría izquierda. Una foliación de fractura espaciada, localmente más desarrollada (protomilonítica a cataclástica) corta las anteriores.

La mayoría de los contactos son tectónicos en este sector y se observa que la deformación tiende a concentrarse en las rocas de naturaleza leucotonalítica, debido al acentuado contraste de ductilidades con respecto a las rocas de naturaleza básica.

Se han reconocido bandas centimétricas de cataclasis



**Fig. V.8.- (Superior izda).** *Cuña tectónica desarrollada sobre cuarcitas tableadas devónicas en el Cabalgamiento de San Pedro de Mérida (Embalse de Cornalvo).*

**Fig. V.9.- (Superior dcha).** *Esquema de las relaciones geométricas entre la esquistosidad y la estratificación en cuarcitas devónicas del frente de cabalgamiento.*

**Fig. V.10.- (Inferior izda).** *Detalle de conglomerados de edad Tremadoc, cerca del contacto con los dioritos miloníticos de Mérida. El proceso de cizallamiento izquierdo afecta a la matriz y apenas deforma los cantos del conglomerado.*

superpuestas a la foliación dominante, fácilmente reconocibles en rocas ácidas por los tonos oscuros debidos a una importante reducción de tamaño de grano y por la presencia de abundantes cristales de clinzoisita indeformados y de gran tamaño (0.1-0.5 mm.) en una matriz rica en moscovita y cuarzo muy rico en inclusiones fluidas.

Se han reconocido dos sistemas de cataclasitas: una familia precoz (N140-160°E y buzamiento hacia el SE), subparalela a la foliación y otra posterior N140-150°E/60-70°SW. La familia de cataclasitas precoz, subconcordante con la foliación regional dominante, muestra geometrías de falla inversa, alabeadas y con un gran desarrollo con respecto al sistema tardío. Este último es más oblicuo con respecto a la foliación regional y presenta buzamientos más tendidos, que cortan al primer sistema de cataclasitas. Son niveles más ricos en moscovita, aparece como placas milimétricas que crecen desorientadas. Geométricamente dibujan estructuras de falla normal, normalmente con bloque hundido hacia el SW.

Los materiales metamórficos y metavolcánicos que ocupan las posiciones centrales del macizo dibujan una serie de antiformalas tardías verticalizadas, con suaves vergencias hacia el SW, y una crenulación subvertical asociada muy visible en los materiales más esquistosos (S3). La esquistosidad más desarrollada en estas rocas (S2) muestra directrices hercínicas a N100-140°E y vergencias hacia el SW con criterios de movimiento lateral izquierdo poco acusados y con una componente de aplastamiento importante. No obstante la estructura de estas

rocas está muy traspuesta por el proceso de cizallamiento y por las abundantes intrusiones de diques y masas de dioritas y leucotonalitas que, en general, muestran una foliación protomilonítica vertical.

En el sector más meridional del macizo afloran rocas plutónicas intermedias a básicas poco deformadas (granodiorita de Don Álvaro y gabros de Alange). Estas rocas desarrollan una foliación incipiente de tipo cataclástico a protomilonítica que en amplios sectores corresponde con una foliación de fractura, sin una lineación clara de ningún tipo. Los contactos ígneos aparecen intactos o muy poco tectonizados. La foliación de estas rocas presenta directrices poco norteadas, a N120-140°E, con buzamientos fuertes generalizados hacia el SW. Si bien se ha considerado como límite meridional del macizo de Mérida el río Guadiana, en la orilla sur del mismo las rocas que afloran (gabros de Alange) muestran directrices estructurales similares, con una débil foliación protomilonítica muy poco desarrollada e irregular, la cual contrasta con los materiales metavolcánicos que constituyen el encajante, y presentan una esquistosidad milonítica con criterios cinemáticos izquierdos.

Cortando a las estructuras descritas (bandas de cizalla, láminas cabalgantes y foliación milonítica) del conjunto de litologías cadomienses de Mérida, intruyen una serie de cuerpos ígneos tardivariscos, en general indeformados. El plutón de Proserpina (Gonzalo, 1987), que aflora en el sector noroccidental de Mérida aparece cortando con claridad las estructuras cabalgantes mayores y meta-





**Fotografía V.2.- Detalle de un dique cuarzofeldespático del cortejo filoniano cadomiense del macizo de Mérida cizallado mostrando las geometrías alabeadas características de los elementos estructurales del Cabalgamiento de San Pedro de Mérida.**

somatizando los gneises dioríticos del contacto. Únicamente se ha reconocido el contacto entre los dioritoides con este plutón y se ha observado como los porfidocristales de feldespato potásico del granito aparecen orientados de forma concordante con la traza de las estructuras del interior del macizo cadomiense, si bien esta orientación se pierde en el interior del plutón. Los diques de pórfidos riolíticos hercínicos que afloran en los sectores centrales del macizo presentan de igual forma un claro control estructural durante su emplazamiento. Los diques riolíticos precoces (deformados), con geometrías rectilíneas y longitudes kilométricas y la familia tardía, deformada, de escasa longitud lateral y geometrías sigmoidales, a menudo intruyendo a favor de contactos tectónicos previos desarrollados entre materiales con altos contrastes de ductilidad.

En último lugar, durante los procesos orogénicos variscos, tiene lugar un importante proceso de fracturación tardihercínica el cual da lugar a importantes accidentes laterales de movimiento izquierdo que trastocan los principales contactos del macizo. Estos accidentes, que afloran con claridad en los taludes de la N-V, en las proximidades de Trujillanos están constituidos por 10-15 metros de brechas de falla, con recrystalizaciones de

cuarzo y carbonatos, dentro de los cuales no se han reconocido criterios de movimiento claros. En cartografía se reconoce la presencia de estos accidentes por el desarrollo de una partición subvertical que oblitera las estructuras previas desarrolladas en las rocas y que suele estar acompañada de pequeñas mineralizaciones de metales (cobre, molibdeno; Mina del Judío).

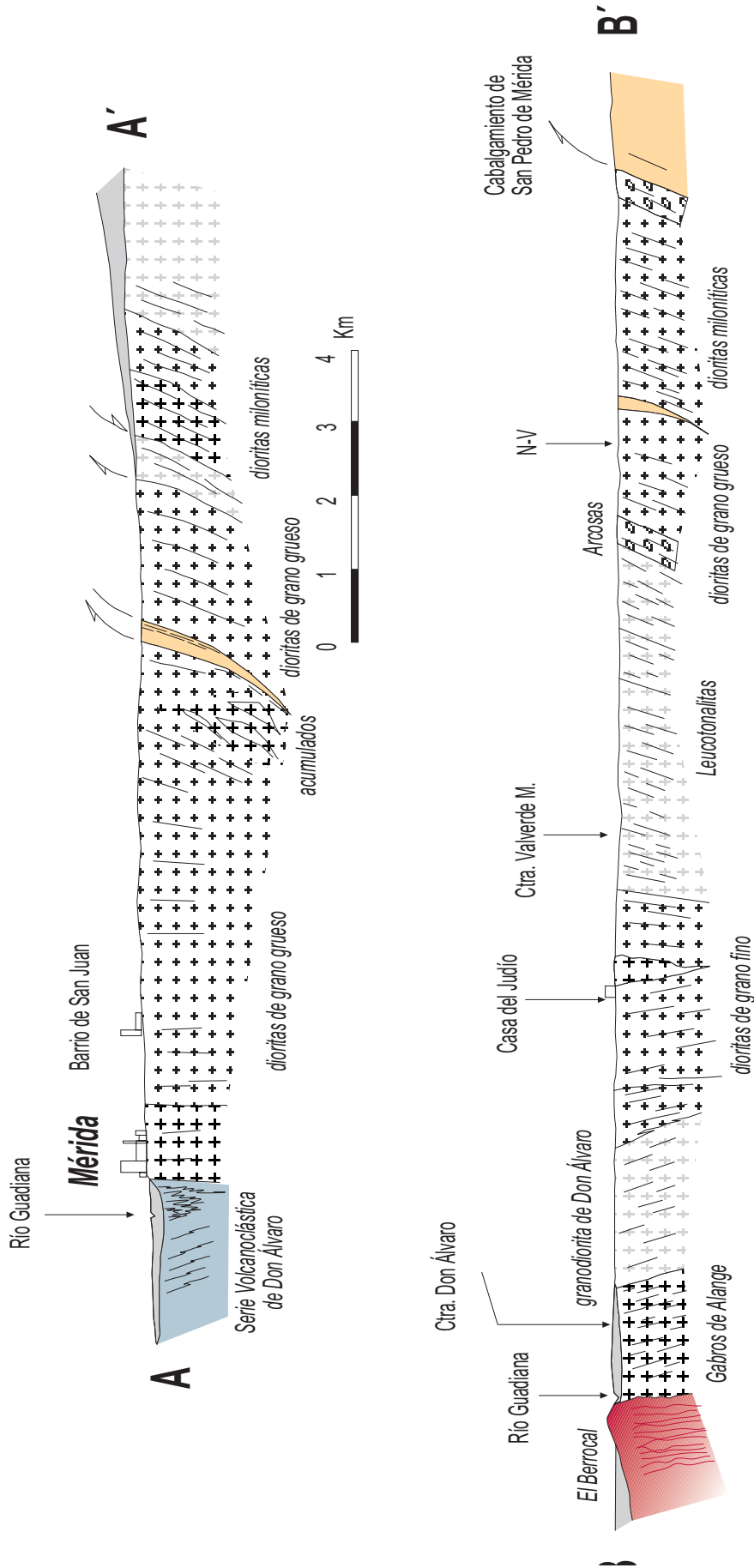
## II.D. Conclusiones.

Los aspectos estructurales más importantes del macizo de Mérida son:

- Vergencia de las estructuras hacia el NE, con una foliación de dirección NW-SE vergente hacia el NE y una lineación de estiramiento mineral asociada con inclinaciones hacia el NW, junto a criterios de movimiento izquierdo que definen cabalgamientos vergentes hacia el NE y que conforman una serie de láminas tectónicas imbricadas.

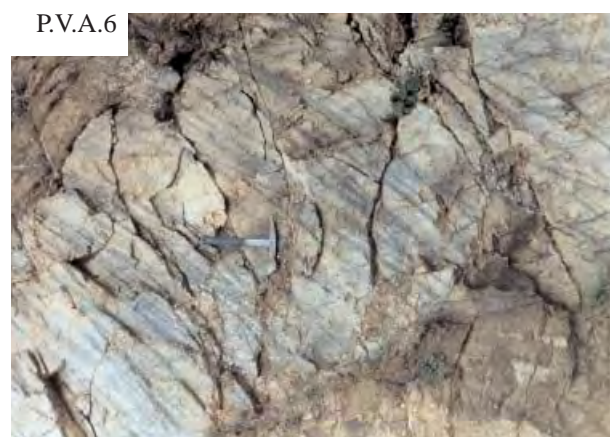
- Milonitización generalizada en el sector septentrional del macizo, con bandas de cizalla asociadas, en un tramo de 5-6 km que conduce al cabalgamiento de las rocas precámbricas del macizo sobre los materiales paleozoicos de Sierra Bermeja.

- Deformación en la transición frágil-dúctil, con texturas frágiles desarrolladas en el feldespato potásico y el anfíbol y de tipo dúctil en el cuarzo (350-500°C), muy desarrolladas en los abundantes paquetes de milonitas ácidas reconocidos. Las rocas básicas desarrollan una completa asociación mineral sincinemática que definen un metamorfismo de grado bajo y las rocas metasedimentarias presentan paragénesis de grado medio precinemáticas.



*Fig. V.10.- Cortes estructurales esquemáticos del macizo de Mérida (cortes A-A' y B-B', situación en el mapa geológico de los anexos. En los sectores menos deformados (corte A-A') se reconocen las relaciones ígneas entre las diferentes facies del macizo, si bien las condiciones de afloramiento no permiten la realización de observaciones detalladas.*





Plancha V.A.

P.V.A.1.- Detalle de un paquete de milonitas ácidas con boudines de leucotonalitas englobados. El bolígrafo situado a la izquierda indica la orientación de las lineaciones de estiramiento.

P.V.A.2.- Geometría de un paquete de milonitas del área de Valverde de Mérida. Este paquete se desarrolla en el contacto entre leucotonalitas y dioritoides (Superior izquierda).

P.V.A.3.- Detalle de la lineación de estiramiento mineral desarrollada sobre gneises dioríticos miloníticos de San Pedro de Mérida.

P.V.A.4.- Detalle de una milonita ácida en donde se ha remarcado los planos de la foliación, con geometrías alabeadas.

P.V.A.5.- Detalle de la foliación milonítica desarrollada sobre los gneises dioríticos miloníticos de San Pedro de Mérida, en el frente de cabalgamiento.

P.V.A.6.- Desarrollo de bandas de cizalla frías (cataclasitas) en las facies leucotonalíticas del sector de Valverde de Mérida. Estas bandas se reconocen con claridad en afloramiento por sus tonos oscuros (La fotografía está rotada hacia la izquierda).

### III. EL MACIZO DE VALLE DE LA SERENA.

#### III.A. Introducción.

El macizo de Valle de la Serena es un cuerpo ígneo deformado con una foliación protomilonítica bien desarrollada a N140/160°E y subvertical, que en los sectores más deformados es milonítica a gneísica (Fig. V.11). Cortando a la foliación aparecen bandas de cizalla kilométricas anastomosadas (N120/140°E). Las texturas cataclásticas-protomiloníticas de las rocas evidencian que la deformación ha tenido lugar en la transición frágil-dúctil y con altos contenidos en fluidos.

Se puede considerar que todo el proceso de estructuración y deformación se ha producido en una única fase, dilatada en el tiempo, generándose todas las estructuras presentes por un evento de cizallamiento izquierdo prolongado en el tiempo. En detalle se distingue un primer episodio compresivo, durante el que se forman las cataclasitas foliadas (gneises ácidos), al que se superpone una deformación que lleva asociadas bandas de cizalla kilométricas de carácter izquierdo. Con posterioridad y en condiciones frágiles se superpone una etapa de fracturación poco importante que trastoca las estructuras previas.

#### III.B. Esquema macroscópico.

El macizo de Valle de la Serena es un cuerpo alargado con una disposición general NE-SW, limitado al NE por un accidente frágil-dúctil que se ha interpretado como la continuación oriental del CASPM (Eguíluz et al., 1999a). Este accidente es el borde septentrional de una banda de 4-6 Km de anchura en la que se incluyen rocas gneisificadas y milonitizadas pertenecientes al zócalo y a la cobertera paleozoica englobadas en bandas de cizalla de escala decamétrica. En su interior el macizo está estructurado en bandas de geometría sigmoidal, que han sido agrupadas en tres dominios principales según el grado de deformación (dominio metasedimentario, dominio frágil-dúctil y dominio cataclástico). Geométricamente estas bandas alabeadas y sigmoidales son complementarias y forman un dúplex transcurrente.

Los materiales de naturaleza arcósica aparecen pellizcados en las principales bandas de cizalla, separando en cartografía las estructuras mayores citadas, y se encuentran milonitizadas y transformadas en paragneises, milonitas y filonitas. El esquema descrito se repite a todas las escalas: sistemáticamente se reconocen formas sigmoidales izquierdas, imbricadas entre sí y separadas por bandas de cizalla o por paquetes métricos de milonitas. El sector más oriental muestra una deformación poco intensa y conserva las relaciones geométricas y texturas originales de estas rocas (Dehesa de los Quintos de

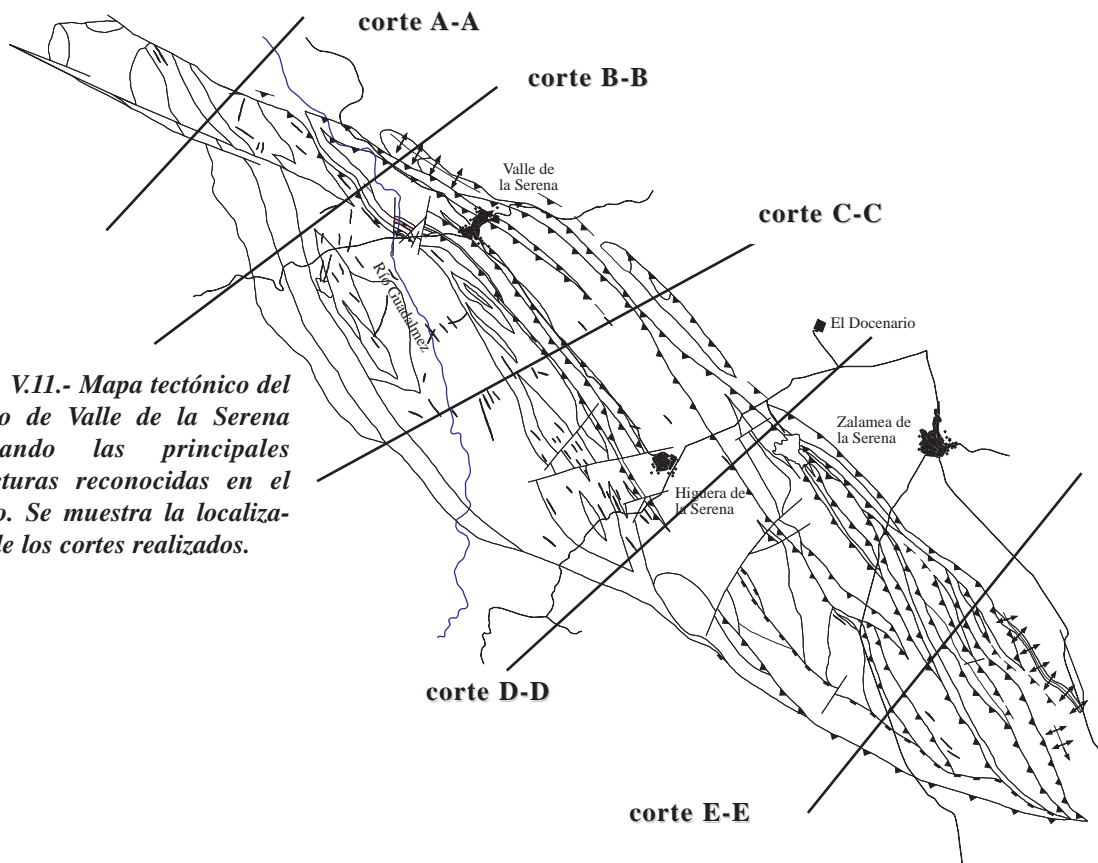
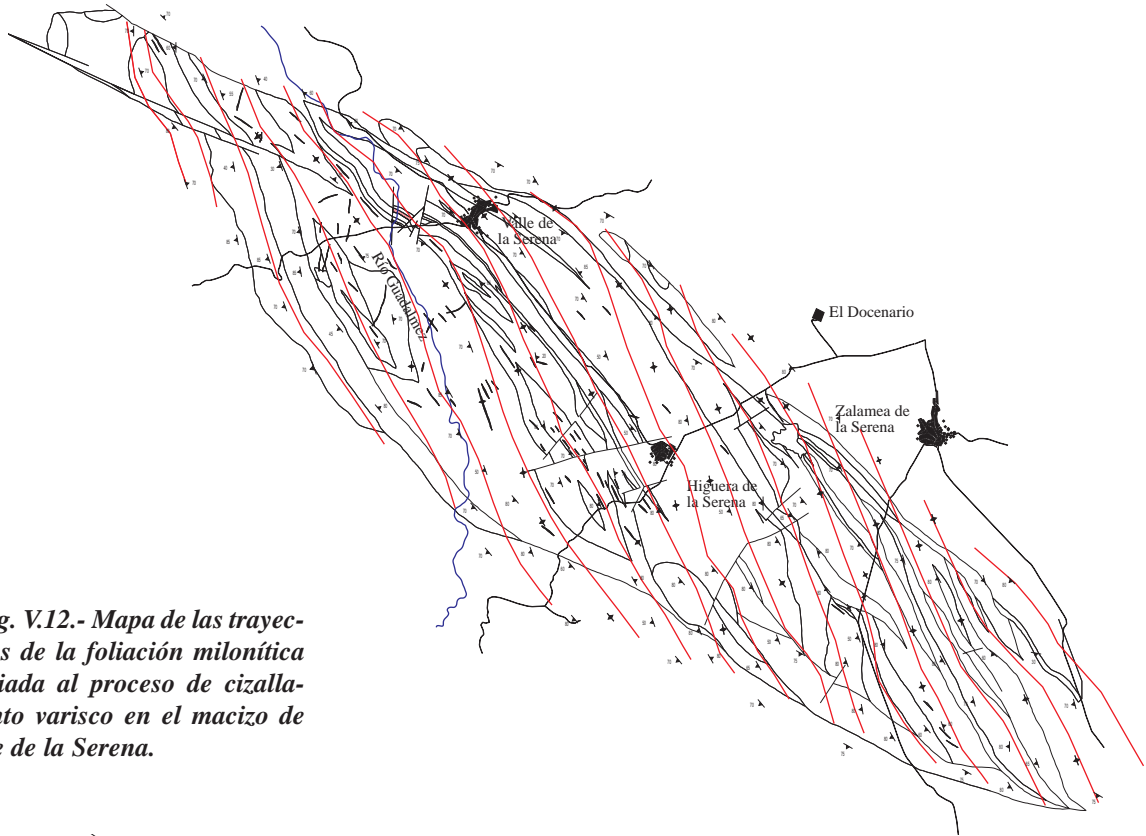
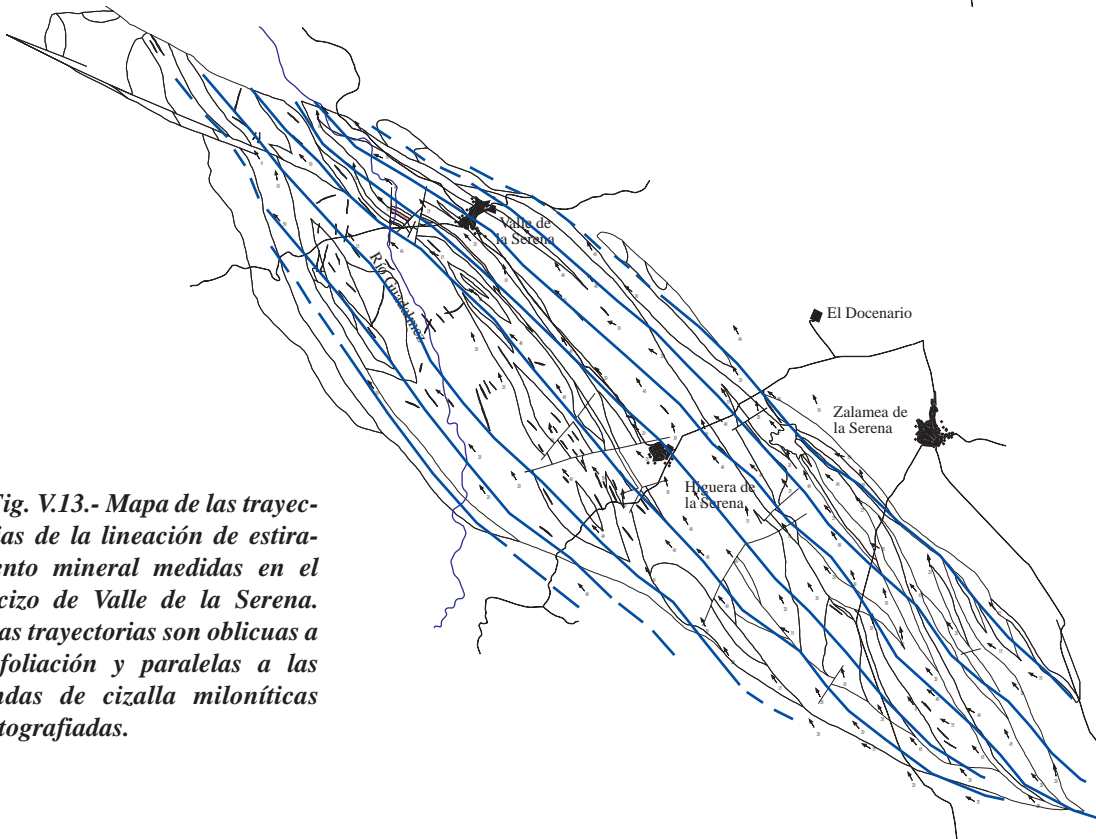


Fig. V.11.- Mapa tectónico del macizo de Valle de la Serena mostrando las principales estructuras reconocidas en el mismo. Se muestra la localización de los cortes realizados.





**Fig. V.12.-** Mapa de las trayectorias de la foliación milonítica asociada al proceso de cizallamiento varisco en el macizo de Valle de la Serena.



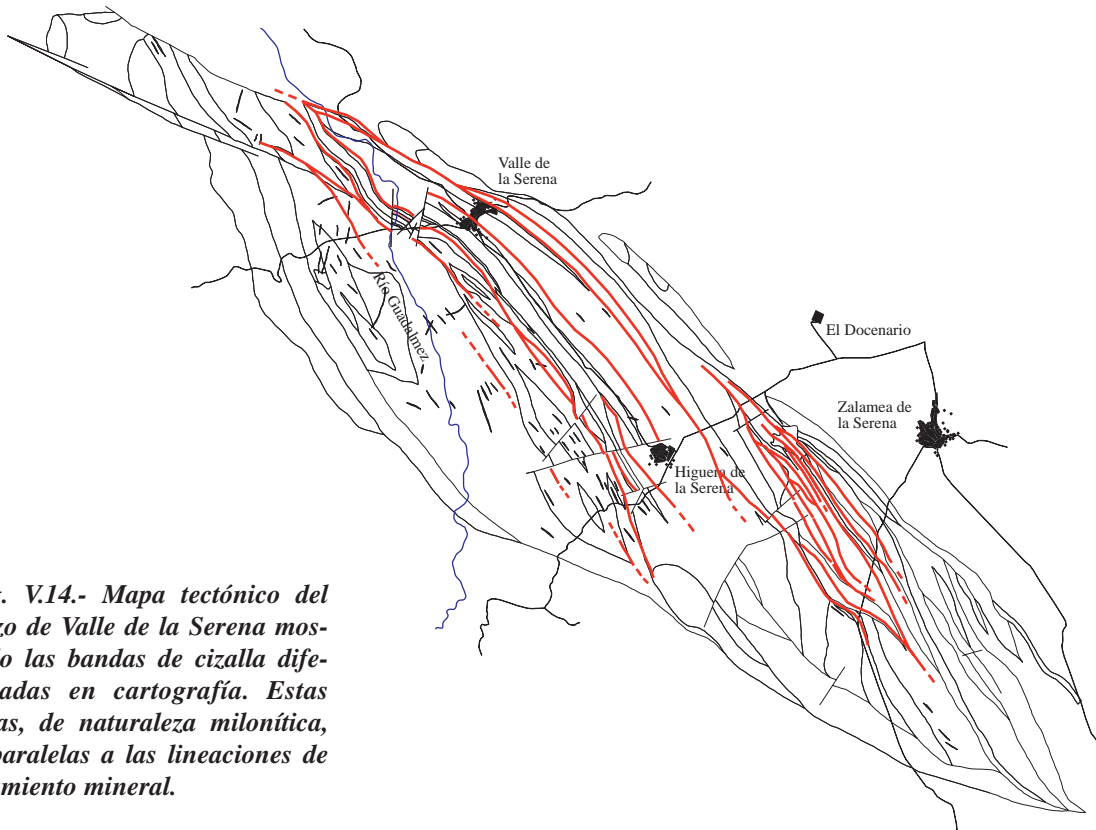
**Fig. V.13.-** Mapa de las trayectorias de la lineación de estiramiento mineral medidas en el macizo de Valle de la Serena. Estas trayectorias son oblicuas a la foliación y paralelas a las bandas de cizalla miloníticas cartografiadas.

Guadamez).

El macizo de Valle de la Serena se ha interpretado como parte de un megadúplex de más de 150 Km de longitud, junto a la antiforma de Peraleda del Zaucejo

(Castro, 1988), el cual estaría limitado por importantes accidentes cabalgantes (la falla de Peraleda, inmediatamente al NE, y la falla de los Argallanes, al SW).

Una de las características más significativas de la



**Fig. V.14.- Mapa tectónico del macizo de Valle de la Serena mostrando las bandas de cizalla diferenciadas en cartografía. Estas bandas, de naturaleza milonítica, son paralelas a las lineaciones de estiramiento mineral.**

estructura de este macizo es que las bandas de cizalla que lo compartimentan y los grandes accidentes longitudinales que lo limitan no tienen continuidad clara en los materiales devónicos. En efecto, aunque los materiales paleozoicos que se encuentran dentro del macizo están milonitizados el salto de los accidentes principales se amortigua en las rocas de edad Devónica que lo circundan y desaparece progresivamente, dando lugar a accidentes lineales de poca entidad que compartimentan bloques con pliegues en relevos asociados a la cinemática izquierda del zócalo. Las rocas paleozoicas, principalmente devónicas, muestran un estilo estructural definido por pliegues vergentes, con una esquistosidad grosera de plano axial de desarrollo local, generados en la primera fase de deformación varisca. En la parte occidental se observa como los materiales devónicos dibujan pliegues en relevo dispuestos en bandas y limitados por importantes accidentes longitudinales con una geometría izquierda. Asociados a estos pliegues aparecen pequeñas estructuras cabalgantes vergentes hacia el NE de forma local.

La estructura general del macizo es la de una gran antiforma vergente hacia el NE, en cuyo núcleo aparecen rocas ígneas deformadas precámbricas. El flanco NE de esta estructura está cabalgando sobre rocas de edad Devónica situadas al sur de la alineación magmática de Pedroches-Castuera, cuyo metamorfismo de contacto se superpone y sella las estructuras tectónicas del macizo.

En el núcleo la foliación, de tipo protomilonítico-milonítico, que se desarrolla sobre los materiales ígneos es la

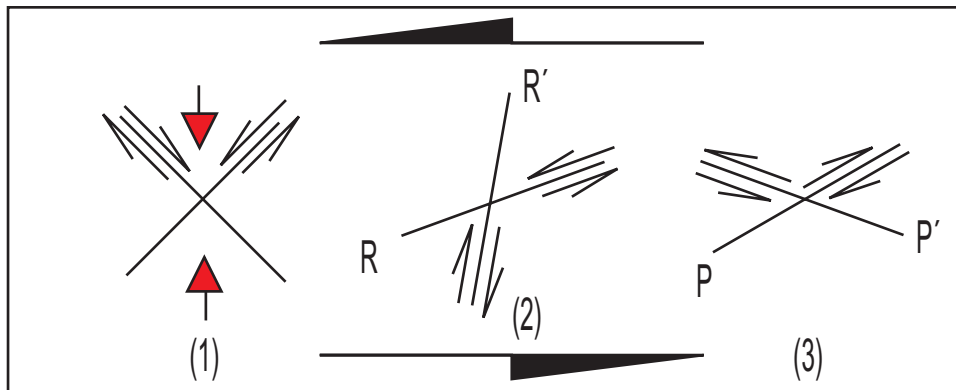
única estructura visible (Fig. V.12 y 13). La foliación presenta una dirección N130-170°E, con buzamientos hacia el SW. Los mapas de contornos de la foliación muestran una fuerte oblicuidad de las foliaciones con respecto a la traza cartográfica del macizo (20-30°). Las lineaciones de estiramiento aparecen con direcciones de N110-150°E e inclinaciones de 20-40° hacia el NW y se asocian a la primera fase varisca. Este hecho se evidencia en las relaciones geométricas y cartográficas existentes entre las rocas del macizo de Valle de la Serena y los materiales paleozoicos circundantes, con una clara relación entre la fase de plegamiento principal desarrollada sobre estas rocas y la fase de cizallamiento y cabalgamiento que muestran las rocas ígneas precámbricas del macizo.

La foliación en los ortogneises está definida por la orientación de los fenoclastos de feldespato potásico y por las bandas de escala milimétrica que los envuelven. Estas finas bandas están constituidas principalmente por cuarzo recristalizado en cintas, junto a fragmentos angulosos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y masas orientadas de biotita y clorita. Las lineaciones, L1, reconocidas son de estiramiento mineral, y están definidas por la orientación de cintas de cuarzo, agregados de biotita y clorita de la matriz, así como por la orientación de los fenoclastos de feldespato.

Dentro de las rocas básicas (dioritoides) la deformación es de menor intensidad, si bien en los sectores de mayor deformación (NE de la localidad de Valle de la Serena) estas rocas dan lugar a gneises anfibólicos de







**Fig. V.16.-** Diagrama mostrando la orientación de bandas de cizalla desarrolladas en un medio isótropo. (1) bandas de cizalla conjugadas por acortamiento uniaxial. (2) y (3) bandas de cizalla secundarias por cizallamiento simple. R y R': cizallas Riedel. P y P' cizallas con componente cabalgante.

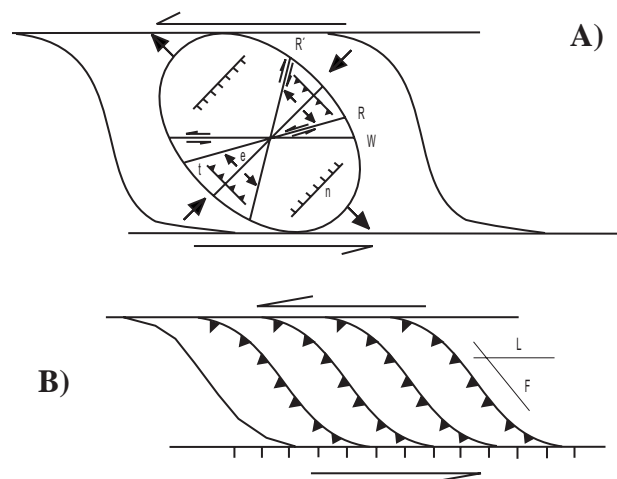
grano medio con una foliación milonítica a gneésica y lineaciones de estiramiento mineral asociadas. En estas rocas la foliación está definida por la disposición orientada de los cristales y clastos de mayor tamaño de plagioclasa intermedia y de anfíbol hornbléndico, junto con agregados fibrosos orientados de tremolita-actinolita y masas de clorita. La lineación está peor definida por cristales de mayor tamaño de anfíbol y plagioclasa y agregados prismáticos de anfíboles secundarios.

En las rocas metasedimentarias (arcosas del Tremadoc y cuarcitas devónicas) las foliaciones y lineaciones son paralelas a las que muestran las rocas ígneas descritas. Estas rocas están fuertemente deformadas y transformadas en paragneises miloníticos, milonitas y filonitas, con procesos de potasificación generalizados, que conducen a la formación de paragénesis sincinemáticas ricas en albita y moscovita. Este fenómeno se podría explicar por la elevada porosidad primaria de estas rocas, a consecuencia de la cual la deformación tienen lugar con gran cantidad de fluidos. La foliación de estas rocas está definida por la orientación de granos, cintas de cuarzo en la matriz y bandas ricas en moscovita. La lineación de estiramiento mineral, muy marcada, se define por la disposición de cintas de cuarzo y el estiramiento de los clastos minerales, especialmente de cuarzo.

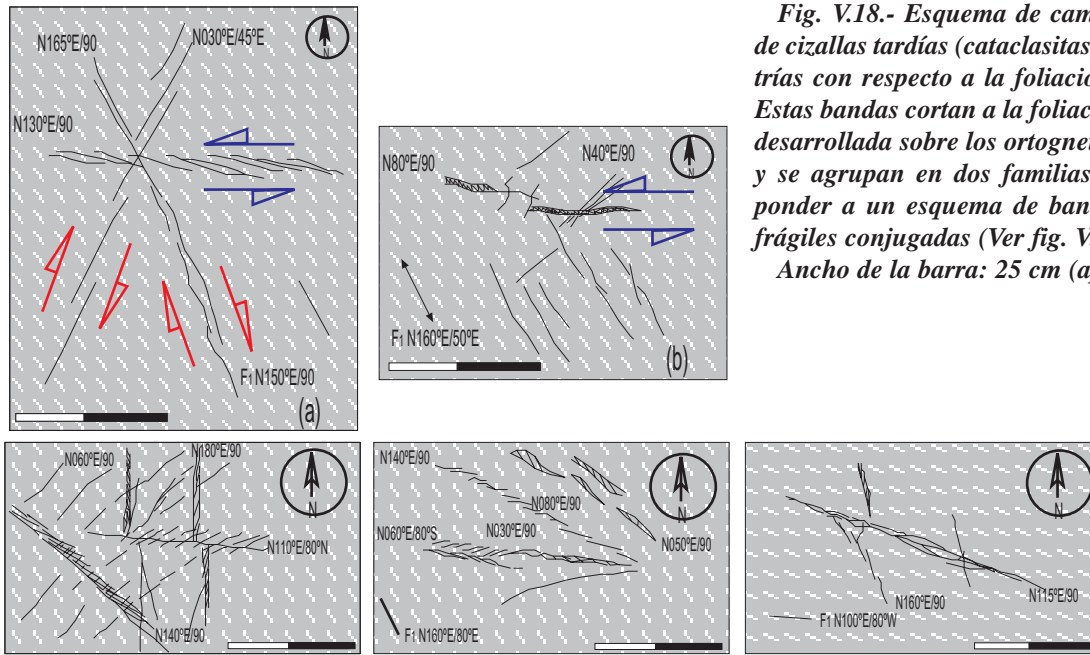
En cartografía se han diferenciado una serie de bandas de cizalla de longitud hectométrica a kilométrica y anchuras variables (métricas a decamétricas), especialmente frecuentes en el sector central (dominio frágil-dúctil) del macizo, que, a nivel cartográfico, muestran geometrías alabeadas (Fig. V.14). Las bandas más desarrolladas aparecen asociadas a las de paragneises arcósicos y de ortogneises cataclásticos. Se identifican en el campo por mostrar un mayor grado de deformación, con lineaciones de estiramiento muy acusadas y foliaciones de carácter milonítico, con una fuerte reducción en el tamaño de grano. La mayoría de estas bandas se desarrollan sobre los ortogneises y conducen a la formación de gneises miloníticos que habitualmente llevan asociados paquetes de potencia decimétrica a métrica de milonitas. Las milonitas intercaladas en estas bandas de cizalla son

rocas de tonos claros, con fragmentos subredondeados de feldespato potásico aislados en una matriz fuertemente foliada. A escala de afloramiento, presentan fuertes incurvaciones y morfologías alabeadas, y tienen a acunarse y adelgazarse rápidamente, pasando lateralmente a ortogneises miloníticos, de grano medio a grueso.

Las bandas de cizalla presentan direcciones de N120-150°E y buzamientos hacia el SW muy fuertes (70-80°), con lineaciones de estiramiento mineral con inclinaciones variables entre 0 y 50° hacia el NW, con una componente transcurrente mucho más acusada que en el caso del macizo de Mérida. Tanto la foliación como la lineación muestran cambios de dirección y buzamiento y localmente las vergencias son contrarias a las dominantes (hacia el NE). Estas bandas son paralelas a la traza de las trayectorias de la lineación principal calculadas dentro del macizo. A escala cartográfica las cizallas son oblicuas (15-20°) con respecto a las trayectorias de la folia-



**Fig. V.17.-** A) Esquema con las principales características de las zonas de strike-slip. R: cizallas de Riedel (falla de strike-slip sintética), R': cizalla conjugada de Riedel (falla de strike-slip antitética), t: cabalgamiento o falla inversa, e: fallas extensionales; B) Esquema simplificado del macizo de Valle de la Serena. F: Foliación, L: Lineación de estiramiento.



**Fig. V.18.- Esquema de campo de bandas de cizallas tardías (cataclasitas) y sus geometrías con respecto a la foliación dominante. Estas bandas cortan a la foliación milonítica desarrollada sobre los ortogneises porfídicos y se agrupan en dos familias. Pueden responder a un esquema de bandas de cizalla frágiles conjugadas (Ver fig. V.16) Ancho de la barra: 25 cm (aprox.)**

ción principal, sin embargo, en detalle, a escala de afloramiento las bandas de cizalla son subparalelas a la foliación general de las rocas. La foliación de las rocas gneisificadas se incurva en la proximidad de estas bandas y se paraleliza, adoptando la dirección de la banda de cizalla. Localmente las bandas cortan a bajos ángulos a la foliación dominante. No obstante se considera que el desarrollo de la foliación principal del macizo y la de las bandas de cizalla es simultáneo y corresponde al mismo proceso de deformación (primera fase de deformación varisca).

Además, en las rocas gneísicas ácidas, se han reconocido dos sistemas de bandas de cataclasitas que se superponen a la foliación milonítica dominante (Fig. V.18). Son de potencia centimétrica a decimétrica y con tonos oscuros, constituidas por fragmentos muy angulosos de feldespato y cuarzo dentro de una matriz rica en clorita, que con frecuencia muestran impregnaciones de carbonatos de cobre y de azufre junto a cristales y venillas ricas en galena argentífera. Al microscopio son rocas sin estructurar formadas por fragmentos angulosos muy heterométricos, en donde, ocasionalmente, se reconocen estructuras S-C incipientes. El sistema precoz presenta direcciones de N140-160°E y buzamientos generalizados hacia el SW y forma ángulos pequeños con la foliación  $F_1$ ; ocasionalmente cortan a diques de microgranitos gneisificados dibujando estructuras compresivas de tipo falla inversa. El sistema tardío, que corta a la  $F_1$  y al primer sistema con ángulos elevados, está formado por cataclasitas dispuestas en bandas irregulares de escasa potencia (centimétrica) con direcciones de N350-040°E a N60-90°E y buzamientos subverticales, que muestran desplazamientos derechos y geometrías de falla normal. Estos sistemas tardíos son similares a los reconocidos en

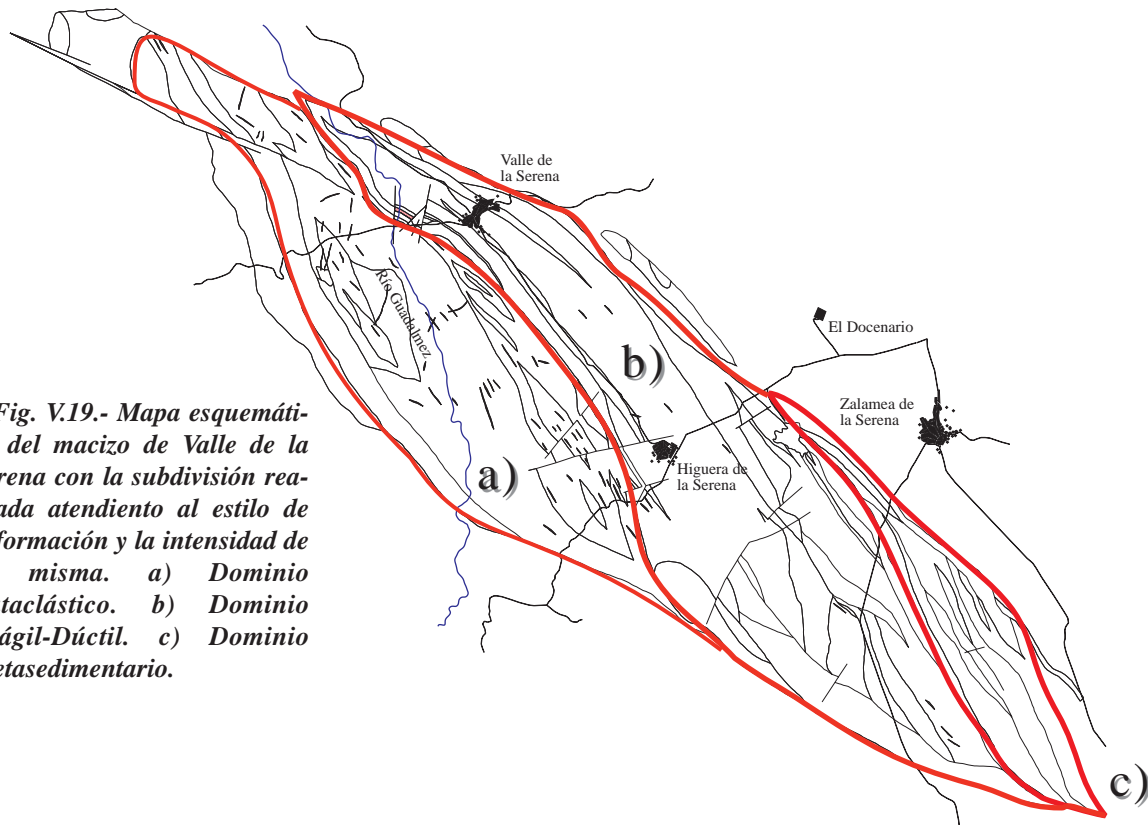
el macizo de Mérida y representan los estadios finales de la deformación. El primer sistema muestra un régimen cinemático análogo, aunque más frágil, al responsable del proceso de gneisificación y estructuración principal del macizo. El segundo puede ser interpretado como un sistema conjugado del primero (basado en un esquema de desarrollo y rotación progresiva de fracturas secundarias de tipo R y R'; Castro, 1988) o como expresión de una cinemática diferente, desarrollada en condiciones frágiles y con una componente normal.

Los últimos episodios de deformación detectados en el macizo corresponden a sistema de fracturas que trastocan los contactos principales. Estas fracturas subverticales de dirección N010-060°E son principalmente desgarres izquierdos con desplazamientos de orden hectométrico y habitualmente no llevan asociadas rocas de falla, aunque suelen presentar rellenos de cuarzo masivo con pequeñas mineralizaciones de sulfuros metálicos.

### III.C. Estructura del macizo de Valle de la Serena.

En función de la deformación reconocida, el macizo de Valle de la Serena se ha subdividido en tres dominios (Fig. V.19):

-1). Dominio metasedimentario: Se localiza en el sector SE del macizo y se caracteriza por una serie de cabalgamientos del Tremadoc sobre el Devónico con una geometría transpresiva izquierda sin apenas deformación interna. Al microscopio estas rocas preservan sus estructuras sedimentarias y sólo muestran una cataclasis débil que produce extinción ondulante, lamelas de deformación y ligera reducción del tamaño de grano. El feldespato aparece parcialmente seritizado y poco fracturado.



**Fig. V.19.-** Mapa esquemático del macizo de Valle de la Serena con la subdivisión realizada atendiendo al estilo de deformación y la intensidad de la misma. a) Dominio Cataclástico. b) Dominio Frágil-Dúctil. c) Dominio Metasedimentario.

En afloramiento se conservan las estructuras sedimentarias, como estratificación paralela, cruzada y paleocanales. Puntualmente, especialmente en las proximidades de los cabalgamientos de rocas ígneas ácidas, hay arcosas potasificadas muy ricas en feldespato de grano fino que crece desorientadamente en la matriz de estas rocas.

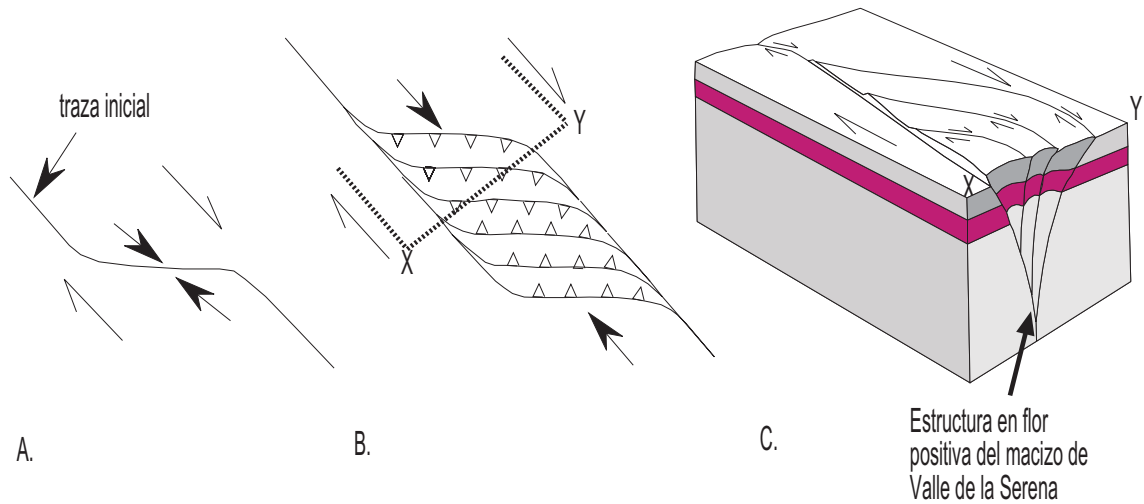
-2). Dominio cataclástico: Ocupa el sector NW y se caracteriza por la existencia de una foliación cataclástica F1 y por la presencia de bandas centimétricas de cataclasis junto a sus sistemas de fracturas conjugados. Las bandas de cizalla de este dominio tienen un desarrollo muy incipiente. Los ortogneises presentan una cataclasis generalizada poco evolucionada que da lugar a extinción ondulante, desarrollo de lamelas de deformación poco acusadas en el cuarzo y generación de una matriz cataclástica formada por cuarzo de grano fino recristalizado entre los límites de grano junto con clastos rotos, y una fracturación intensa de los feldespatos.

-3). Dominio frágil-dúctil: Ocupa el sector NE y central ocupados por rocas estructuradas en la transición entre el flujo cataclástico y deformación intracristalina (Lister 1984). Presenta una foliación cataclástica muy penetrativa que evoluciona a una foliación protomilonítica-gneílica tipo augengneis, que en los contactos principales es milonítica, desarrollada sobre granitos porfídicos, granitos porfídicos intermedios, dioritas y bandas de arcosas. En los contactos principales las rocas están gneisificadas y milonitizadas con bandas de ultramilonitas en la base. En estas rocas los fenocristales aparecen rotos y estirados, según microfracturas de geometría compleja,

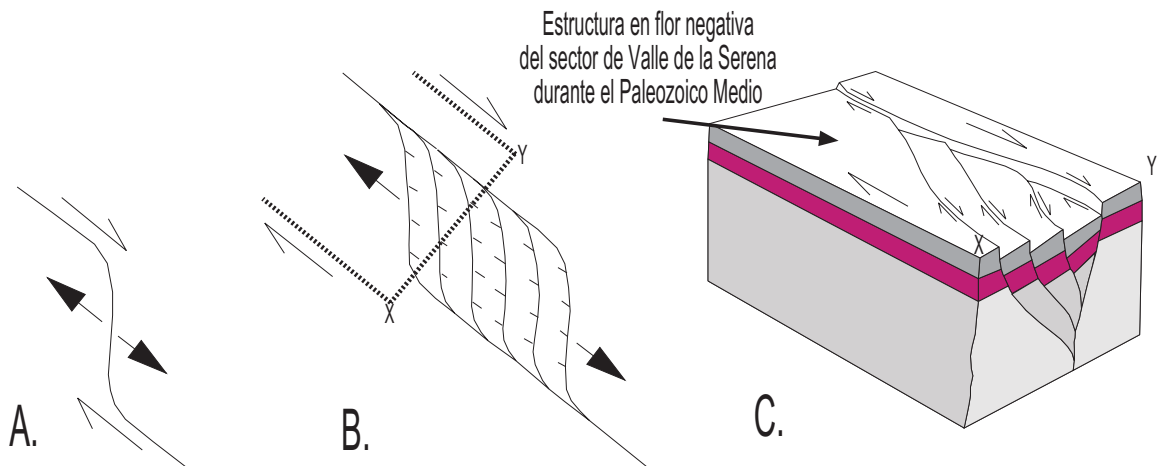
definiendo una lineación de estiramiento mineral que buza 20-30° al NW con una componente cabalgante asociada hacia el NE. El cuarzo aparece como fenocristales con lamelas de deformación y subgranos. La matriz, rica en cuarzo y micas, es muy abundante y engloba clastos rotos que dan lugar a sombras de presión pseudosimétricas. Son rocas con texturas protomiloníticas a protogneílicas de naturaleza planolineal (tectonitas S-L) con una fábrica S-C muy desarrollada. Los planos S, muy marcados están definidos por la orientación de fenocristales fracturados, ribbons de cuarzo y la foliación de la matriz. Los planos C, más discretos, los definen fracturas intergranulares con una matriz incipiente de cuarzo de grano fino poco orientado.

### III.D. Conclusiones

La deformación comienza con una cataclasis intensa generalizada, la cual genera cataclasis foliadas, que va concentrándose en zonas discretas con condiciones más dúctiles, dando lugar a bandas de cizalla en los sectores más deformados, junto a una milonitización generalizada. La foliación cataclástica es consecuencia de una deformación en condiciones frágiles-dúctiles bajo presiones elevadas (Chester et al., 1985; Erdmer 1985; Rutter 1986) en un régimen transcurrente izquierdo muy acusado y dilatado en el tiempo. Con posterioridad se desarrollan bandas de cizalla kilométricas que forman un ángulo de 20° con la foliación de flujo cataclástico y que parecen haber funcionado durante todo el ciclo



**Fig. V.20.-** Bloque mostrando la estructura tridimensional de un dominio afectado por un proceso de cizalla transpresiva similar a la situación descrita para Valle de la Serena. (Nota: el esquema es un sistema derecho).



**Fig. V.21.-** Figura mostrando la estructura tridimensional de un dominio afectado por un proceso de cizalla trantensiva. Es probable que durante el Paleozoico Inferior-Medio los cuerpos como el macizo de Valle de la Serena dentro del DOVPR hayan estado sometidos bajo una componente trantensiva que da lugar a la formación de las cuencas paleozoicas, con un fuerte control tectónico durante su depósito (ver figura II.29 de la página 67).

Paleozoico, controlando la estratigrafía (Herranz 1985; Apalategui et al., 1988a), la paleogeografía y la tectónica. Estas bandas de cizalla han estado muy condicionadas por la existencia de una fuerte anisotropía previa (Harris y Cobbold, 1984). Las estructuras cabalgantes del Dominio Metasedimentario pueden considerarse como resultado de planos cabalgantes con cinemática izquierda en niveles estructurales más superficiales.

En resumen, tras la formación de una foliación cataclástica, resultado de una compresión generalizada, se produce la propagación de bandas de cizalla discretas, debidas a la reactivación de antiguos accidentes tectónicos. Estas bandas de cizalla dan lugar a la deformación de materiales sedimentarios de edad Tremadoc y localmente devónicos (Cuarzitas negras con filitas y niveles de calizas fosilíferas) gneisificándolos. Estas rocas meta-sedimentarias presentan una deformación más acusada que el resto de litologías con desarrollo de matrices sericiticas y texturas de deformación más dúctiles, favoreci-

das probablemente por sus altos contenidos en fluidos.

Los aspectos estructurales más importantes del macizo de Valle de la Serena son:

- Vergencia de las estructuras hacia el NE, con una foliación de dirección NW-SE vergente hacia el NE con lineación de estiramiento asociada con inclinaciones poco acusadas hacia el NW junto a criterios de movimiento izquierdo que definen cabalgamientos vergentes hacia el NE.

- Milonitización generalizada en el sector central del macizo, con bandas de cizalla asociadas, que se correlacionan con el Cabalgamiento de San Pedro de Mérida, situado al NW.

- Deformación en la transición frágil-dúctil, con texturas frágiles desarrolladas en el feldespato potásico y el anfíbol y de tipo dúctil en el cuarzo (350-500°C). Las rocas básicas desarrollan una completa asociación mineral sincinemática que definen un metamorfismo de grado bajo.



C.V.- Macizo de Valle de la Serena

*Fig. V.22.- Fotografía satelitaria del macizo de Valle de la Serena. (Imagen LANDSAT THEMATIC MAPPER del 8 de sep. de 1984 y 8 de dic. de 1985; Cortesía de L. M. Martínez-Torres.*







Plancha V.B.

P.V.B.1.- Fotografía mostrando la textura S-C de los gneises porfídicos cataclásticos del dominio frágil-dúctil.

P.V.B.2.- Fotografía de visu mostrando la textura milonítica gneises porfídicos del dominio frágil-dúctil. En las bandas de cizalla estas rocas sufren una fuerte reducción en el tamaño de grano y adquieren una fábrica S-L muy marcada, aunque no se ha observado recristalización del feldespato potásico, es muy abundante el desarrollo de cintas de cuarzo con una marcada orientación cristalográfica.

P.V.B.3.- Boudines de escala métrica de conglomerados de edad Tremadoc rodeados por paragneises miloníticos.

P.V.B.4.- Detalle de los boudines anteriores. Los clastos se orientan según la lineación de estiramiento regional y adquieren morfologías prolatas.

P.V.B.5.- Ortogneises cataclásticos del dominio cataclástico con desarrollo de bandas de cizalla incipientes (Cantera de Valle de la Serena).

P.V.B.6.- Detalle de los ortogneises del dominio cataclástico. Estas rocas presentan una lineación muy poco acusada y una foliación con desarrollo incipiente de estructuras de tipo S-C. (Cantera de Valle de la Serena).

## IV. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE OLIVA DE MÉRIDA.

### IV.A. Introducción.

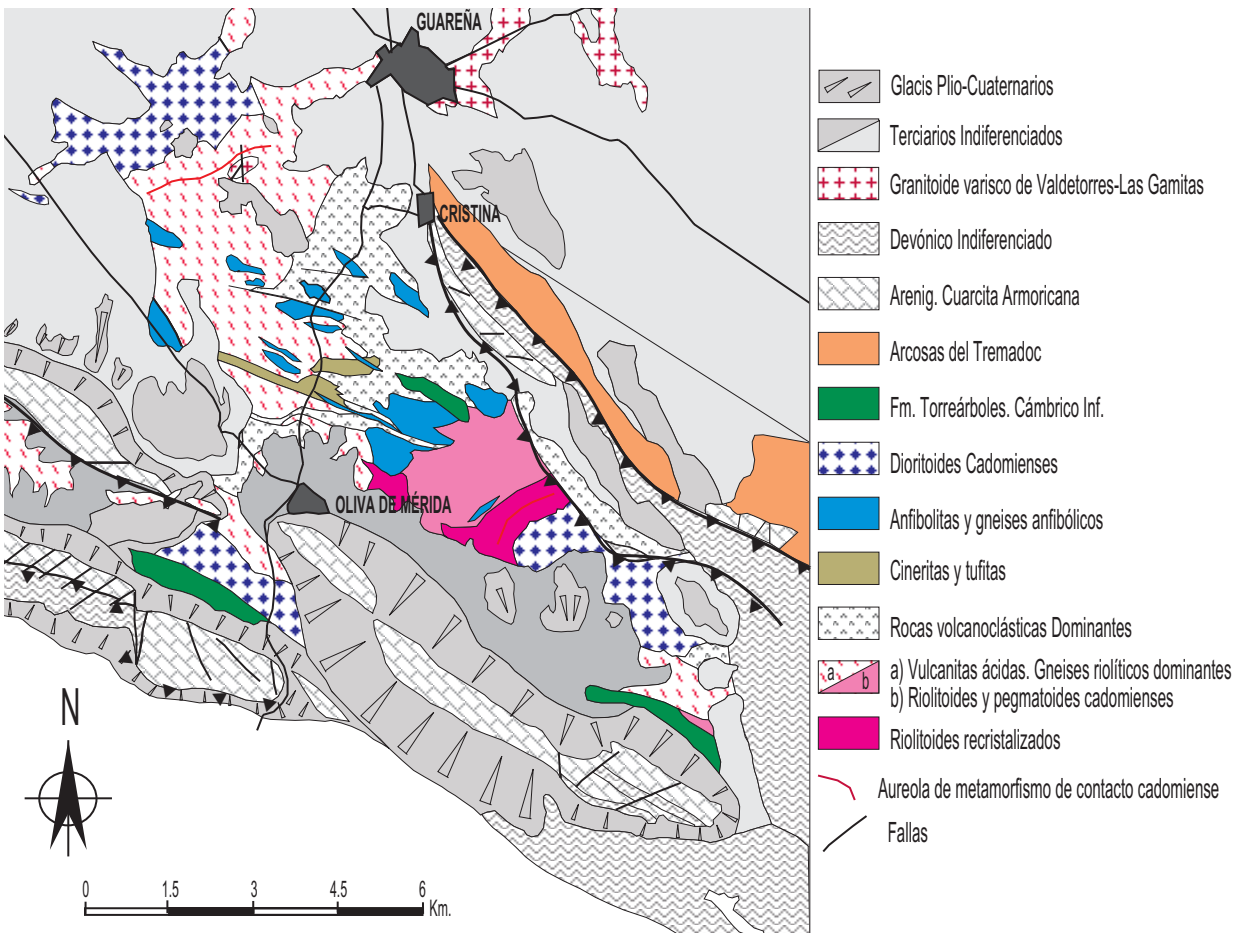
Las rocas del sector de Oliva de Mérida (Vulcanitas de Oliva de Mérida y dioritoides asociados) afloran dentro de una estructura antiformal, definida por la Cuarcita Armoricana de las Sierras de Peñas Blancas, de la Oliva y Cristina, de dirección N130-140°E, que a escala regional dibuja una geometría groseramente sigmoidal vergente hacia el NE (Fig. V.22 y 23). Esta estructura es el relevo del macizo de Valle de la Serena por el este, y por el oeste da paso al sigmoide de Palomas. Hacia el noroeste aparece recubierta por materiales de la cuenca neógena del Guadiana.

Los materiales precámbricos que afloran en el interior de estas estructuras presentan una importante deforma-

ción con un metamorfismo que alcanza la asociación de granate-estaurolita (Dallmeyer y Quesada, 1992). En los materiales metapelíticos cadomienses se reconocen tres fases de deformación, mientras que los materiales paleozoicos adyacentes, aunque afectados por dos fases de deformación, aparecen poco deformados, con un metamorfismo de grado muy bajo a nulo (anquimetamórfico) y pliegues abiertos o ligeramente vergentes. No obstante, en los contactos con las formaciones cadomienses el paleozoico muestra foliación y lineación asociada.

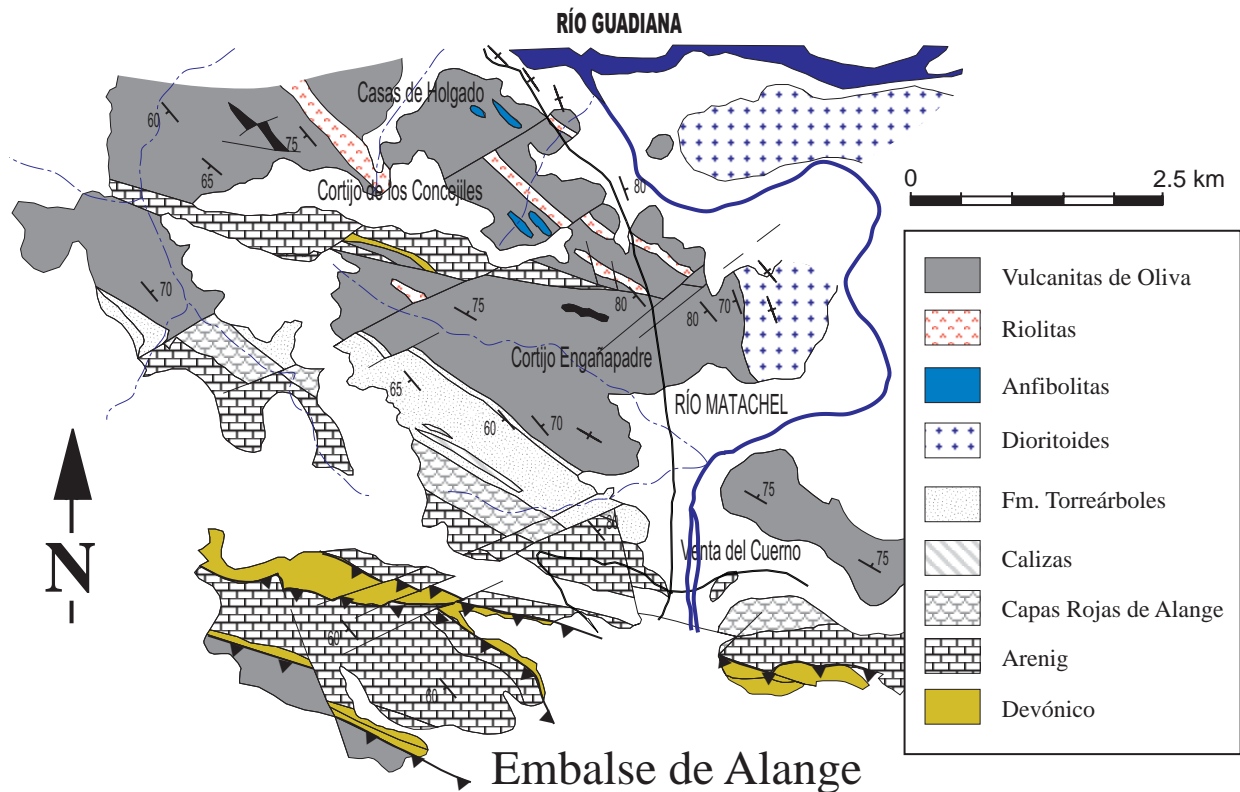
### IV.B. Esquema macroscópico y estructura de las Vulcanitas de Oliva de Mérida.

Con objeto de establecer con mayor precisión la disposición geométrica de las rocas cadomienses, objetivo último de este trabajo, se ha establecido en primer lugar la estructura de los materiales paleozoicos asociados con las rocas plutónicas y metavolcánicas de Oliva de Mérida y Alange.



**Fig. V.22.-** Mapa esquemático del área de Oliva de Mérida. En este sector las litologías cadomienses (metarioritoides y dioritoides aparecen cabalgando sobre materiales paleozoicos situados al NE. En las zonas más meridionales, en donde se sitúan las sierras paleozoicas de Cuarcita Armoricana, dibujan estructuras sinformales vergentes hacia el NE.





**Fig. V.23.-** Mapa esquemático del sector de Alange de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. En esta zona las rocas cadomienses constituyen la continuación meridional de la estructura en flor que define el macizo de Mérida, situado inmediatamente al norte, aunque los materiales paleozoicos presentan vergencias al NE.

#### IV.B.a. Estructura de los materiales paleozoicos.

La Cuarcita Armoricana (Arenig), nivel guía de este sector, se dispone en tres alineaciones: la Sierra de Peñas Blancas, al sur, la Sierra de la Oliva, en el sector central, y en el área de Cristina, al norte. Las dos primeras sierras dibujan un cierre anticlinal en la Sierra de San Serván, al oeste de Alange, y en Cristina las rocas dibujan otra anti-forma de escala más reducida (5-10 Km). En detalle las Sierras de Peñas Blancas y de la Oliva son sinclinales apretados, vergentes hacia el NE y afectados por fallas inversas y cabalgamientos de escala menor. En los niveles más pelíticos, la esquistosidad aparece muy verticalizada (N110-130°E/75-80°SW) y dibuja pliegues vergentes hacia el NE. En el núcleo de estos sinclinales aparecen rocas devónicas (pizarras sericíticas y caoliníferas) discordantes sobre los materiales ordovícicos e intensamente replegados y afectados por cabalgamientos y fallas inversas. Los mejores cortes se encuentran en Alange, Zarza de Alange y en el puerto de Oliva (entre Oliva de Mérida y Palomas). La característica más reseñable de estos pliegues, originados durante la primera fase hercínica, es la escasez de flancos inversos. Únicamente en Zarza de Alange se ha reconocido un flanco inverso en materiales de edad Arenig, cabalgando sobre el flanco normal. No obstante la relación geométrica

entre la esquistosidad de los niveles más finos y la estratificación indican criterios de flanco inverso en la mayoría de estas estructuras (Fig. V.24). El reconocimiento de estructuras sedimentarias a puesto de manifiesto que casi todos los flancos son normales. El hecho de que las relaciones  $S_1/S_0$  indiquen flanco inverso, se ha interpretado en base a que el plegamiento de estos materiales es respuesta al proceso de cizallamiento izquierdo de las litologías cadomienses del zócalo.

La segunda fase varisca produce el apretamiento de estos pliegues, fallas inversas y estructuras menores asociadas de carácter compresivo. Las estructuras reconocidas son fallas inversas de alto ángulo, asociadas a las cuales aparecen brechas de falla y ocasionalmente planos de falla bien definidos con estrías de falla. En los materiales devónicos esta fase da lugar a estructuras muy verticalizadas, que cortan a pliegues apretados de primera fase, y que muestran geometrías de horses cabalgantes imbricados, desarrolladas preferentemente sobre los flancos invertidos de los pliegues de primera fase. En los sectores más meridionales se desarrollan bandas de cizalla subverticales de potencia decamétrica a hectométrica y longitud kilométrica, que en cartografía muestran geometrías sigmoidales y separan la estructura de Oliva de Mérida-Alange del megasigmoide de Palomas-Puebla de la Reina. Estas bandas de cizalla están constituidas por materiales ígneos del zócalo precámbrico y por materiales paleozoicos imbricados y tectonizados.



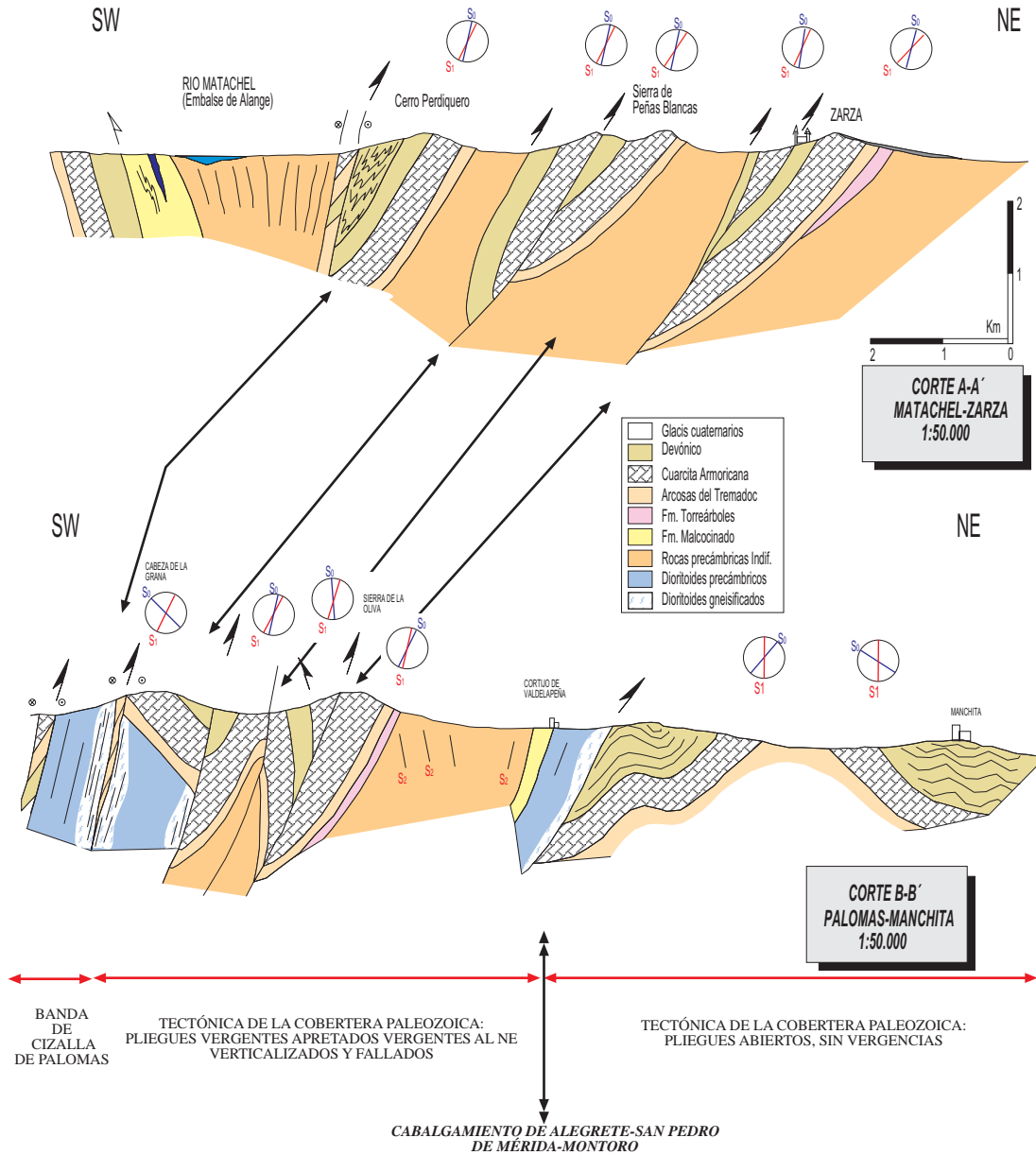


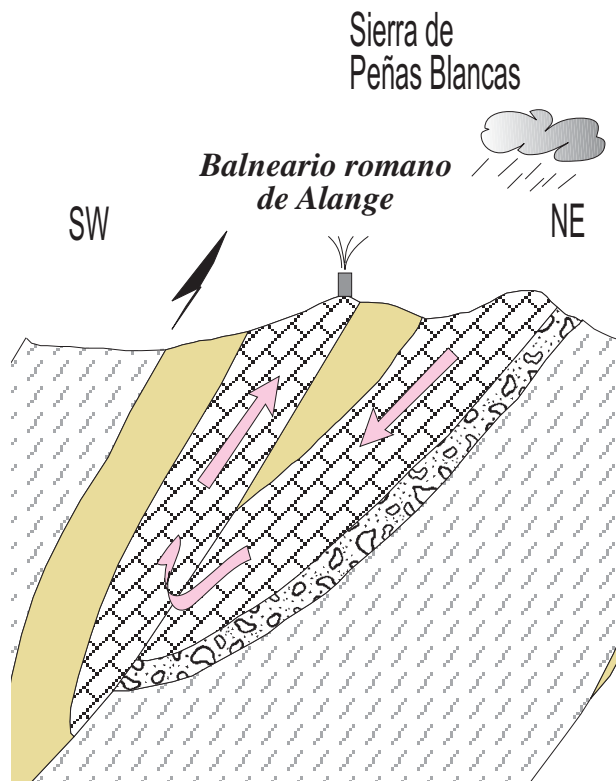
Fig. V.24.- Cortes estructurales de las Vulcanitas de Oliva de Mérida. Se ha utilizado como nivel de referencia la Cuarcita Armórica. Esta formación se continúa hasta el sinclinal tumbado de la Sierra de Hornachos situado inmediatamente al SW

#### IV.B.b. Estructura de los materiales cadomienses.

Los materiales preordovícicos que afloran en el interior de las antiformalas descritas presentan directrices cartográficas paralelas a la primera fase varisca. Estos materiales afloran en los sectores de Oliva de Mérida-Guareña y Alange y corresponden con las Vulcanitas de Oliva de Mérida, así como una serie de cuerpos diorítico-gabroicos cadomienses intrusivos en estas rocas.

Las rocas precámbricas presentan directrices hercínicas con direcciones N100-140°E y buzamientos subver-

ticales bastante generalizados, ocupando los núcleos de las estructuras antiformalas definidas por las rocas paleozoicas descritas. Los paquetes de rocas tobáceas y de cineritas permite reconstruir a grandes rasgos la estructura de estas rocas, ya que constituyen el único nivel de referencia en estos materiales. En las cineritas se reconoce con claridad la  $S_0$  que dibuja pliegues tumbados o vergentes hacia el NE. Estos pliegues muestran geometrías de flanco largo-flanco corto vergentes hacia el NE, con numerosos cabalgamientos de escala mesosópica reconocibles en afloramiento (fotografía II.1, página 67). Las rocas metavolcánicas desarrollan una foliación protomilonítica a milonítica de direcciones N140-170°E y buza-



**Fig. V.25.- Esquema hidrogeológico de la Sierra de Peñas Blancas y su relación con el Balneario romano de Alange.**

*La resolución de la estructura de los materiales paleozoicos ha puesto de relieve el régimen hídrico de este balneario.*

*Las surgencias del balneario representan 316 l/min, a 23.1°C siendo de débil mineralización y radioactivas.*

*El corte estructural cierra la sinforma a 2.5 Km de profundidad y está limitada por materiales impermeables a muro y techo (pizarras caoliníferas devónicas y rocas metamórficas cadomienses). Dado que la temperatura media anual del aire en la región de Mérida es de 17-18°C y asumiendo un gradiente geotérmico normal (3.3°C/Km) a 2.5 km de profundidad el agua se calienta a  $\pm 23^{\circ}\text{C}$  y se mineraliza en iones radioactivos de los niveles ricos en fosfatos (ver Cap. II). El ascenso es vertical y se realiza en condiciones adiabáticas sin apenas pérdida de calor. La superficie del flanco septentrional (zona de recarga) y la precipitación media anual (350 mm) justifican los caudales obtenidos en esta surgencia.*

mientos hacia el SW en los sectores más meridionales y hacia el NE en los dominios más septentrionales, con una estructura en flor, que constituye la continuación oriental de la definida para el sector del macizo de Mérida. Dentro de los micaesquistos y anfibolitas de grano fino, la estructura más desarrollada es un bandeo tectónico (S2), con directrices similares al resto de las litologías y vergencias hacia el NE en los sectores septentrionales.

Superpuesta a estas estructuras se desarrollan pliegues

subverticales de escala métrica a decamétrica (fotografía II.1, página 67). Son pliegues abiertos, concéntricos, con una débil esquistosidad de plano axial, subvertical. Los niveles cineríticos y de micaesquistos tienen una esquistosidad de crenulación muy penetrativa y subvertical. Todas las estructuras descritas aparecen variablemente afectadas por fallas de salto en dirección izquierdo y derecho, que localmente desarrollan una esquistosidad espaciada subvertical de dirección N030-060°E.

La presencia de rocas cadomienses plutónicas (diorita porfídica de Guareña, Valdelapeña y de Oliva de Mérida), intrusivas en las Vulcanitas de Oliva de Mérida, permite corroborar la existencia de una fase pre-intrusión. De igual modo esta fase previa aparece sellada por la discordancia de la Fm. Torreárboles sobre las dioritas de Oliva de Mérida (Apalategui et al., 1988a). La deformación que afecta a los dioritoides es claramente varisca y origina texturas gneísicas de grano medio a grueso de tipo S-C, con bandas de cizalla asociadas en donde aparecen materiales devónico y ordovícicos gneisificados. Así, la diorita de Valdelapeña aparece fuertemente deformada y gneisificada en su sector septentrional, e incorpora en las bandas de cizalla transcurrente izquierda a materiales devónicos. La aureola de metamorfismo de contacto de este cuerpo fosiliza y corta la foliación protomilonítica previa de las rocas volcanoclásticas precámbricas.

## V. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE PALOMAS-PUEBLA DE LA REINA.

### V.A. Introducción.

El sector de Palomas-Puebla de la Reina se localiza en la mitad meridional del DOVPR, próximo a la falla de Hornachos. Estructuralmente es un sigmoide de geometría izquierda, complementario al de la Sierra de Hornachos (Ábalos y Eguíluz, 1991), que afecta a rocas cadomienses (dioritoide de Palomas, Series volcánicas del DOVPR, serie pelítica del embalse de Alange, Fm. Malcocinado) y rocas paleozoicas. La estructura de Palomas-Puebla de la Reina se puede interpretar como una banda de cizalla regional de carácter izquierdo y geometría compleja. Está limitado por una serie de accidentes frágiles, y localmente más dúctiles, con geometrías alabeadas y anastomosadas (Fig. V.27). Dos bandas de cizalla principales de anchura hectométrica, que incluyen materiales paleozoicos y precámbricos, limitan la estructura y rodean cuerpos indeformados de geometría ovalada constituidos por litologías cadomienses (plutón de Palomas) o por paleozoicas y cadomienses (Dehesa del Cahozo).

Desde el punto de vista cinemático representa un estadio incipiente de deformación bajo un régimen transcurrente. En estadios más avanzados, las bandas que circundan Palomas, así como las cizallas incipientes que se reconocen en su interior evolucionan, en un régimen de

cizalla simple no coaxial, hasta originar la gneisificación progresiva del conjunto plutónico así como de los materiales paleozoicos incorporados en bandas de cizalla. El resultado final da lugar a una estructuración similar a la del macizo de Valle de la Serena.

### V.B. Esquema macroscópico.

A escala cartográfica destaca la disposición en tres grandes cuerpos de geometría ovalada del conjunto. La banda situada al NW, está constituida por rocas paleozoicas correspondientes a la sierra de Peñas Blancas, con una disposición sinclinal apretada y vergente hacia el NE. La banda SW está constituida por un núcleo central poco deformado, que corresponde con el plutón de Palomas, rodeado por una banda interior constituida por materiales de la serie pelítica del embalse de Alange, y una banda más externa de rocas de la Fm. Malcocinado. Al SE aparece un sigmoide con rocas paleozoicas discordantes sobre materiales plutónicos dioríticos.

Estas estructuras son complementarias entre sí y están muy verticalizadas, aunque presentan vergencias variables, hacia el NE o hacia el SW. Aparecen separadas entre sí por importantes bandas de potencias hectométricas, con morfologías sigmoidales y subverticales que son posteriores a la primera fase hercínica.

Los cuerpos indeformados aparecen afectados por una débil foliación protomilonítica subvertical de desarrollo local y no se reconocen foliaciones subhorizontales. En las rocas más deformadas se reconocen criterios cinemáticos indicativos de movimiento izquierdo con compo-

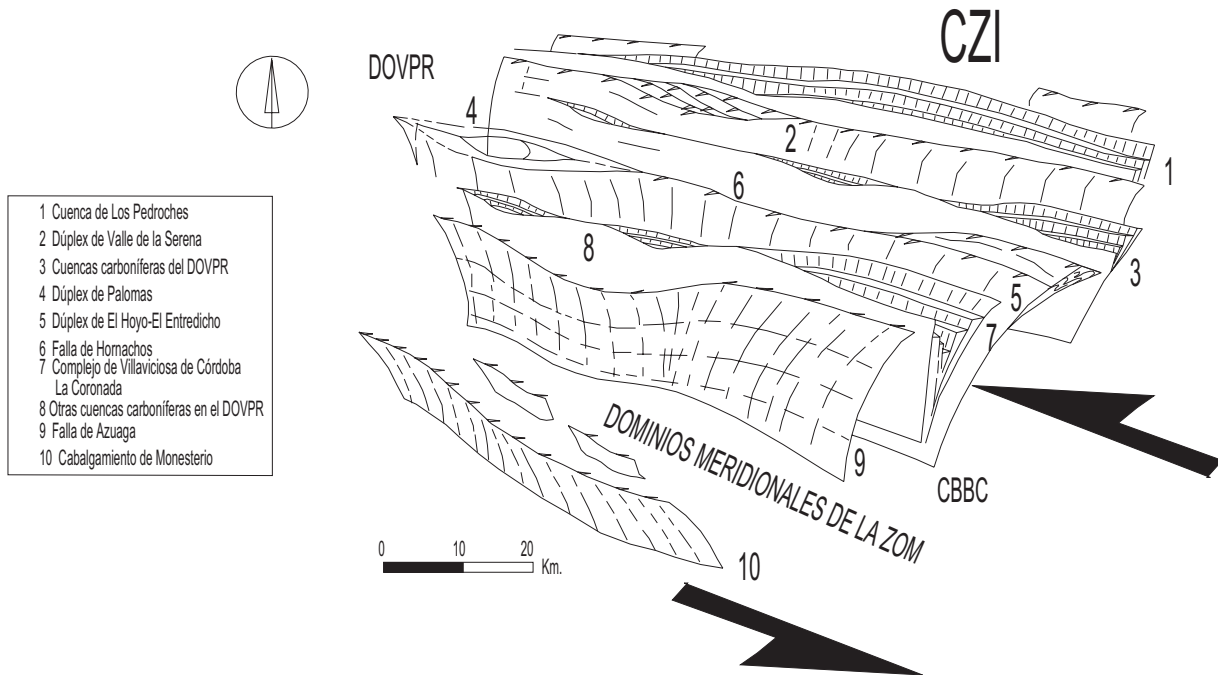


Fig. V.26.- Esquema sintético con la geometría de las principales estructuras y rasgos geológicos de los dominios septentrionales de la ZOM.



C.V- Palomas-Puebla de la Reina

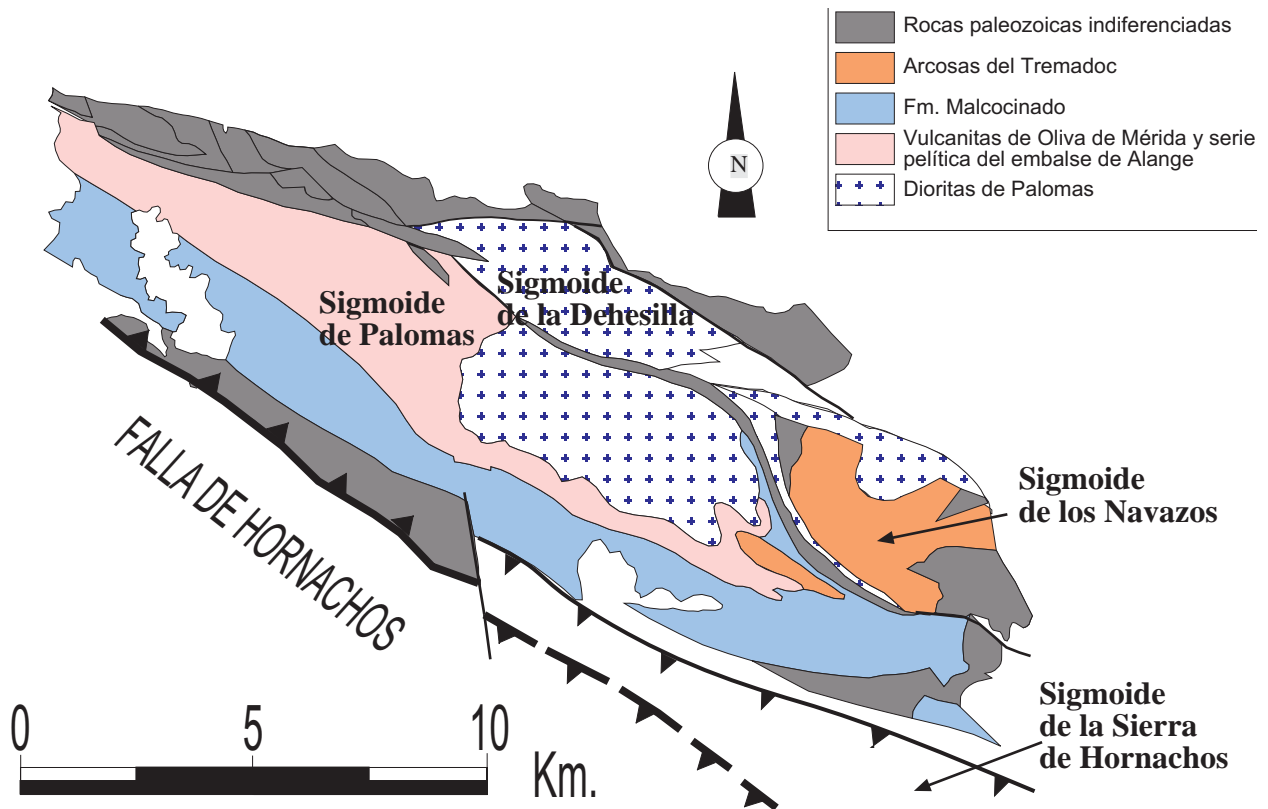


Fig. V.27.- Esquema geológico del sector de Palomas-Puebla de la Reina con las principales unidades sigmooidales reconocidas en cartografía. Estas estructuras son complementarias con el dúplex transcorriente de la Sierra de Hornachos y en el sector más occidental las vergencias son contrapuestas, hacia el SW, mientras que en los sectores orientales son hacia el NE.

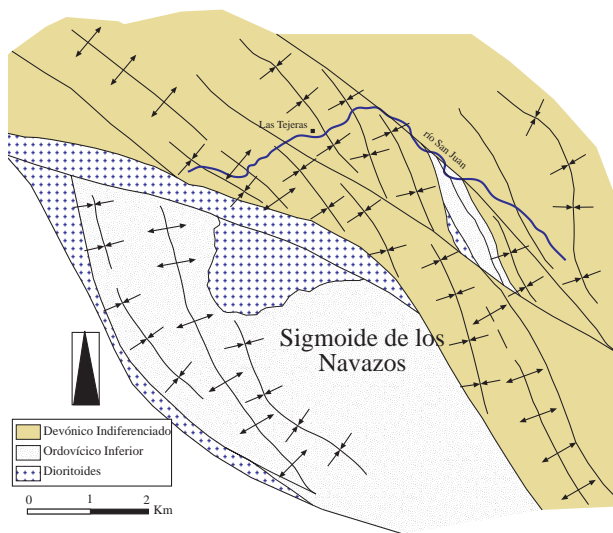
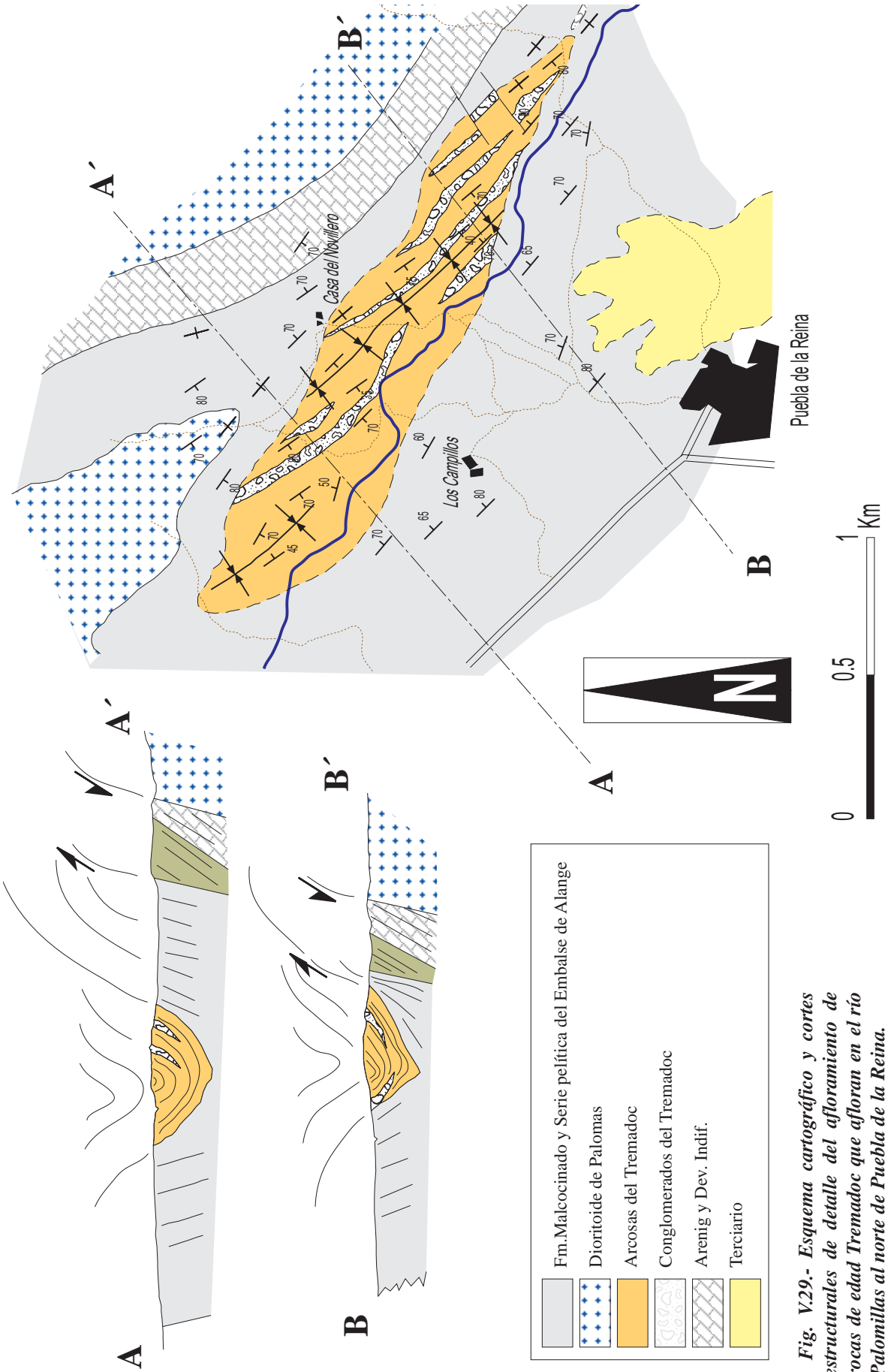


Fig. V.28.- Mapa esquemático mostrando las relaciones entre el cizallamiento del zócalo precámbrico y el plegamiento de la cobertera paleozoica durante la primera fase de deformación varisca. Los pliegues desarrollados en las rocas paleozoicas están controlados por los accidentes longitudinales que los limitan y son simultáneos.

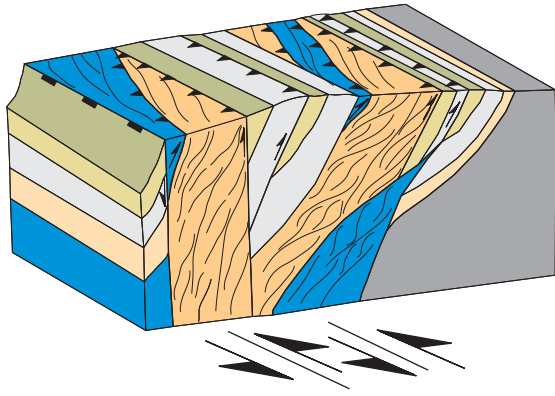
nente cabalgante hacia el NE. En los materiales paleozoicos (principalmente rocas de edad devónica) situados entre la Dehesa del Cahozo y Puebla de la Reina, se observan grandes accidentes longitudinales frágiles que limitan los sigmoides de Palomas-Puebla de la Reina. El devónico funciona como una cobertera sobre el zócalo precámbrico, en la que, a escala cartográfica y en fotografía satélite, se observa la traza de anticlinales y sinclinales con una disposición en relevo con respecto a los accidentes longitudinales de salto en dirección. La geometría de los pliegues en las rocas devónicas es compatible con una cinemática izquierda de carácter sin- a post-tectónica respecto a la primera fase de deformación varisca (Fig. V.28).

V.C. Estructura del sector de Palomas

El plutón de Palomas se sitúa en un sigmoide de 10 Km de longitud cuyo límite NE corresponde con una importante banda de deformación subvertical que engloba materiales paleozoicos y precámbricos. En su interior aflora el dioritoide de Palomas, que muestra una deformación cataclástica generalizada poco importante definida por una foliación subvertical vergente hacia el NE en el límite NE y hacia el SW en el borde SW. Además se



**Fig. V.29.-** Esquema cartográfico y cortes estructurales de detalle del afloramiento de rocas de edad Tremadoc que afloran en el río Palomillas al norte de Puebla de la Reina.



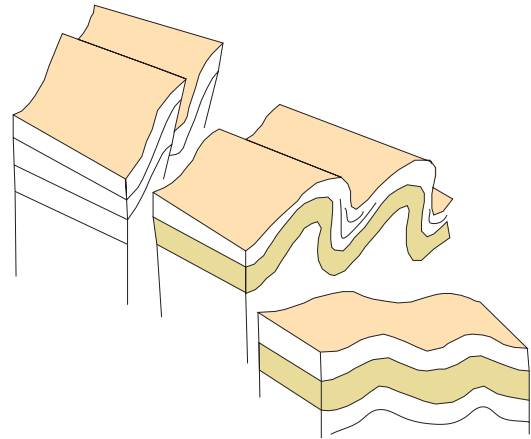
**Fig. V.30.-** Bloque diagrama mostrando las relaciones geométricas del sector septentrional de la estructura de Palomas. En esta zona se desarrollan bandas de cizalla kilométricas que afectan inicialmente a materiales precámbricos, las cuales migran hacia arriba en la sucesión litoestratigráfica involucrando a materiales paleozoicos y condicionando el desarrollo de los pliegues de primera fase varisca en la cobertera.

ha observado el desarrollo incipiente de bandas de cizalla de poco recorrido y potencias métricas que gneisifican las rocas ígneas y que muestran criterios de cabalgamiento hacia el NE.

El eje central de este sigmoide está definido por las arcosas del Tremadoc que afloran entre Palomas y Puebla de la Reina a lo largo del río Palomillas. Estas rocas ocupan una sinforma apretada en el núcleo de una estructura en flor asimétrica muy verticalizada. Las lineaciones de estiramiento mineral de estas rocas indican un movimiento lateral izquierdo posterior al proceso de plegamiento (Fig. V.29).

Además, en el interior de este sigmoide, aparecen rocas metasedimentarias de la Fm. Malcocinado y de la serie pelítica del embalse de Alange que ocupan estructuras sinformales apretadas y vergentes hacia el SW. La Fm. Malcocinado está cabalgada de forma local por materiales de la serie pelítica del embalse de Alange, que muestra una esquistosidad penetrativa asociada al proceso de cizalla izquierdo (Fig. V.33). De forma local se reconocen pliegues cizallados vergentes hacia el SW. Las rocas de la serie pelítica del embalse de Alange muestran una deformación similar, si bien registran una historia deformacional más compleja. Asimismo se han reconocido, muy cerca del contacto, pliegues vergentes hacia el NNW cortados por apófisis dioríticas que representarían la primera fase cadomiense (fotografía V.1, página 198).

La ausencia de niveles guía en estos materiales hace difícil reconocer figuras de interferencia de pliegues, aunque es probable que la deformación hercínica haya dado lugar a una reorientación de las estructuras, verticalizando e invirtiendo las preexistentes, lo que explicaría la ausencia de interferencias. La segunda fase varisca desarrolla pliegues de tipo kink en los niveles más finos,



**Fig. V.31.-** Esquema propuesto para la evolución de los pliegues de primera fase varisca en la cobertera paleozoica. Con la propagación de las cizallas del zócalo los flancos de los pliegues se incorporan en la cinemática trancurrente izquierda que estructura el sector de Palomas-Puebla de la Reina.

generado una esquistosidad de plano axial subvertical-concordante con las direcciones de las estructuras variscas desarrolladas en los materiales paleozoicos de áreas adyacentes.

Los materiales paleozoicos que flanquean estas estructuras ocupan bandas de cizalla subverticales de geometría anastomosada y, en general, muestran una disposición sinformal, trastocada por el proceso de cizalla (Fig. V.30). En el sector más meridional, cerca del río Matachel, las rocas paleozoicas, dibujan una estructura sinformal con el flanco septentrional invertido y una acusada deformación trancurrente. Corresponde con la terminación occidental del dúplex de la Sierra de Hornachos, el cual se puede considerar asociado a las estructuras del mismo tipo descritas para Palomas-Puebla de la Reina. Estos materiales, que afloran a lo largo de más de 25 Km, muestran vergencias hacia el NE en los sectores orientales y hacia el SW en los dominios occidentales, hecho que constituye una tónica general en los dominios meridionales del DOVPR y del CBBC (Pereira, 1999) (Fig. V.26).

En todo el sector de Palomas se han reconocido foliaciones subverticales con vergencias variables definiendo la estructura en flor descrita pero no se han observado foliaciones subhorizontales que justifiquen pliegues tumBADOS o mantos vergentes hacia el NE tal y como describen Azor (1994) y Martínez-Poyatos (1997).



C.V.- Palomas-Puebla de la Reina

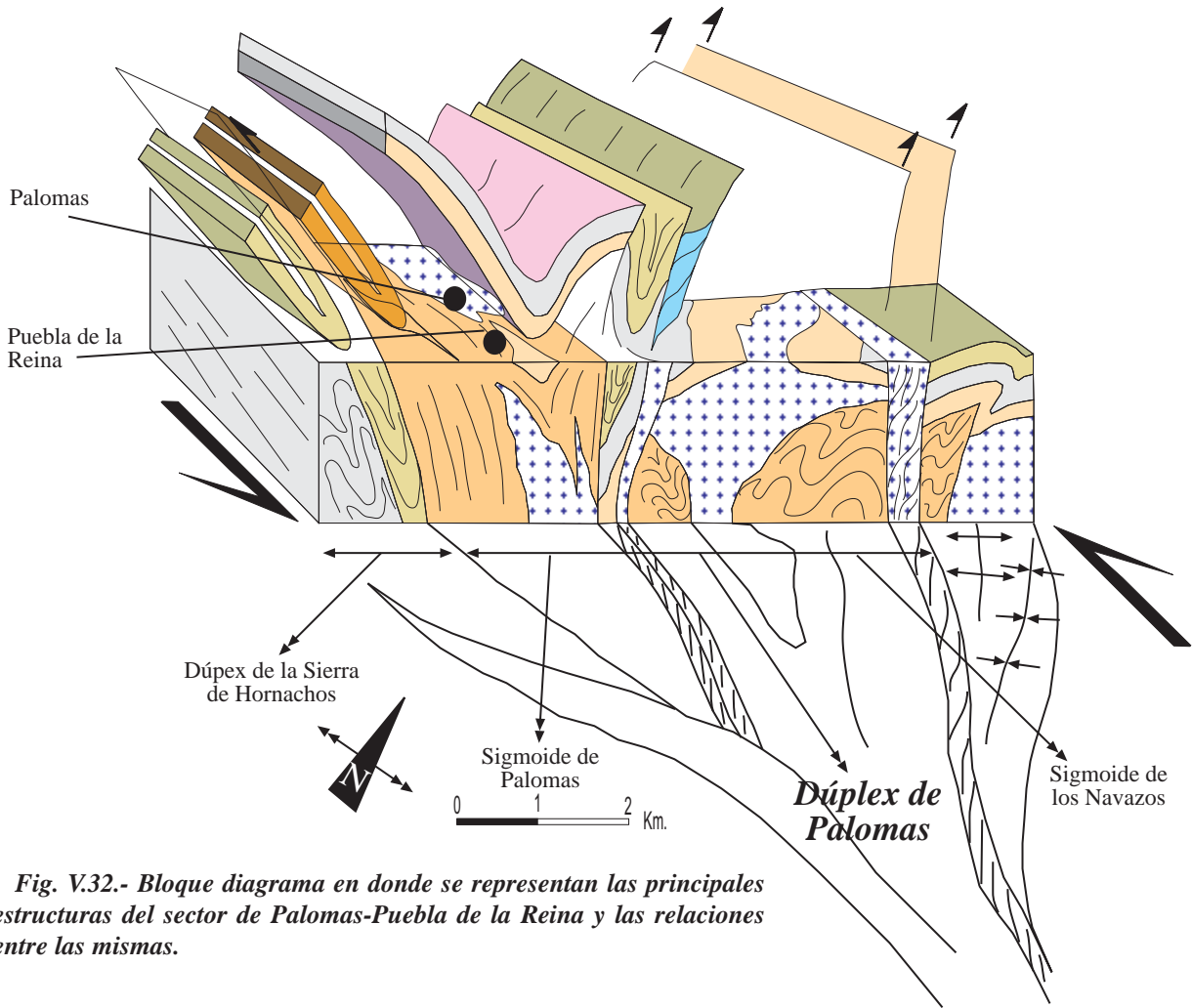


Fig. V.32.- Bloque diagrama en donde se representan las principales estructuras del sector de Palomas-Puebla de la Reina y las relaciones entre las mismas.

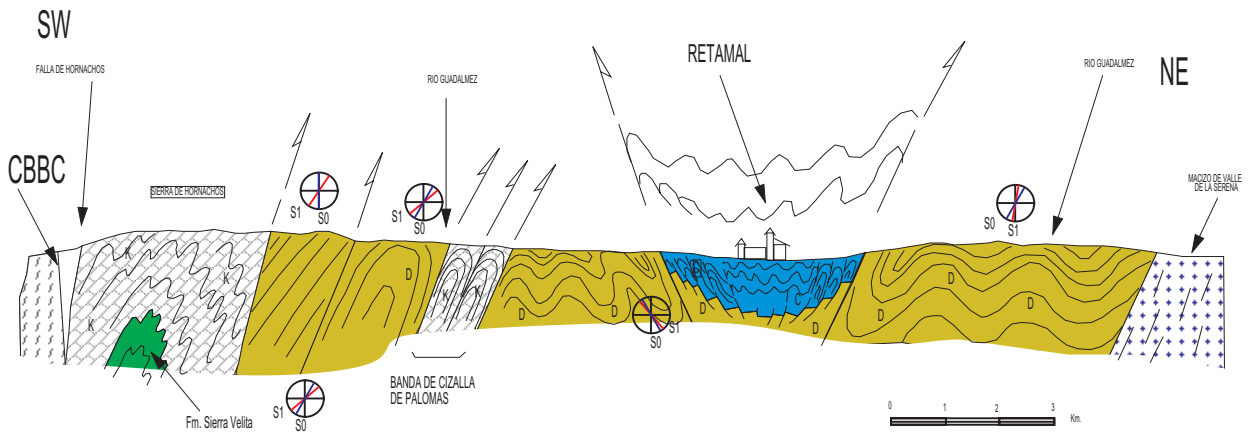
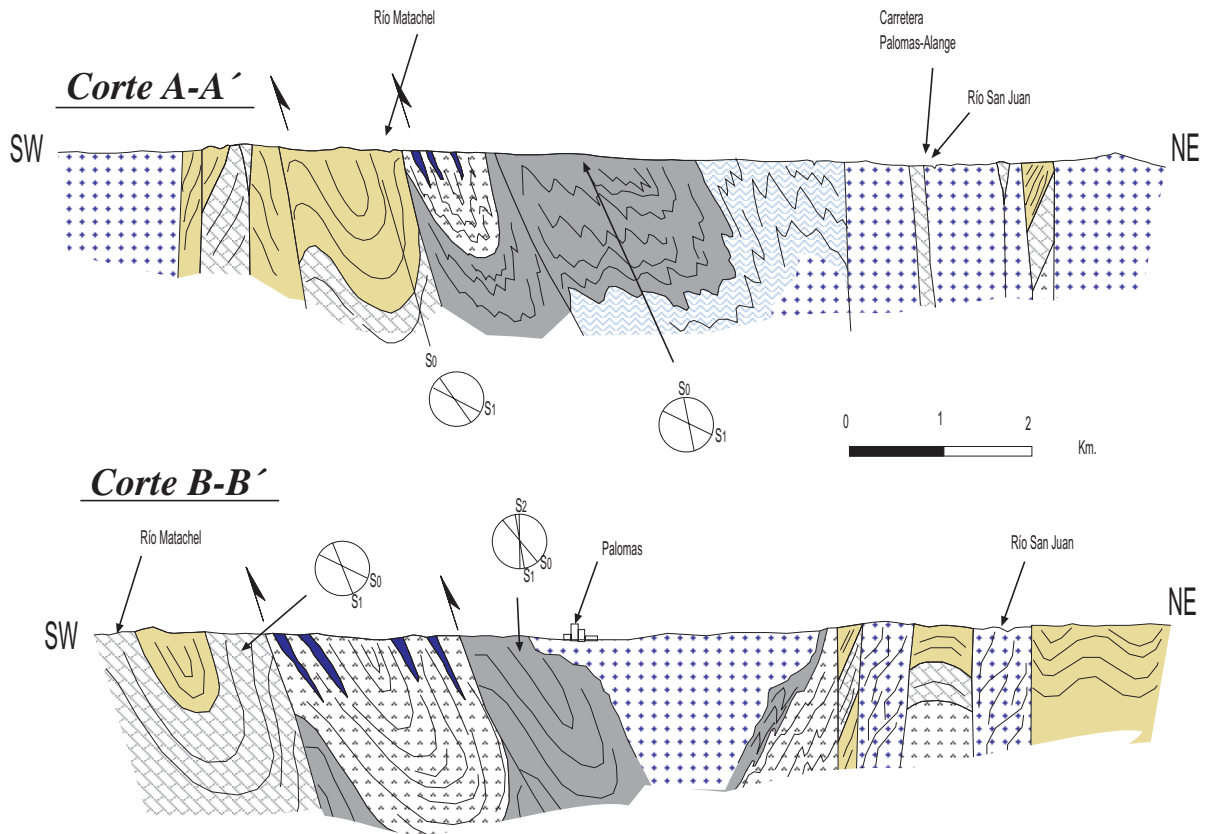


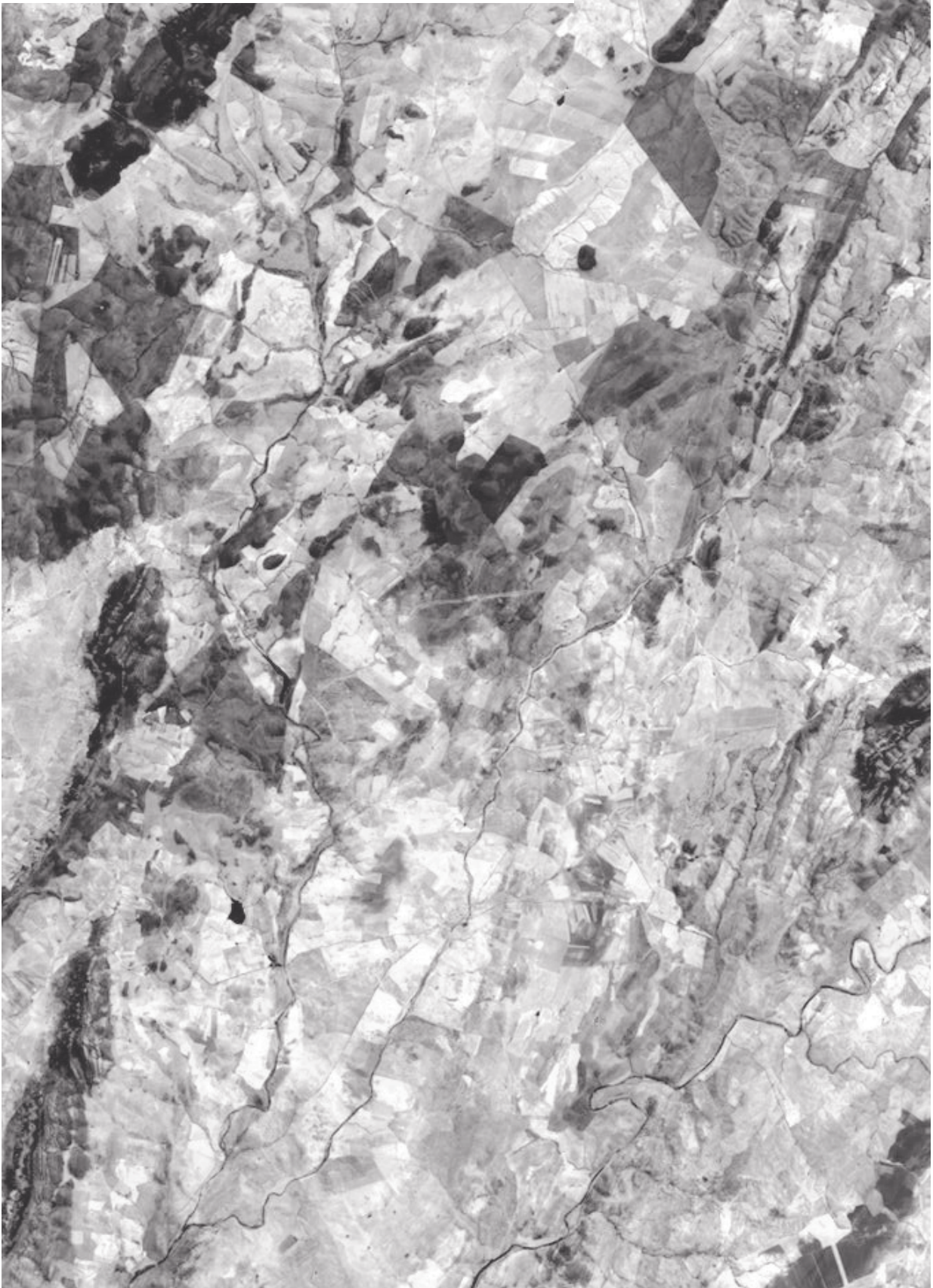
Fig. V.33.- Corte estructural simplificado del DOVPR en el sector de Retamal. Obsérvese las vergencias de la estructura de Palomas-Puebla de la Reina y de la Sierra de Hornachos. Estos cuerpos aparecen vergentes hacia el NE y en los sectores occidentales del DOVPR lo son hacia el SW.



**Fig. V.34.- Cortes geológicos de la estructura de Palomas-Puebla de la Reina. Corte A-A' Casa de Las Poyatas-Río Matechel-Sierra de Aguas Blancas. Corte B-B' río Matachel-Palomas-río San Juan. Situación exacta en el mapa de Palomas-Oliva de Mérida-Alange de los anexos.**

C.V.- Palomas-Puebla de la Reina

*Fig. V.35.- Fotografía satelitaria del sector de Palomas-Puebla de la Reina (Imagen LANDSAT THEMATIC MAPPER del 8 de sep. de 1984 y 8 de dic. de 1985; Cortesía de L. M. Martínez-Torres).*





## VI. ESTRUCTURA DEL SECTOR DE VALSEQUILLO.

### VI.A. Introducción.

El granito de Valsequillo (Febrel, 1963; Contreras Vázquez et al., 1989; Bandrés et al., 2000a), aparece dentro de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo (Sánchez-Cela y Gabaldón, 1973), una de las estructuras más importantes del DOVPR, que se extiende desde las proximidades de Retamal hasta el SE de Valsequillo a lo largo de más de 45 Km, definida por rocas de edad Arenig. Junto con el macizo de Valle de la Serena (Castro, 1988; Bandrés et al., 1999a) define un dúplex transcurrente izquierdo, en cuyo núcleo afloran rocas metasedimentarias y plutónicas finiprecámbricas (Serie Negra, Fm. Malcocinado, Fm. Pelítica del Embalse de Alange y granitoides y dioritoides precámbricos)(Fig. V.36).

Al NE esta estructura está separada de los materiales carboníferos de la cuenca Culm de Pedroches por una falla normal subvertical. Al SW una falla inversa frágil subvertical separa las rocas Arenig de los materiales carboníferos de la cuenca de La Granjuela. Las observaciones realizadas sobre esta estructura se centran en los cie-

rres periclinales NW, en donde se articula con la estructural sigmoidal definida por el macizo de Valle de la Serena, y SE, en las inmediaciones de Valsequillo, donde rocas ígneas cadomienses aparecen cabalgando sobre las rocas devónicas y ordovícicas del flanco NE de la antiforma. Este cabalgamiento (Fig. V.37) se ha interpretado como la continuación de las estructuras cabalgantes del macizo de Mérida y Valle de la Serena (Eguíluz et al., 1999b; Bandrés et al., 1999a, Bandrés et al., 1999b) y, por el SW, se continúa hasta el macizo de El Escribano (Apalategui y Pérez-Lorente, 1983).

### VI.B. Esquema macroscópico.

La antiforma muestra vergencias hacia el NE, pero está verticalizada y cizallada por las fases tardihercínicas que afectan a los sectores septentrionales de la Zona de Ossa-Morena (Ábalos, 1990; Azor, 1994; Bandrés y Eguíluz, 1999a). Las rocas plutónicas del sector SE de la Antiforma aparecen cabalgando sobre el flanco norte de esta estructura, a lo largo de un accidente frágil que produce una deformación cataclástica incipiente en las rocas ígneas cadomienses.

La foliación dentro de los cuerpos cadomienses es vergente hacia el NW y más noroeste (N140-160°E) que en los materiales paleozoicos, que presentan direcciones típicamente hercínicas N100-120°E. Esta disposición de

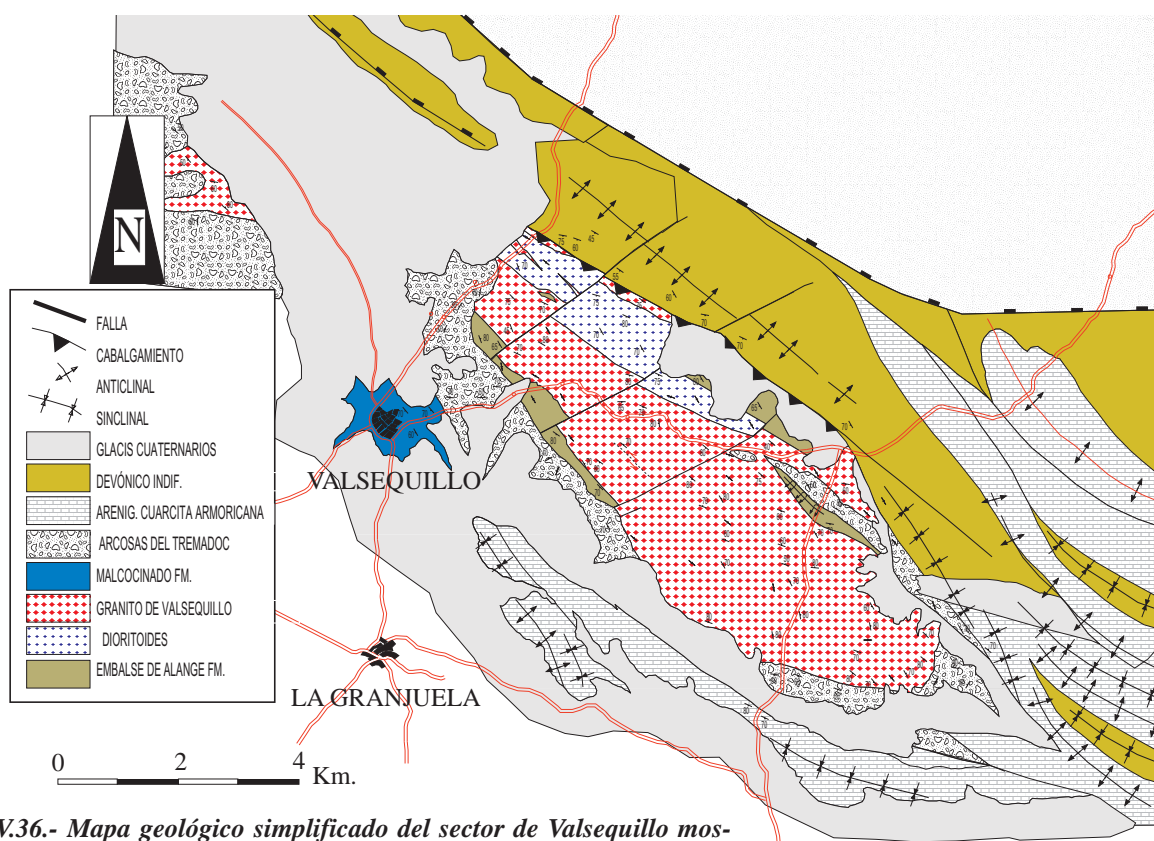
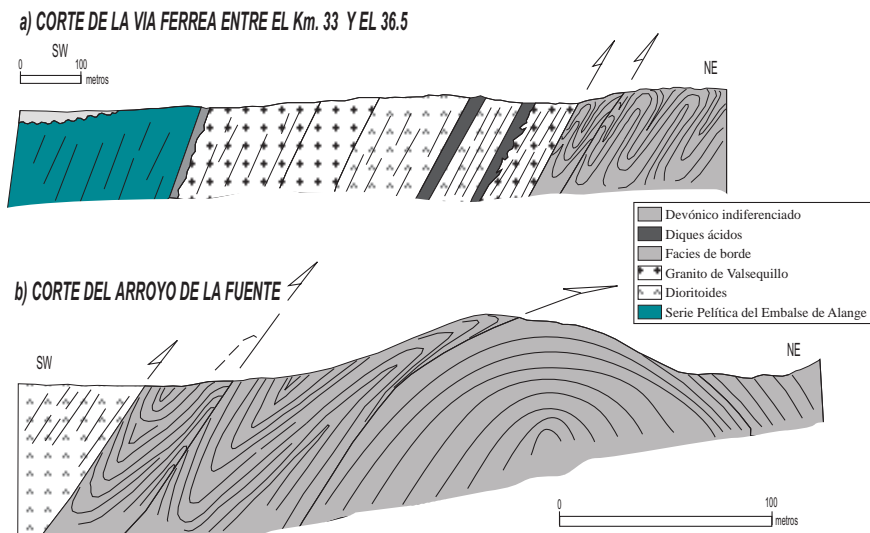


Fig. V.36.- Mapa geológico simplificado del sector de Valsequillo mostrando la estructura de este cuerpo y la geometría de la terminación perianticlinal de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo.

**Fig. V.37.- Cortes estructurales de detalle del contacto entre las rocas ígneas del granito de Valsequillo y los materiales devónicos del flanco norte de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo.**



la foliación es debida a la cinemática transcurrente-transpresiva que muestran estas rocas. En el contacto NE las rocas plutónicas desarrollan una foliación muy penetrativa de carácter protomilonítico y el devónico dibuja una antiforma vergente hacia el NE. Estas rocas presentan una lineación de estiramiento mineral poco penetrativa, sólo visible en las rocas más próximas al contacto, con criterios de cabalgamiento con componente transcurrente izquierda. Este accidente se atenúa hacia el NE, sobre los materiales paleozoicos, donde los pliegues se hacen progresivamente rectos y menos asimétricos. A la foliación principal se le superpone una fase de fracturación, espaciada e irregular de dirección N010-030°E y subvertical, relacionada con el episodio de fracturación tardihercínica general en la zona que origina desplazamientos en dirección con saltos de falla de escala hectométrica. Esta fracturación tardihercínica muestra una disposición transcurrente izquierda frágil. El cierre perianticlinal de la antiforma corresponde por el sur a un sistema de anticlinales y sinclinales en relevo con geometrías izquierdas de escala kilométrica. El cierre NW de la antiforma es más sencillo y corresponde con un gran anticlinal de plano axial subvertical con el eje del pliegue buzando 30-45° hacia el NE.

### **VI.C. Estructura de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo.**

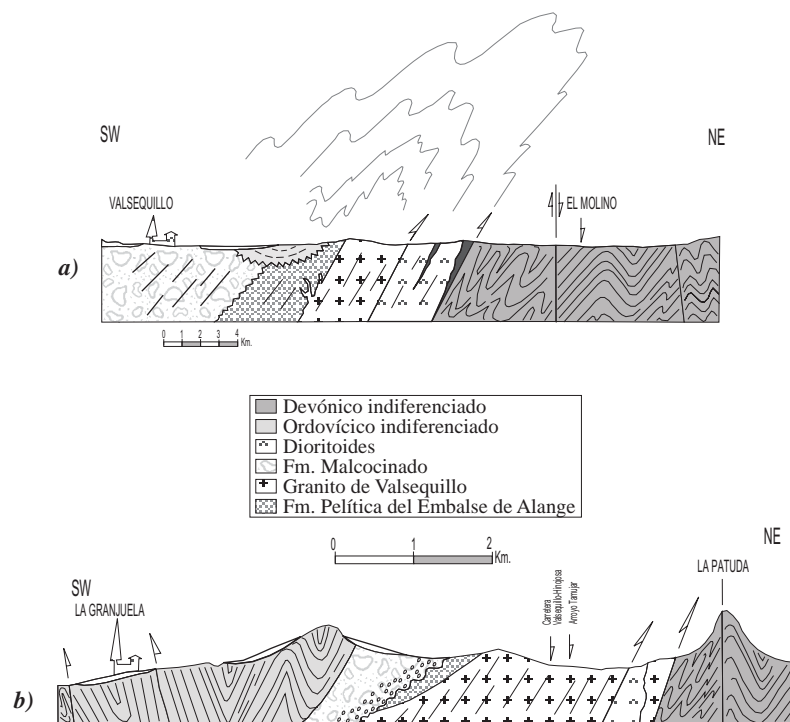
Se trata de una megaestructura de primera fase hercínica cuyos flancos, definidos por rocas ordovícicas (Cuarcita Armoricana), están verticalizados y presentan una disposición de flanco normal (Fig. V.38 y 39). El núcleo de la antiforma aparece cabalgado sobre el flanco NE de la misma, en el sector oriental (granito de valsequillo).

Los materiales devónicos más próximos al contacto con el granito de Valsequillo presentan pliegues apretados vergentes al NE con planos axiales de dirección

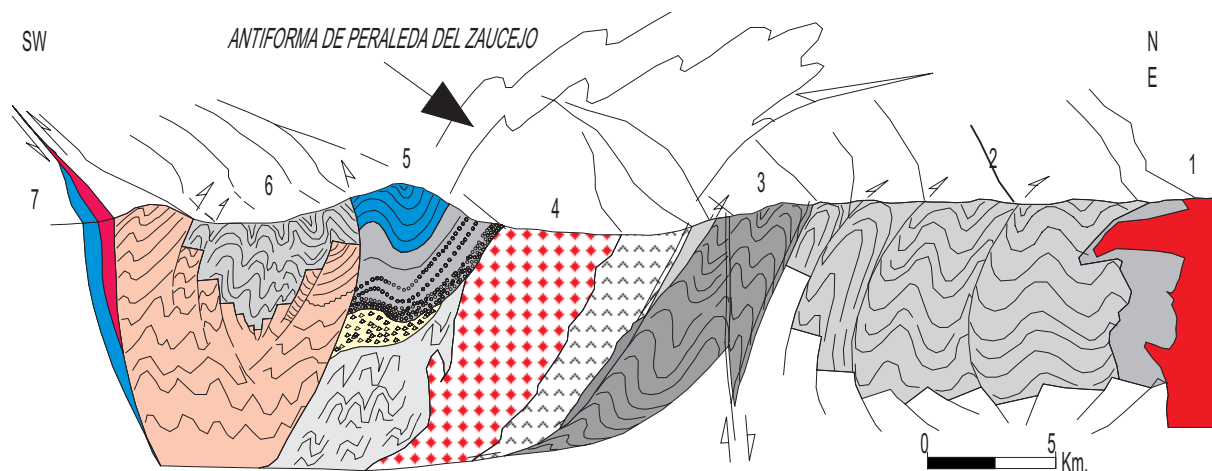
N140°E, paralelos a la dirección del cabalgamiento. Presentan una esquistosidad de plano axial de tipo slaty cleavage en los materiales más finos que, en general, está poco desarrollada. A varios cientos de metros del contacto con las rocas precámbricas, los pliegues desarrollados en los materiales devónicos se amortiguan y verticalizan, dando lugar al desarrollo de pliegues abiertos, de longitud de onda hectométrica y de plano axial vertical, con direcciones de N100-120°E y sin esquistosidad asociada

El corte del Arroyo Tamújar (Fig. V.37) pone de relieve la geometría de los materiales devónicos en el contacto con los dioritoides de Valsequillo. Los materiales ígneos muestran una foliación protomilonítica, con una lineación de estiramiento mineral poco definida, habitualmente ausente. La geometría de los planos S-C indica un sentido de movimiento lateral izquierdo, cabalgante hacia el NE. Los materiales devónicos en el contacto aparecen deformados, con lineaciones de estiramiento bien desarrolladas N160°E/25°NW, con pliegues apretados vergentes hacia el NE asociados a pequeñas estructuras cabalgantes congruentes con el cabalgamiento de las rocas cadomienses.

Los materiales devónicos están en contacto con el Carbonífero de la cuenca de Pedroches a través de una falla normal que hunde el bloque NE. El contacto del flanco SW de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo con la cuenca carbonífera de La Granjuela se realiza a través de una falla normal subvertical. Martínez-Poyatos (1997) interpreta los materiales de esta cuenca como precámbricos (Fm. Malcocinado) y considera que la estructura es la de un klippe. En la carretera de Hinojosa del Duque a Peñarroya entre los Km. 3 y 5 aflora el contacto entre los materiales carboníferos y las rocas ordovícicas, parcialmente recubierto por materiales pliocuaternarios. En este corte los materiales ordovícicos, discordantes sobre arcosas de edad Tremadoc, muestran una  $S_0$  a N120-135°E/70-80°SW. En los niveles lutíticos intercalados entre las cuarcitas de edad Arenig se reconoce una esquistosidad poco desarrollada que indica la existencia



**Fig. V.38.- Cortes estructurales de la Antiforma de Peraleda del Zaucejo en su sector más oriental (Valsequillo y La Granjuela). Los materiales de la antiforma están en contacto, al norte y al sur, por materiales carboníferos de la cuenca de Pedroches y de La Granjuela y dibujan una antiforma complicada por pliegues menores en el cierre oriental.**



1. Batolito de Los Pedroches. 2.- Culm de Los Pedroches. 3.- Flanco NE de la Antiforma de Peraleda  
 4.-Granito de Valsequillo. 5.- Flanco SW de la Antiforma de Peraleda.  
 6.- Cuenca carbonífera de La Granjuela. 7.- Bandas de cizalla con rocas cadomienses y paleozoicas

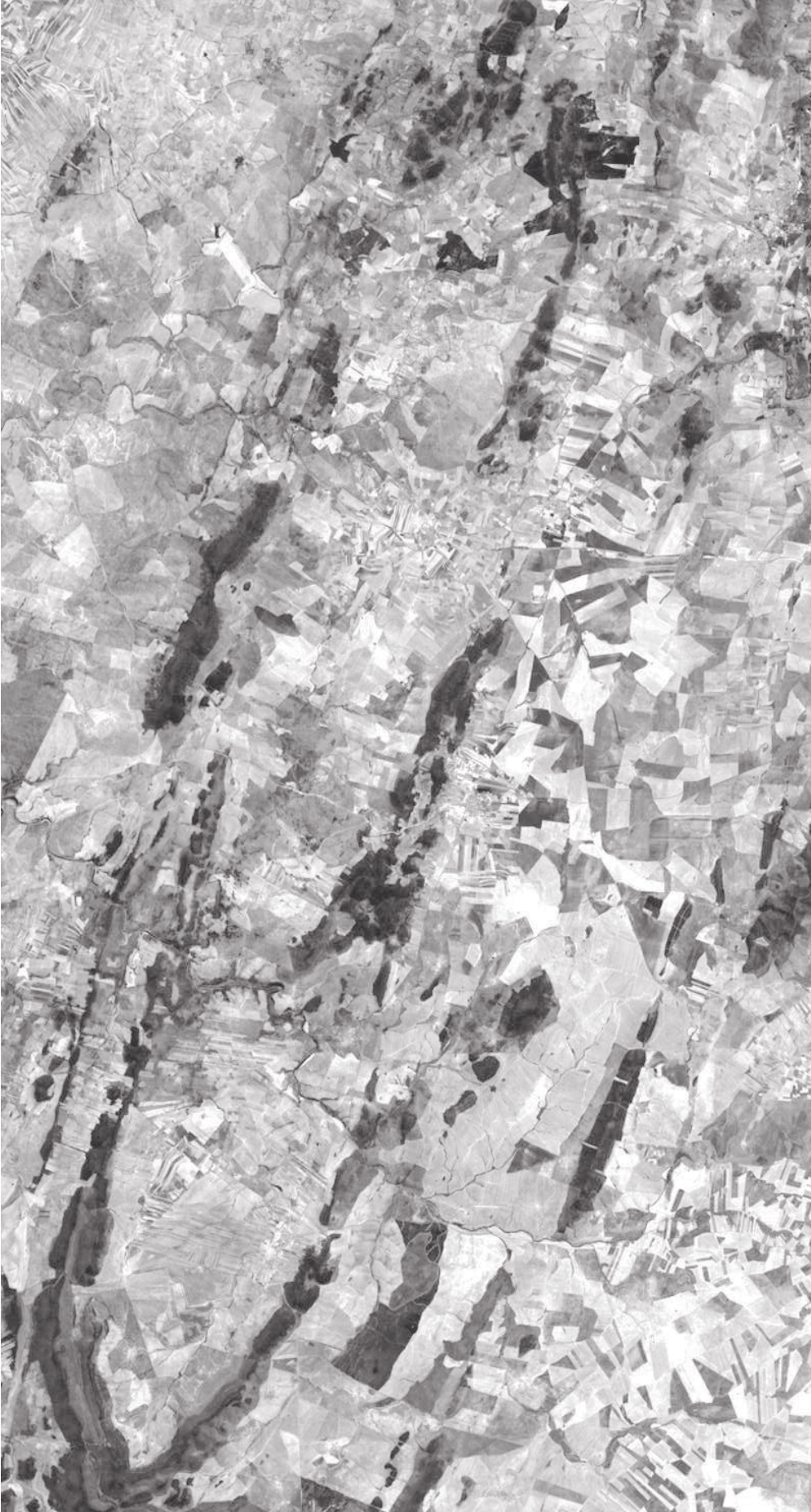
**Fig. V.39.- Esquema estructural idealizado de la antiforma de Peraleda del Zaucejo en un corte transversal de todo el DOVPR en este sector.**

de una antiforma hacia el NE (antiforma de Peraleda del Zaucejo).

En la carretera de Valsequillo a Fuente Obejuna las cuarcitas ordovícicas ( $S_0$  a  $N120^\circ E/65^\circ SW$ ) presentan numerosos planos de falla verticales con bloque SW hundido y saltos de falla de orden decimétrico a métrico. Con posterioridad algunas de estas fallas han rejugado con movimiento inverso, asociadas a la segunda fase varisca y, en las proximidades del contacto, las pizarras

carboníferas presentan pliegues apretados subverticales vergentes hacia el SW, que se atenúan de forma rápida dando pliegues muy abiertos. Los materiales de la cuenca carbonífera de La Granjuela dibujan una gran sinforma con los contactos NE y SW cabalgados por las rocas pre-carboníferas (Contreras Vázquez et al., 1989). Estos materiales carboníferos están afectados por una única fase de deformación asocia una débil esquistosidad de plano axial vertical.





*Fig. V.40.- Fotografía satélite de la antiforma de Peraleda del Zaucejo. Las principales estructuras que conforma la Antiforma, así como los contactos de la misma son claramente reconocibles (Imagen LANDSAT THEMATIC MAPPER del 8 de sep. de 1984 y 8 de dic. de 1985; Cortesía de L. M. Martínez-Torres).*

## VII. ESTRUCTURA DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO DE BADAJOZ-CÓRDOBA EN EL SECTOR DE FUENTE OBEJUNA.

### VII.A. Introducción a la geología estructural del CBBC.

Han sido muchos los estudios realizados desde un punto de vista estructural dentro del CBBC. Fruto de estas investigaciones son una serie de propuestas de subdivisión en dominios o unidades tectónicas en función de sus relaciones geométricas, tectónicas, geocronológicas y metamórficas. Como recopilación de los últimos estudios realizados destacan los incluidos en las hojas del Plan Magna (hojas 803, 804, 828, 829, 830, 854, 855, 877, 878, 879, 899, 900, 901, 923; Sánchez-Cela y Gabaldón, 1977; Apalategui e Higuera 1983; Apalategui et al., 1983b; Arriola et al., 1983; Odriozola et al., 1984; Apalategui et al., 1985a, b, c, y e), en base a los cuales se ha realizado la mayoría de los estudios geológicos en el CBBC. Entre los estudios a nivel estructural, metamórfico y tectónico destacan los trabajos de Bladier, 1974; Laurent, 1974; Chacón 1979; Garrote 1976; Lefort y Ribeiro 1980; Burg et al., 1981; Chacón et al., 1983; Apalategui et al., 1990; Ábalos 1990; Ábalos et al., 1991; Azor et al., 1992; Azor 1994; Azor et al., 1994; Martínez-Poyatos, 1997, Pereira y Silva, 1996, 1997 y Pereira, 1999. De forma análoga destacan los estudios de carácter geocronológico realizados en el CBBC, que han hecho que esta estructura sea la mejor conocida, a nivel

geocronológico de toda la ZOM (Blatrix y Burg, 1981; Lancelot y Allegret, 1982; Serrano Pinto, 1983; García-Casquero et al., 1985, 1988; Linares et al., 1987; Schäfer et al., 1988, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1989, 1992; Schafer, 1990; Nægler, 1990; Ochsner, 1993; Nægler et al., 1993; Azor, 1994; Quesada y Dallmeyer, 1994; Azor et al., 1995; Ordóñez-Casado et al., 1997a y b; Ordóñez-Casado, 1998).

Burg et al., (1981) definen el CBBC como una banda de cizalla, situada entre las fallas de Hornachos y Azuaga, constituida por materiales precámbricos afectados por una única fase de deformación principal de carácter penetrativo y de cinemática izquierda. Ábalos (1990) realiza un detallado estudio estructural del CBBC y propone una subdivisión en cinco láminas cabalgantes apiladas tectónicamente. En este trabajo se sigue la subdivisión de Ábalos (1990) si bien se reinterpretan sus relaciones geométricas y se agrupan en dos grandes dominios, con historias tectonometamórficas diferentes. Por último, la escuela de Granada (Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997) realiza una revisión de las hojas Magna y propone una subdivisión, con una Unidad Central, situada entre la falla del Matachel y la falla de Azuaga, constituida por rocas blastomiloníticas y ortogneises alcalinos cambro-ordovícicos.

A partir del esquema tectónico propuesto por Ábalos (1990), en el sector central del CBBC se ha diferenciado un conjunto gneísico alóctono, emplazado sobre un parautoctono constituido por esquistos y metaarcosas (Apalategui e Higuera, 1983; Apalategui et al., 1983; Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1990) en el que intruyen granitoides alcalinos relacionados con un episodio extensional cambro-ordovícico.

En el CBBC se ha reconocido un episodio de deformación (D1) y metamorfismo regional (M1) cadomiense

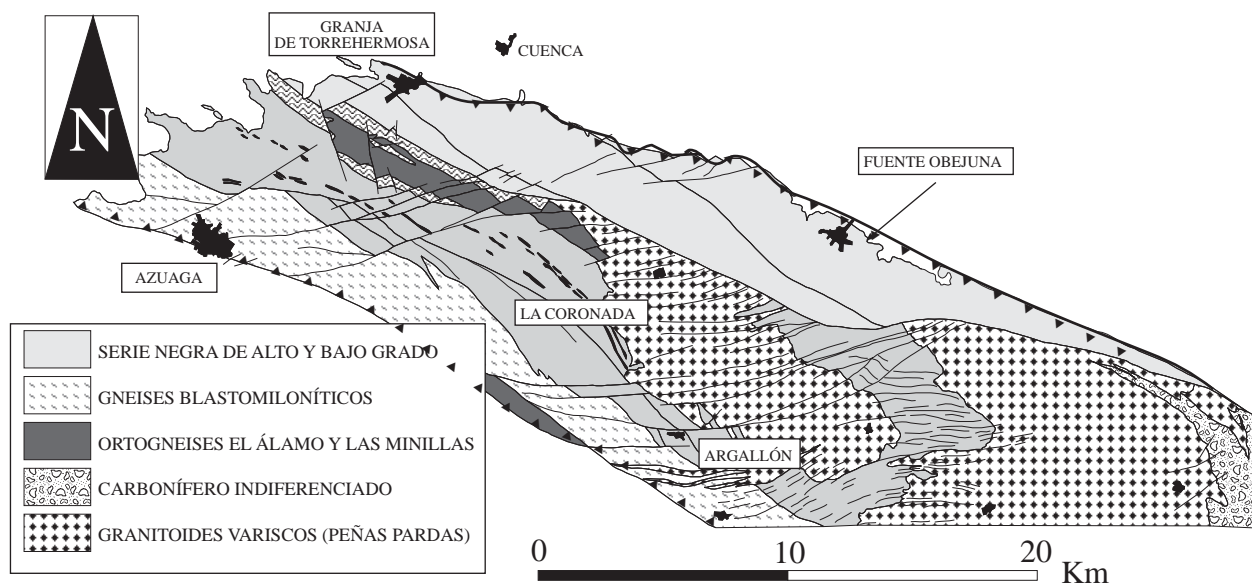


Fig. V.41.- Mapa geológico esquemático mostrando la relación del domo de Fuente Obejuna con las unidades blastomiloníticas de la Unidad Central (Dominio de Gneises Blastomiloníticos).



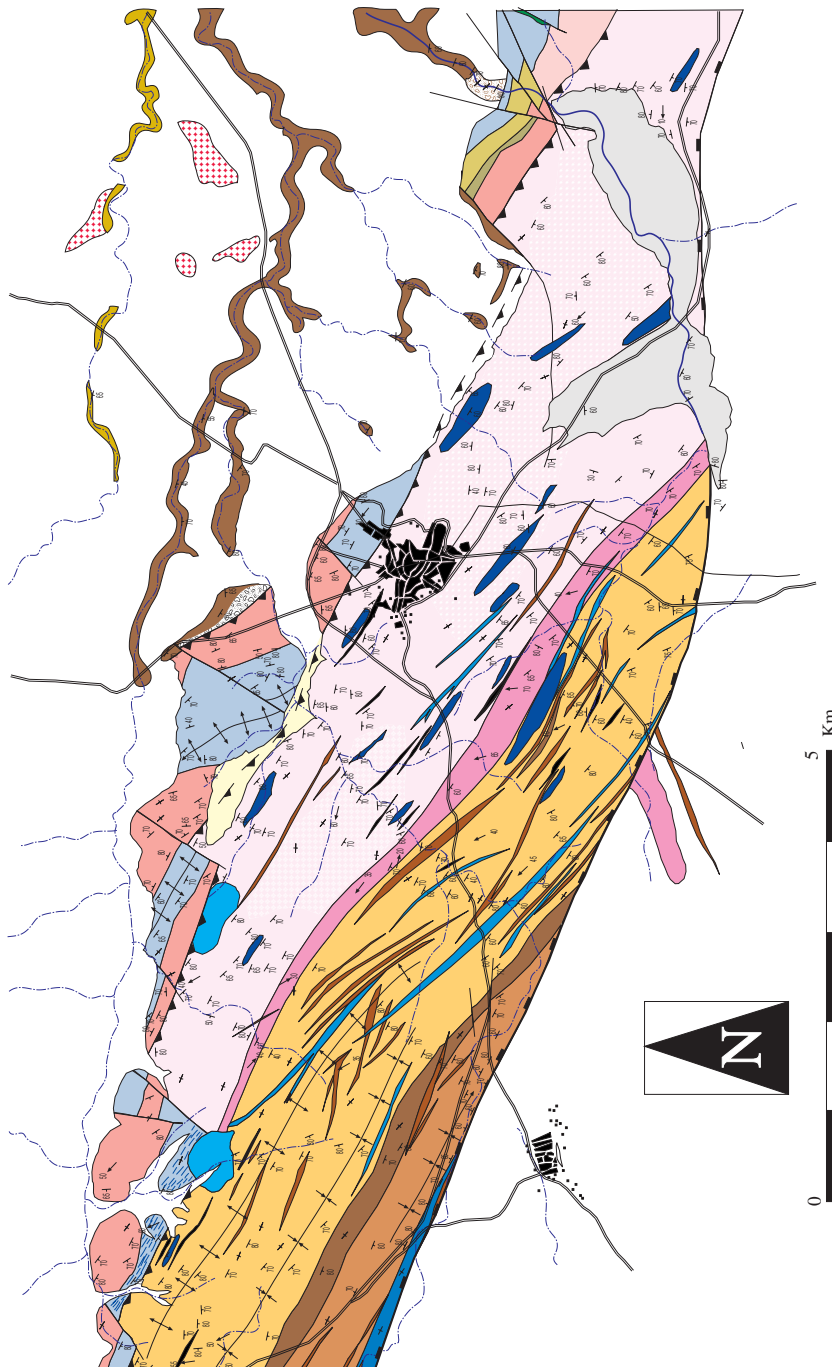
## C.V.- Domo de Fuente Obejuna

(Quesada y Dallmeyer, 1990; Ábalos et al., 1991; Ábalos y Eguíluz, 1992) y un segundo ciclo claramente hercínico, con una importante componente transcurrente, en el que pueden diferenciarse una primera etapa de deformación dúctil (D2), a la que se asocia un metamorfismo (M2) de grado bajo-medio que trastoca las asociaciones previas. Este episodio (370-330 M.a.; Dallmeyer y Quesada, 1989) evoluciona durante el Carbonífero a una deformación frágil transpresiva (D3) que culmina los grandes desplazamientos acomodados por esta zona de cizalla (Blatrix y Burg, 1981; Ábalos, 1989a; Quesada y Dallmeyer, 1990; Ábalos y Eguíluz 1992).

## VII.B. Introducción al sector de Fuente Obejuna.

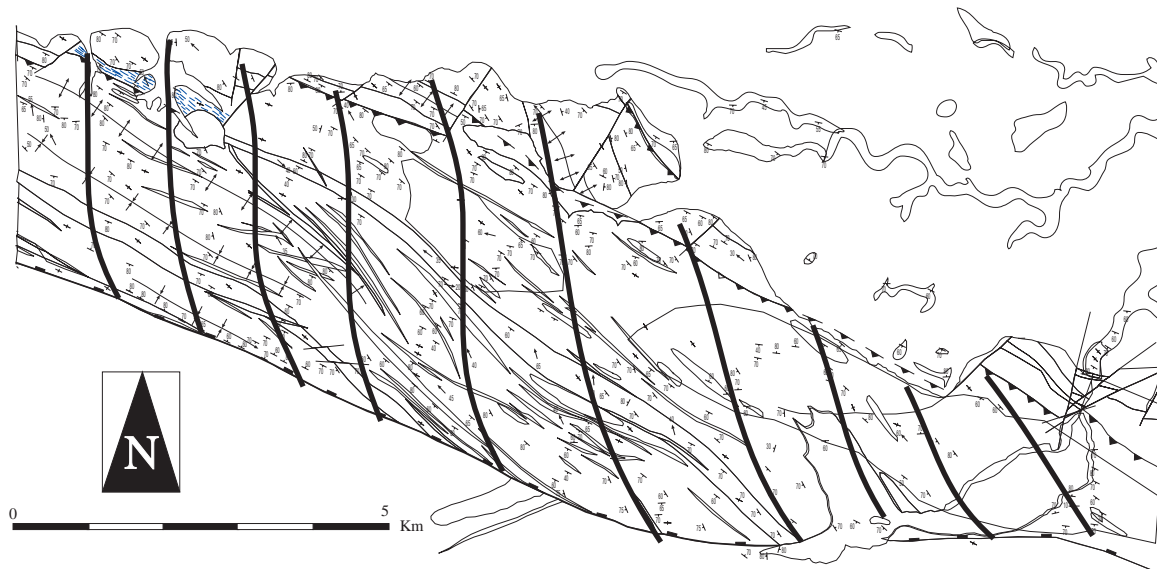
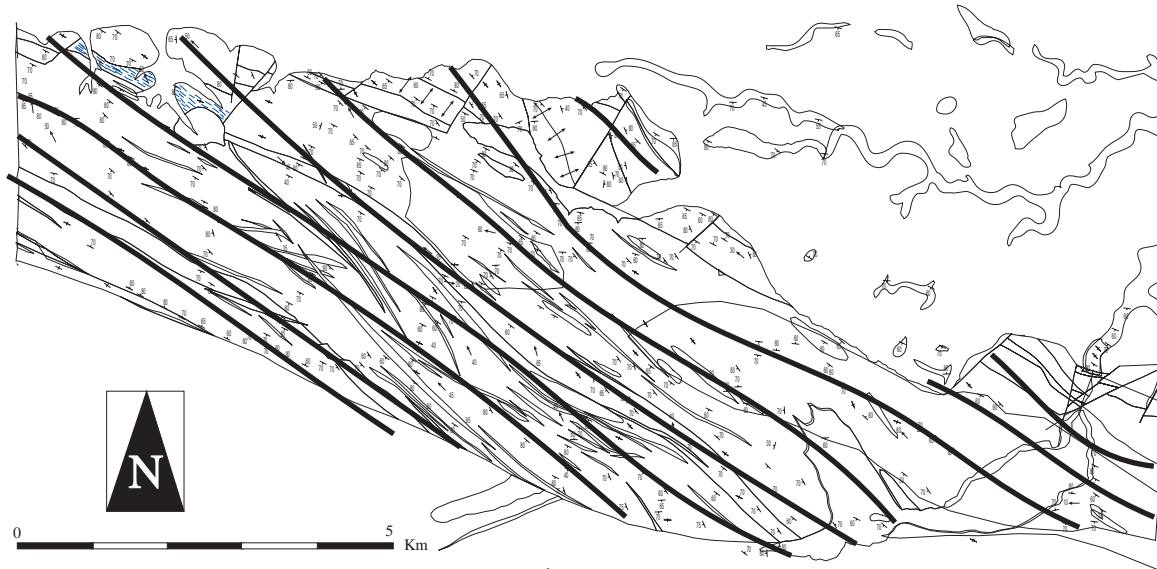
Las rocas del sector de Fuente Obejuna se encuadran dentro de la lámina de Serie Negra descrita por Ábalos (1990) y del dominio de Córdoba-Fuente Obejuna (Apalategui et al., 1983a) y corresponderían a las rocas de la ZCI más próximas a la Unidad Central, según el esquema de Azor (1994). En este sector las estructuras son comparables a las descritas por Ábalos (1990) para el área de Mina Afortunada, en el tercio central del CBBC (Fig. V.40 y 41).

Se han diferenciado una serie de megaestructuras de



*Fig. V.42.- Mapa esquemático del domo de Fuente Obejuna en donde se ponen de relieve las estructuras reconocidas y diferenciadas en cartografía.*





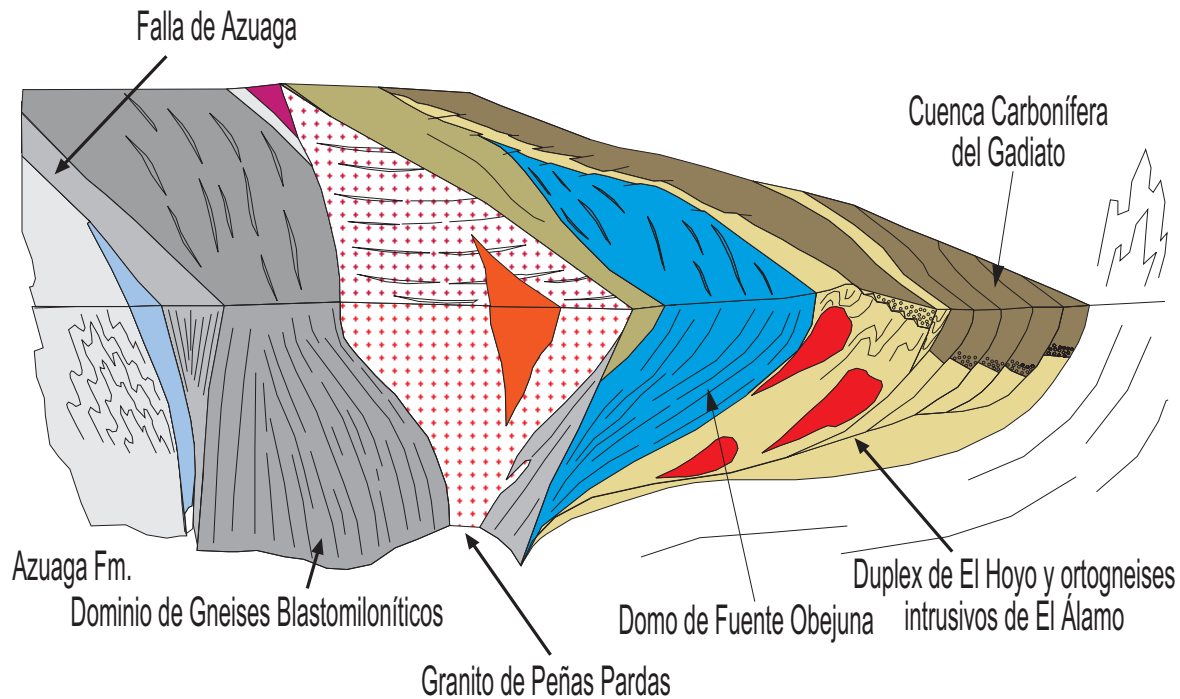
**Fig. V.43.-** Mapa esquemático del Domo de Fuente Obejuna con las trayectorias de la foliación milonítica (Mapa superior).

**Fig. V.44.-** Mapa esquemático del Domo de Fuente Obejuna con las trayectorias de la lineación de estiramiento mineral (Mapa inferior).

geometría sigmoidal, dentro de las cuales aparecen rocas pertenecientes a la Serie Negra y rocas de la Fm. El Hoyo dentro de los cuales aparecen ortogneises alcalinos intrusivos. Los materiales del sector de Fuente Obejuna aparecen exclusivamente en el interior de una megaestructura de geometría sigmoidal limitada por rocas de la Fm. El Hoyo al NE y al SW y por rocas ígneas hercínicas pertenecientes al complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Esta estructura sigmoidal se extiende desde Granja de Torrehermosa, en donde desaparece bajo los materiales terciarios de la depresión de Maguilla, hasta Doña Rama, a lo largo de más de 20 Km. En su interior afloran rocas pertenecientes a la Serie Negra y a la Fm. Malcocinado, así como diques y cuer-

pos de pequeñas dimensiones de edad hercínica, asociados al Complejo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

Dentro de la Serie Negra se han diferenciado dos grandes grupos: un conjunto con un importante metamorfismo térmico que da lugar a un diferenciado granodiorítico anatóctico y un segundo grupo de rocas con un metamorfismo de bajo grado. La estructura general del sector de Fuente Obejuna, es la de una antifirma tardía, generada durante la fase de crenulación varisca. La disposición geométrica de esta estructura responde al importante proceso de cizalla izquierda de la primera fase varisca, que es coetáneo con el descrito dentro del DOVPR. No obstante dentro del domo de Fuente Obejuna se recono-



**Fig. V.45.-** Bloque diagrama esquemático con la situación del Domo de Fuente Obejuna con respecto a las unidades blastomiloníticas de la Unidad Central y la cuenca del Guadiato, sobre la que cabalga este domo.

cen episodios previos a la primera fase de deformación varisca, que originan estructuras macroscópicas atribuibles a la orogenia cadomiense.

### VII.C. Esquema macroscópico.

En cartografía esta antifforma está limitada al NE y al SW por rocas de la Fm. El Hoyo (al NE, aparecen en la Sierra de las Cabras y Cerro Castaño y al SW en el sector de Las Minillas).

Una de los rasgos más reseñables es la existencia de un accidente extensional, que ha rejugado con posterioridad como cabalgamiento, y separa de forma clara las rocas metamórficas de bajo grado de las rocas migmatíticas.

A escala regional estas rocas se continúan, bajo la cobertera cenozoica del Maquilla, hasta Mina Afortunada, al NW de Hornachos (Ábalos, 1990; Ordóñez-Casado, 1998), donde aparecen con una disposición similar a la de Fuente Obejuna.

Los criterios cinemáticos indicativos de procesos extensionales se circunscriben al contacto entre las dos unidades de Serie Negra, si bien en los sectores menor afectados por el cizallamiento varisco hay estructuras comparables. La Serie Negra de alto grado muestra una milonitización variable con una componente extensional dominante de edad probablemente prehercínica. El borde septentrional corresponde a una cizalla lateral izquierda con componente cabalgante que coloca estos materiales sobre los de la Fm. El Hoyo. Así mismo incorpora escamas tectónicas de rocas de esta formación dentro e las bandas de cizalla desarrolladas en la Serie Negra, las

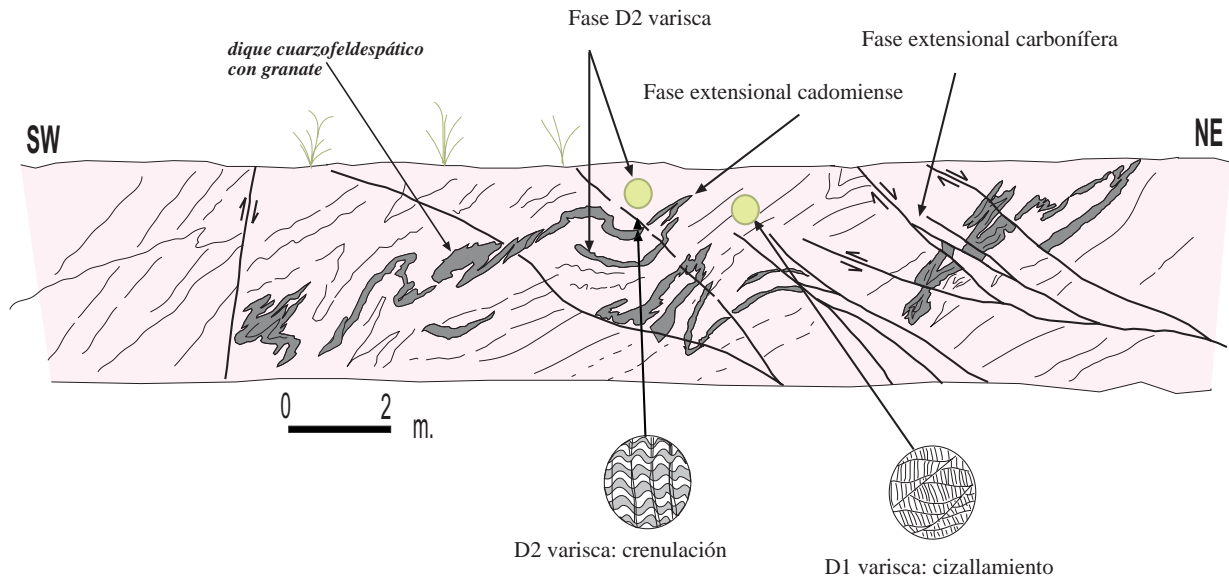
cuales se reconocen con claridad en los sectores más orientales.

Las etapas tardihercínicas aparecen muy bien expresadas en este sector por la presencia de gran número de diques asociados al complejo ígneo de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, cuya geometría permite conocer los evoluciones de la cizalla izquierda que se desarrolla en el CBBC.

### VII.D. El accidente de la Serie Negra de alto grado sobre la Serie Negra de bajo grado.

Este accidente está formado por 200-500 metros de gneises miloníticos y milonitas. En cartografía ha sido individualizado y presenta una geometría sigmoidal asociada a un proceso de transcurrencia izquierdo. Lateralmente desaparece debajo de las rocas de la Fm. el Hoyo, en la Sierra de las Cabras gneisificando y milonitizando estas rocas en sus proximidades. Si bien existen discrepancias sobre la edad de la Fm. El Hoyo, queda claro que parecen corresponder a rocas del Paleozoico Inferior y por lo tanto este accidente sería de edad pre-Paleozoico Inferior (preordovícico).

Está formado por rocas fuertemente deformadas con criterios cinemáticos de un proceso de cizallamiento izquierdo (rotación de porfidoclastos de feldespato, estructuras C-S, alternancias de litologías, diques desmembrados,...). La foliación milonítica de estas rocas posee direcciones variables a N100-145°E con vergen-



**Fig. V.46.- Corte estructural de detalle de los gneises migmatíticos de Fuente Obejuna (carretera de Fuente Obejuna a Los Ojuelos, a 2 Km de Fuente Obejuna). En este corte se reconocen con claridad una fase de pliegues vergentes hacia el NE definidos por un diferenciado cuarzo-feldespático con granate asociada al proceso de formación del domo migmatítico. Durante la primera fase varisca se produce una milonitización generalizada que, en este sector, es poco acusada pero reconocible y posterior a los pliegues vergentes. La fase de crenulación pliega las estructuras previas y las verticaliza.**

cias hacia el SW y fuertes buzamientos. La lineación de estiramiento mineral presenta inclinaciones de 30-70°NW. No se han reconocido en el campo ni al microscopio otras lineaciones superpuestas, si bien existe una amplia dispersión de las medidas, con una familia de lineaciones subverticales más norteadas. La deformación es frágil-dúctil y produce recristalización local de feldespato potásico y una fuerte recristalización dinámica del cuarzo.

Microscópicamente estas rocas son gneises miloníticos y milonitas-ultramilonitas desarrolladas sobre una rocas de composición granodiorítica. Los fenoclastos son plagioclasa ácida-intermedia, feldespato y cuarzo. No se han reconocido restos de otras mineralogías que puedan aportar información sobre el protolito de esta roca. Se han reconocido texturas claramente ígneas entre los fenoblastos. Dentro de estas rocas se reconocen niveles de gneises de grano medio a fino con texturas estromatolíticas y paragénesis metamórficas de alta temperatura muy tectonizadas.

Esta estructura se ha interpretado como una estructura extensional cadomiense a favor de la cual han sido exhumadas rocas de la Serie Negra. Durante la orogenia hercínica este accidente ha funcionado como una estructura compresional, invirtiéndose su funcionamiento y deformando las rocas del Paleozoico Inferior que lo recubrían en discordancia.

## VII.E. La estructura de la Serie Negra.

A escala macroscópica la Serie Negra dibuja un cuerpo sigmoidal de dimensiones decakilométricas, dentro del cual se reconocen dos dominios principales (Fig. V.43 y 44). Uno, situado al oeste, constituido por rocas de bajo grado metamórfico, y un segundo dominio, formado por rocas migmatíticas. En su conjunto estas rocas dibujan una estructura antiformal verticalizada por las fases variscas tardías.

Dentro de las rocas de bajo grado metamórfico, se reconoce una  $S_1$ , traspuesta y plegada, dando lugar a pliegues vergentes hacia el NE. Estos pliegues aparecen verticalizados, con una esquistosidad de crenulación en los niveles más finos.

Dentro de la Fm. Malcocinado la esquistosidad muestra buzamientos muy fuertes hacia el NE. Se reconocen niveles pelíticos, esquistosados que contienen cantos centimétricos estirados cuya geometría es la de un elipsoide prolato de orientación mayoritariamente vertical.

Las rocas de la Serie Negra de bajo grado, afloran variablemente deformadas, no obstante se reconoce una esquistosidad de plano axial asociada, la cual aparece plegada y vergente hacia el NE, dando lugar a interferencias de pliegues. En las proximidades del accidente que separa los dos tipos de Serie Negra, estas litologías desarrollan una esquistosidad por transposición tectónica de la  $S_1$  y  $S_0$ , con lineaciones de estiramiento mineral asociada que muestran criterios de movimiento hacia el NE. Estas rocas se disponen cabalgando sobre la Fm. de



C.V.- Domo de Fuente Obejuna

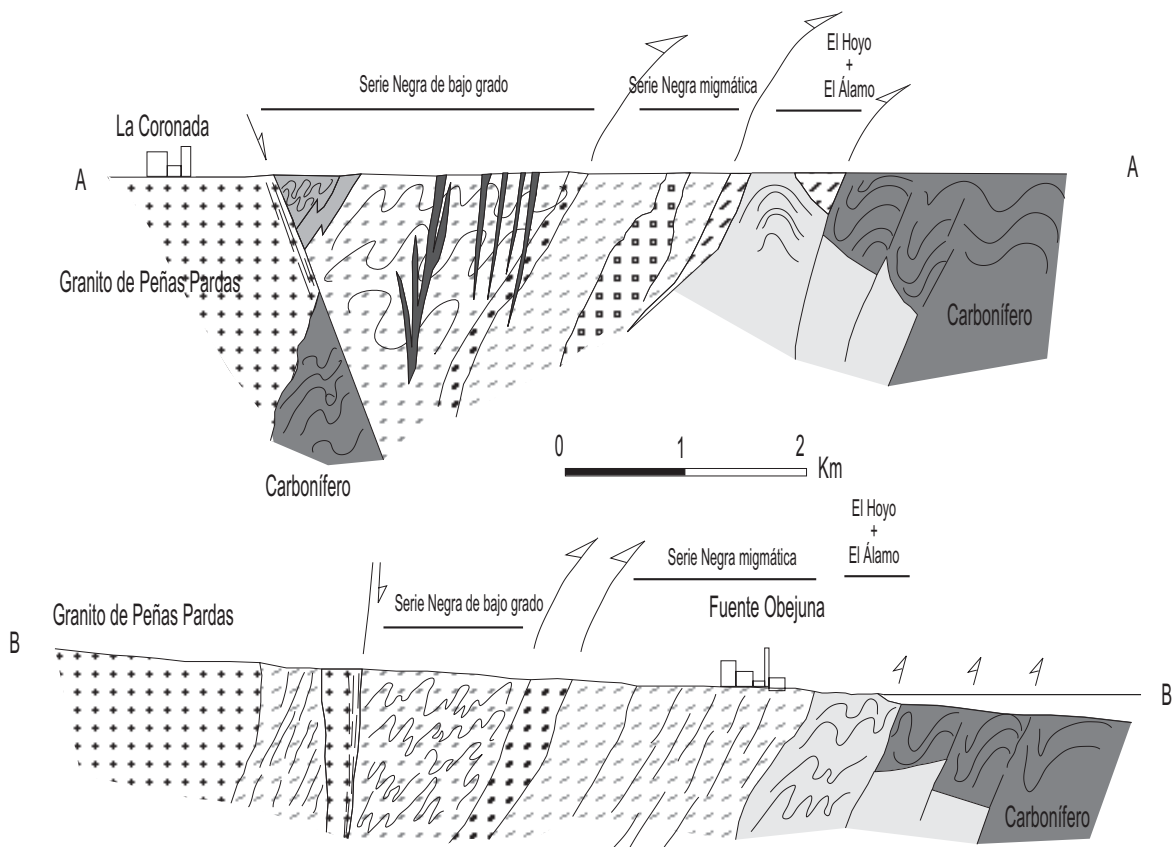


Fig. V.47.- Cortes estructurales del Domo de Fuente Obejuna. Situación en el mapa recogido en los anexos.

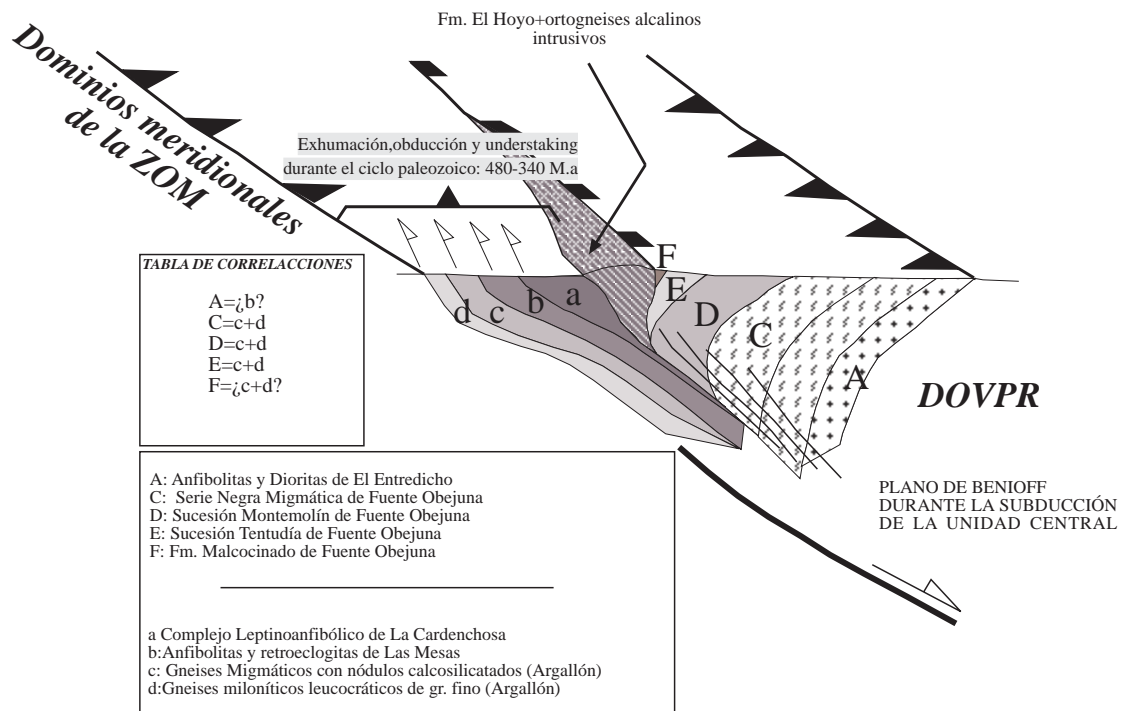
El Hoyo que aflora en la Sierra de las Cabras. En general, estas litologías, en las proximidades del accidente que individualiza los dos tipos de Serie Negra, desarrollan abundantes criterios de cizalla izquierda. La segunda fase varisca da lugar a crenulaciones en los niveles esquistosos más finos y a pliegues verticales con inmersiones de los ejes de los pliegues hacia el NW.

Dentro de las rocas de la Serie Negra de alto grado, la estructuración es similar a la descrita para el resto de las unidades. Se han reconocido estructuras y microestructuras que indican un proceso extensional asociado al accidente extensional principal. La estructura que se reconoce está muy modificada y trastocada por el proceso de cizallamiento izquierdo, que en estas litologías es muy acusado.

Esta unidad desarrolla una foliación vergente al SW, que habitualmente lleva una lineación de estiramiento y/o intersección asociada a un proceso de transcurrancia izquierdo. En los sectores más meridionales se ha reconocido una fase de pliegues vergentes hacia el NE (Fig. V.46) que afecta a rocas migmáticas y está asociada al proceso extensional. Un segundo evento deformativo da

lugar a pliegues verticales abiertos, con las mismas directrices estructurales que la esquistosidad de crenulación que se desarrolla en los niveles de micaesquitos intercalados, y que son coincidentes con la fase de plegamiento que afecta a las rocas carboníferas que afloran tanto en la cuenca del Guadiato como en la cuenca de Benjarafe.

Las rocas del domo de Fuente Obejuna presentan una esquistosidad fuertemente replegada y trastocada por una esquistosidad de crenulación subvertical. La esquistosidad principal de la roca está definida por la orientación de minerales micáceos y por una transposición tectónica de los niveles ricos en cuarzo. Las rocas anfibólicas muestran un bandeo tectónico con alternancia de niveles leucocráticos y niveles melanocráticos. Las cuarcitas negras presentan texturas granoblásticas a granolepidoblásticas. Los niveles de metagrauvacas y de metacuarcitas presentan una esquistosidad penetrativa que en los niveles más ricos en cuarzo evoluciona hacia una foliación protomilonítica poco desarrollada. No se han reconocido claramente fases de deformación diferentes superpuestas, aunque la deformación que muestran estas



**Fig. V.48.- Esquema geotectónico de la posición estructural de las principales unidades reconocidas dentro del CBBC, en el sector de Fuente Ovejuna-Argallón. Se hace un intento de correlación de las principales unidades del dominio de Domo Migmáticos y de la Unidad Central.**

rocas es lo suficientemente intensa como para borrar vestigios de esquistosidades previas así como por la ausencia de blastos metamórficos que hubiesen sellado esquistosidades relictas.

Cortando a las estructuras previas de la primera fase varisca se reconocen abundantes fallas de bajo ángulo, con sentido de movimiento del bloque hundido hacia el NE, asociadas a la fase de extensión carbonífera. Con posterioridad tiene lugar un proceso de fracturación tardío, con fallas de dirección N030-060°E y subverticales que trastocan los principales contactos de las rocas de Fuente Ovejuna, con abundantes mineralizaciones asociadas a las mismas. La mayoría de estas fallas muestran un sentido de movimiento derecho con hundimiento hacia el oeste.

El abundante cortejo filoniano que corta las rocas del domo de Fuente Ovejuna permite estudiar los últimos estadios de la evolución cinemática de este sector. Esos diques permiten poner de relieve que el proceso de transcurrancia es dilatado en el tiempo y que tiene expresión, dentro del CBBC, en las últimas etapas de la evolución varisca del mismo.

## VII. LA ESTRUCTURA DE EL HOYO-EL ENTREDICHO.

### VII.A. Introducción.

La estructura de El Hoyo-El Entredicho, ocupada por la Formación de El Hoyo (Pérez-Lorente, 1971; Bandrés y Eguíluz, 1999d) se ubica en el límite entre el CBBC y el DOVPR, disponiéndose según la traza de la falla de Hornachos (Fig. V.49). En este sector la falla de Hornachos coincide con un sigmoide de escala kilométrica que se extiende desde Granja de Torrehermosa hasta Villanueva del Rey, al menos con una longitud total de más de 30 Km. En este trabajo se ha estudiado la estructura de El Hoyo-El Entredicho que aflora en la hoja Geológica de Peñarroya-Pueblonuevo (Apalategui et al., 1985). Al norte de esta estructura aparece la cuenca del Guadiato, sobre la que se encuentra cabalgante la estructura de El Hoyo-El Entredicho, y más al norte el DOVPR. A esta formación se le ha asignado tradicionalmente una edad precámbrica o Arenig, aunque en este trabajo se le ha asignado una edad Cámbrico Medio-Superior. Si bien la Fm. de El Hoyo no se ha correlacionado hasta el momento con otras unidades situadas dentro del CBBC, numerosos autores señalan que El Hoyo, La Albariza y la Formación de la Atalaya pueden corresponder al mismo grupo de rocas.

El estudio estratigráfico de detalle realizado en estas rocas ha puesto de manifiesto de forma clara que los tramos más esquistosos se sitúan en la base de la serie, la cual culmina con los tramos de naturaleza arcósica y conglomerática. En el sector de El Entredicho, en donde afloran las rocas más profundas, se han reconocido paragénesis metamórficas de grado medio (granate-estauroлита-biotita) asociadas a láminas cabalgantes de naturaleza anfibolítica y diorítica (anfíbolitas y dioritas de El Entredicho).

La estructura general de El Hoyo-El Entredicho es la de un pliegue vergente al NE, generado durante la primera fase de deformación varisca. Esta estructura aparece cizallada con posterioridad y afectada por la segunda fase varisca que la verticaliza y crenula. En el sector de El Entredicho, el cizallamiento es muy intenso y desenraza los flancos del pliegue vergente de primera fase generando una serie de láminas imbricadas cabalgantes afectadas por un cizallamiento izquierdo. Bajo estas láminas aflora, con contactos mecánicos, el hipotético zócalo de la Fm. El Hoyo (anfíbolitas y dioritas de El Entredicho).

### VII.B. Esquema macroscópico.

A grandes rasgos la estructura de El Hoyo-El

Entredicho dibuja un gran sigmoide complejo de carácter izquierdo, el cual es reflejo de la cinemática que lo estructura, durante la orogenia varisca. Se reconocen tres grandes dominios: el sector de la Sierra de Las Cabras, al NW, el anticlinal vergente de El Hoyo, en el tercio central, y el sector de El Entredicho, en la zona más oriental (Fig. V.50).

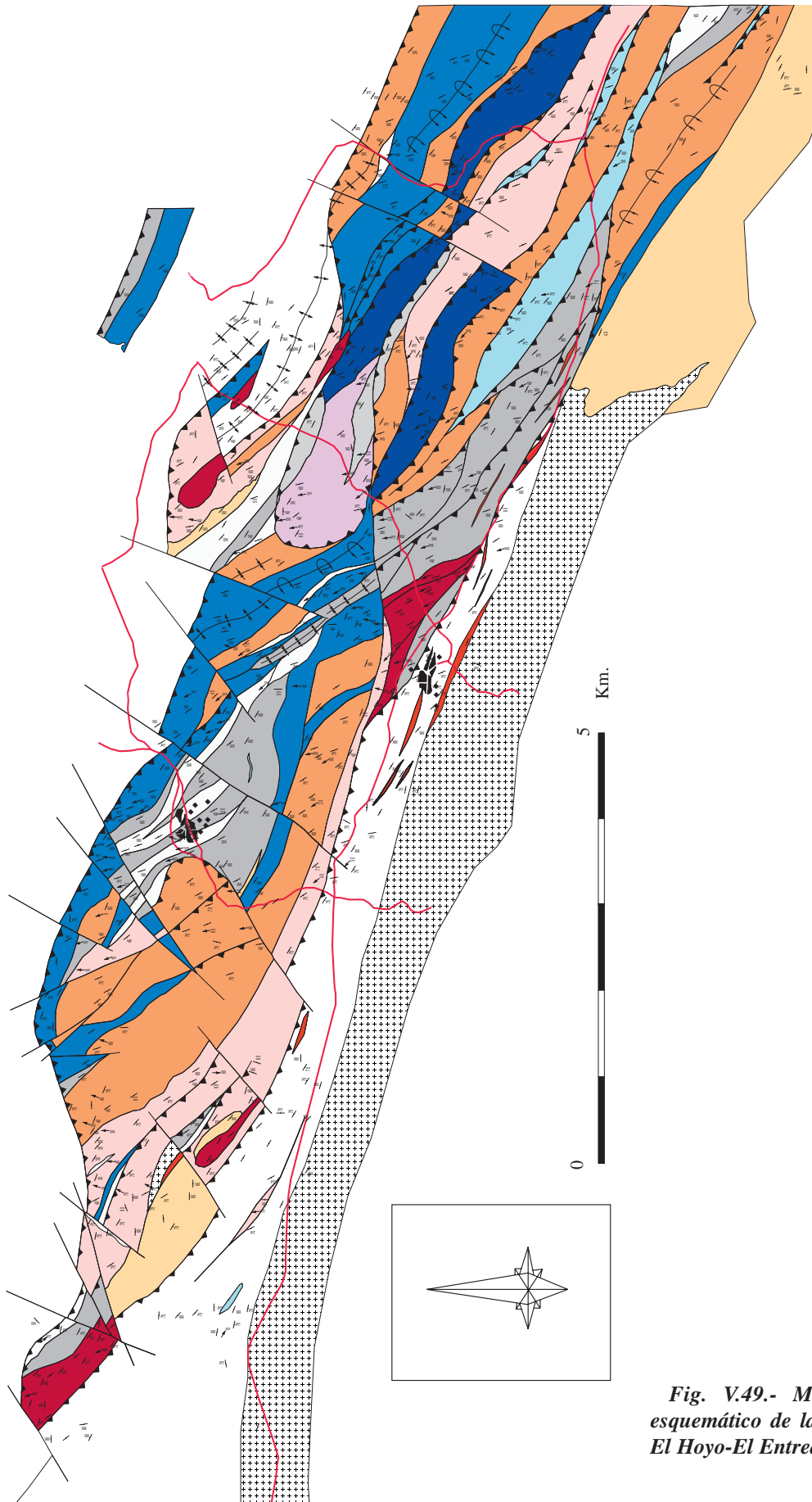
En el sector de la Sierra de Las Cabras, al norte y noroeste de Fuente Obejuna, las rocas de la Fm. El Hoyo aparecen parcialmente recubiertas por los materiales carboníferos de la cuenca del Guadiato y por materiales cenozoicos. Constituyen la continuación occidental del flanco SW del pliegue tumbado de El Hoyo. El sector de El Hoyo, en la zona central de la estructura, las unidades litológicas se disponen dibujando un pliegue vergente hacia el NE. Por último, en el sector de El Entredicho, el pliegue vergente aparece desconfigurado por la tectónica transcurrente, desenraizando los flancos de los pliegues sinquistosos de primera fase, de forma que este sector se estructura en una serie de láminas cabalgantes entre las cuales, a favor de los cabalgamientos, afloran rocas migmáticas de la Serie Negra y dioritas y anfíbolitas de grado medio.

#### 1) El sector de la Sierra de Las Cabras.

En el sector de la Sierra de Las Cabras afloran de forma muy abundante rocas ígneas de El Álamo (ortogneis de Sierra de Las Cabras, Pérez-Lorente, 1971, 1987) junto con arcosas de grano medio y cuarcitas tableadas. Este conjunto de rocas está cabalgado por las rocas de la Serie Negra de Fuente Obejuna (rocas de alto grado y rocas de bajo grado). El cabalgamiento que separa las rocas de la Serie Negra de bajo grado de la Serie Negra de alto grado desaparece bajo ellas, sin embargo se detecta la traza de este accidente debido a que se desarrolla una milonitización generalizada en su continuación. En este sector las rocas muestran una deformación de tipo cataclástico generalizada, que da lugar a una foliación irregular, bien visible en los materiales arcósicos y cuarcíticos y poco visible en las facies ígneas. Martínez-Poyatos (1997) interpreta que el contacto entre las rocas de la Serie Negra de alto grado y las rocas de la Fm. El Hoyo corresponde con una falla normal de bloque hundido hacia el SW, no obstante las relaciones de la foliación y los criterios cinemáticos en la Serie Negra de alto grado indican una componente cabalgante hacia el NE de estas rocas sobre la Fm. El Hoyo a lo largo de toda la estructura de El Hoyo-El Entredicho. Las lineaciones de estiramiento mineral sólo se reconocen de forma excepcional en materiales cuarcíticos y en las proximidades del contacto cabalgante de la Serie Negra sobre estas rocas. En conjunto presentan pliegues subverticales abiertos de dirección N120-140°E e inmersiones del eje del pliegue hacia el SE. En este sector es muy patente la etapa de fracturación tardihercínica la cual trastoca sensiblemente los contactos de estos materiales.

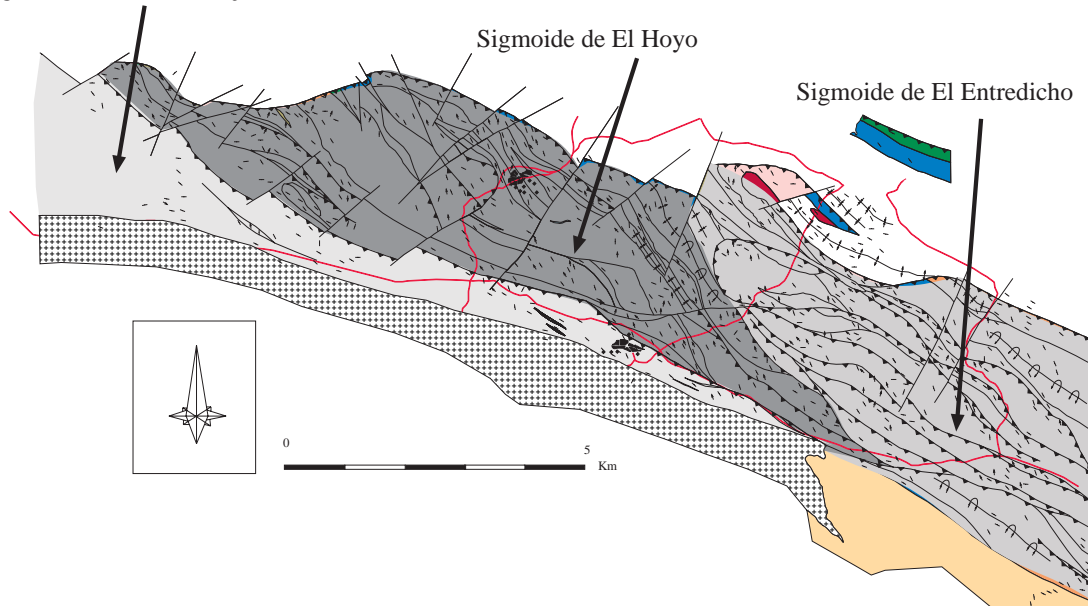
El carbonífero, en el contacto, aparece constituido por





*Fig. V.49.- Mapa tectónico esquemático de la estructura de El Hoyo-El Entredicho.*

Sigmoide de Fuente Obejuna



**Fig. V.50.- Esquema con las principales estructuras diferenciadas en el presente trabajo en el sector de El Hoyo-El Entredicho. El proceso de cizallamiento varisco conduce a la estructuración de este sector en cuerpos de geometría sigmoideal imbricados y complementarios, todos ellos con vergencias sistemáticas hacia el NE.**

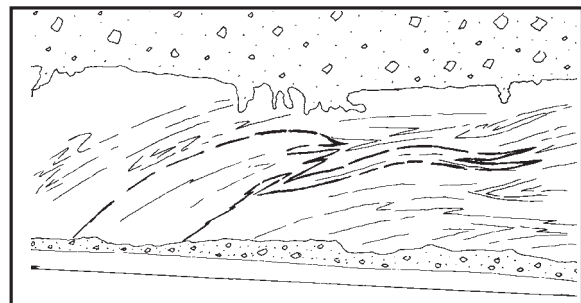
paleocanales conglomeráticos con una  $S_0$  invertida a  $N125^\circ E/80^\circ SW$  y cabalgado por el ortogneis de El Álamo, según fallas inversas vergentes hacia el NE. Los pliegues que se reconocen en los materiales de El Hoyo corresponden con la segunda fase de deformación varisca (fase de crenulación) y presentan las mismas directrices estructurales que la esquistosidad de crenulación que se reconoce en muestra de mano y al microscopio en los niveles más esquistosos. Las relaciones  $S_0/S_1$  reconocibles en estos materiales indican que se trata del flanco normal del pliegue vergente de El Hoyo.

## 2) El sector de El Hoyo.

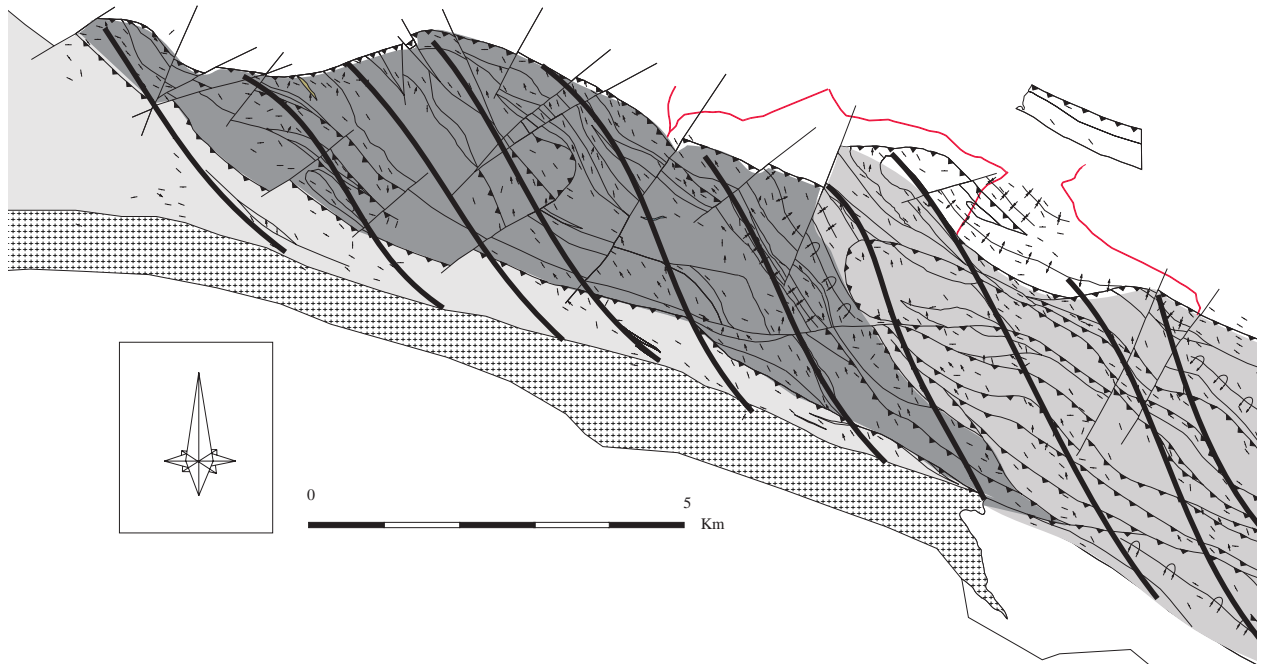
El sector de el Hoyo se extiende desde el cerro Castaño hasta El Entredicho. La estructura general es la de un pliegue vergente hacia el NE, que en cartografía, dibuja una estructura de geometría sigmoideal. En este sector las rocas de la Fm. El Hoyo aparecen cabalgadas por la Serie Negra de alto grado, según un accidente con una componente transcurrente izquierda acusada. Hacia El Entredicho, en el núcleo de este pliegue vergente, aparecen rocas atribuibles a la Serie Negra de alto grado (gneises anfibólicos, gneises leucocráticos y micaesquistos con biotita, sillimanita y granate), junto con dioritas milonitizadas. A escala cartográfica se observa como el pliegue vergente de El Hoyo dibuja un cierre sigmoideal y se releva con otra estructura sigmoideal complementaria y cabalgante sobre la primera (sigmoide de El Entredicho).

La estructura general es la de un dúplex transcurrente izquierdo, muy transpuesto por la tectónica tardía varisca, y cabalgante hacia el NE, sobre la cuenca carbonífe-

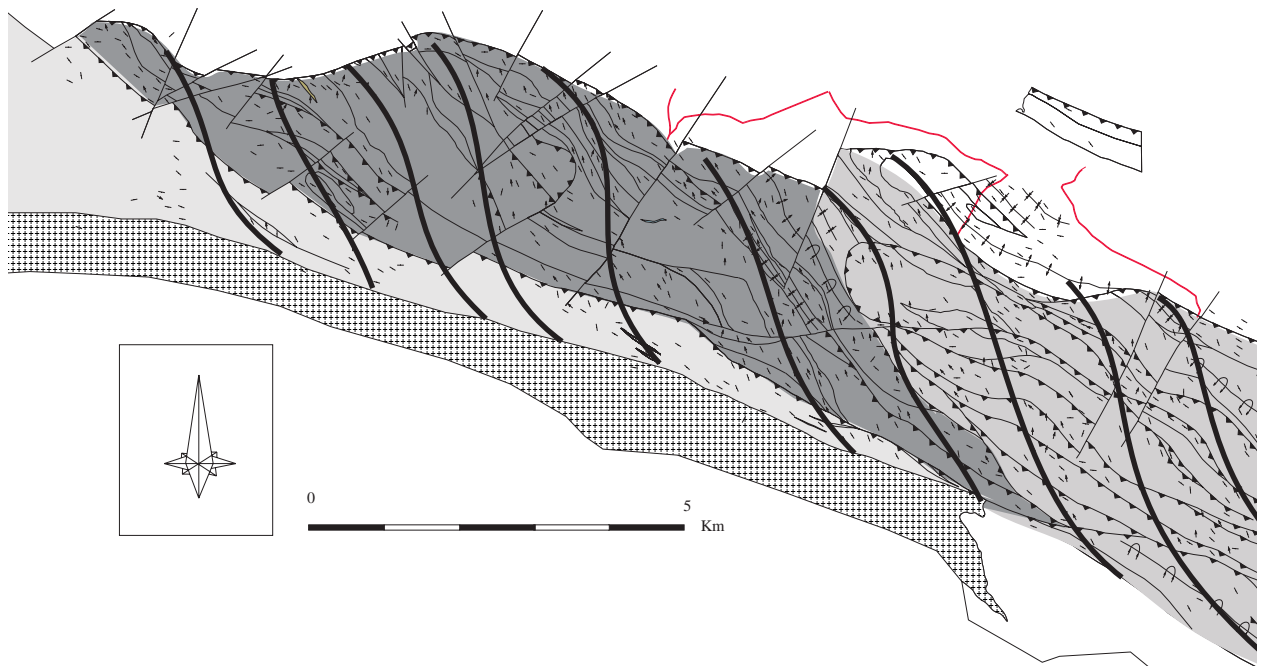
ra del Guadiato. Todas las deformaciones reconocidas se han considerado hercínicas y no hay evidencias claras de deformación cadomiense. El flanco normal presenta una intensa deformación protomilonítica a milonítica con formación de paragneises arcósicos. Estas rocas presentan una deformación transcurrente izquierda muy acusada con foliaciones a  $N130-160^\circ E$  y buzamientos muy verticalizados, que son más tumbados en los niveles de esquistos y en el flanco inverso del pliegue. La segunda fase de deformación varisca produce una verticalización de las estructuras con crenulación en los niveles más tableados (cuarcitas y esquistos) y muestra las mismas pautas tectónicas que los materiales carboníferos próximos, los cuales presentan pliegues verticales abiertos con suaves vergencias hacia el NE, en el contacto con los materiales de El Hoyo. Esta crenulación produce en los



**Fig. V.51.- Esquema de un nivel de metabasitas intercalado entre los micaesquistos de El Hoyo, a las afueras de la localidad de El Hoyo. Estas rocas reproducen a escala mesoscópica la estructura megascópica de este sector.**



**Fig. V.52.-** Mapa esquemático de El Hoyo-El Entredicho donde se han representado las trayectorias calculadas para la foliación regional.

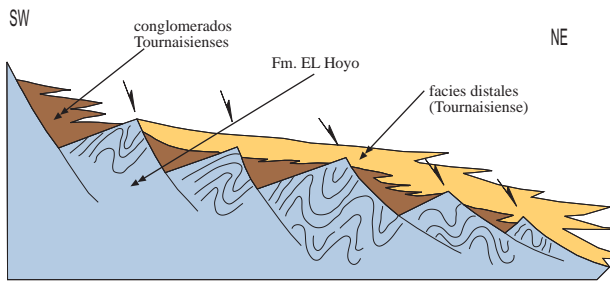


**Fig. V.53.-** Mapa esquemático de El Hoyo-El Entredicho donde se han representado las trayectorias calculadas para la lineación de estiramiento milonítica.

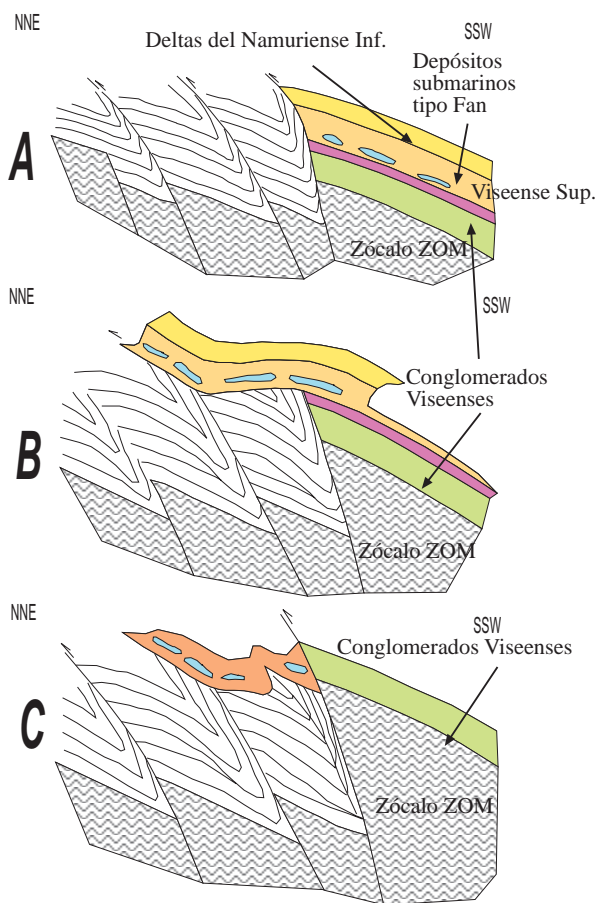
materiales cuarcíticos del flanco invertido pliegues cilíndricos de escala métrica a decamétrica y dirección N120-130°E con inmersiones de los ejes de los pliegues de 15-25° hacia el SE. La última fase de deformación corresponde a una importante tectónica de fracturación tardihercínica que también afecta a los materiales carboníferos, con un primer evento que produce fracturas a N010-030°E subverticales de carácter izquierdo y un segundo evento con fracturas de dirección variable a

N030-070°E, verticales y de carácter derecho. El depósito de los materiales carboníferos, que comienza con un conglomerado poligénico, tiene lugar con un importante control sintectónico, siguiendo fallas normales a N120-140°E, que han sido reactivadas como fallas inversas y que permiten asignar una edad al principal evento de plegamiento de esta unidad como pre-carbonífero basal. Este sistema de fracturas corresponden a la fase de relajación post-fase principal (Wagner, 1999).





**Fig. V.54.- Esquema de la geometría de las estructuras extensionales reconocidas en el sector de El Hoyo y su interpretación durante el episodio extensional carbonífero.**



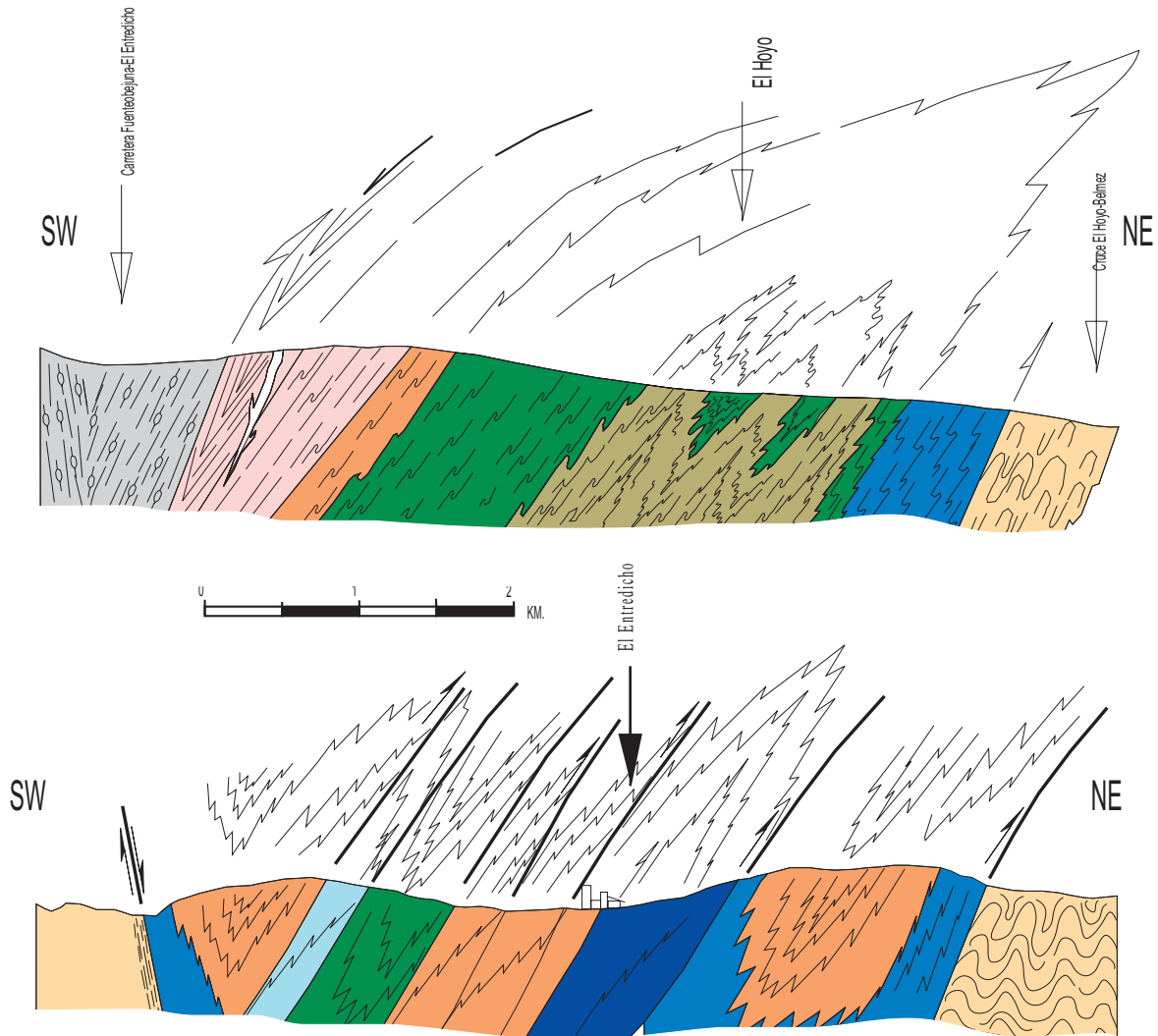
**Fig. V.55.- Cortes estructurales esquemáticos ilustrando los eventos deformacionales del borde SW de la cuenca del Guadiato (en orden cronológico A->B->C). Esta estructuración es simultánea con la actuación de grandes accidentes de strike-slip que controlan esta cuenca (Modificado de Wagner, 1999).**

### 3) El sector de El Entredicho.

Dentro del área de El Entredicho se reconoce, a escala cartográfica, la terminación de la estructura sigmoidal ocupada perteneciente a El Hoyo, descrita en el apartado anterior; la terminación de la estructura correspondiente a las rocas de la Serie Negra de Fuente Obejuna y el inicio de otra estructura sigmoidal de carácter izquierdo, el sigmoide de El Entredicho. Esta unidad estructural comienza en las proximidades de Doña Rama y se continúa hacia Villanueva del Rey, hacia el SE, fuera de la zona de estudio. El sigmoide de El Entredicho está cabalgado por las rocas tipo Serie Negra y, a su vez, cabalga sobre las rocas incluidas en la estructura sigmoidal de El Hoyo. En el Entredicho aparecen rocas de la Fm. El Hoyo, afectadas por una intensa milonitización desarrollada en condiciones metamórficas de grado medio (granate-estaurolita-biotita) de forma local, con una foliación de tipo milonítico que gneisifica y milonitiza los materiales arcóscicos, transformándolos en paragneises miloníticos. Los esquistos desarrollan una esquistosidad que localmente es de tipo milonítico.

En este sector las litologías citadas dibujan una serie de antiformal y sinformas vergentes al NE, de geometría y cinemática análoga a la del sector de El Hoyo. La estructura sigmoidal de El Entredicho dibuja una antiformal vergente hacia el NE, con un flanco inverso, situado al NE, muy cizallado y milonitizado. La cinemática transcurrente tectoniza el flanco inverso, dando lugar a una serie de escamas imbricadas cabalgantes hacia el NE. Entre estas láminas afloran rocas muy tectonizadas de naturaleza anfibolítica y diorítica (zócalo diorítico de El Entredicho). Los materiales metasedimentarios aparecen en láminas verticalizadas vergentes hacia el NE, separadas por paquetes de milonitas de potencias métricas, con lineaciones de estiramiento mineral de dirección N140-180°E y buzamientos de 30-50°NW. La foliación dominante en estas rocas presenta direcciones de N135-170°E y buzamientos generalizados hacia el SW. Las láminas cabalgantes muestran en cartografía geometrías alabeadas. Dentro del flanco normal, situado hacia el SW, y en los materiales arcóscicos se han reconocido pliegues vergentes hacia el NE de escala hectométrica.

Las rocas de naturaleza anfibolítica y diorítica aparecen dentro de escamas tectónicas y separadas por contactos cabalgantes de los materiales de la Fm. El Hoyo. Los contactos son de naturaleza milonítica desarrollados preferentemente sobre los materiales arcóscicos. Las rocas básicas aparecen con una foliación gneísica a milonítica muy desarrollada y únicamente al NW de la localidad de El Entredicho se han reconocido facies dioríticas poco deformadas, aunque con una cataclasis generalizada. Estas rocas muestran una lineación de estiramiento mineral bien marcada, definida por agregados de anfíbol y plagioclasa, con direcciones de N140-170°E e inclinaciones de 30-50° hacia el NW, ligeramente menos verticalizados que la que muestran las rocas metasedimenta-



**Fig. V.56.-** Cortes estructurales del sector de El Hoyo (superior) y de El Entredicho (inferior). La primera fase varisca da lugar a pliegues vergentes a tumbados hacia el NE; con posterioridad el cizallamiento izquierdo del zócalo conduce a la formación de escamas tectónicas coincidentes, a grandes rasgos, con los flancos de las estructuras iniciales de primera fase.

rias. La mayor parte de las observaciones estructurales de estas rocas se han realizado en el cauce del arroyo de la Pizarra, en donde estas rocas muestran unas mejores condiciones de afloramiento. Estas litologías desarrollan pliegues intrafoliares apretados, con geometrías de flanco largo-flanco corto y vergencias hacia el NE y fuerte engrosamiento de las zonas de charnela. Estos pliegues intrafoliares son de escala decimétrica a métrica y sus ejes son paralelos a la lineación de estiramiento. Los ejes de los pliegues presentan, de forma puntual, ejes de pliegues suavemente curvos, mostrando geometrías precoces de pliegues en vaina poco evolucionados.

#### 4) Ortogneises de El Álamo.

El ortogneis de El Álamo aflora en cuerpos aislados a lo largo de la Sierra de Las Cabras, Cerro Castaño y al norte de Doña Rama, principalmente. Generalmente este ortogneis aparece poco deformado, con desarrollo de una fábrica cataclástica generalizada. En Doña Rama aparece fuertemente deformado, dando lugar a una tectonita de tipo L. La textura de tipo cataclástico de este ortogneis no lleva asociada una foliación clara, ni lineaciones de estiramiento. Localmente este cuerpo aparece con un grado de deformación mayor, generando una foliación protomilonítica con lineaciones de estiramiento mineral incipientes y poco desarrolladas. Los procesos de cataclisis conducen a la formación de una textura de

## C.V.- El Hoyo-El Entredicho

tipo brechoide, con una reducción del tamaño de grano generalizada, dando lugar a una matriz cataclástica, muy abundante constituida por fragmentos de plagioclasa, feldespato y cuarzo, junto con cristalización de micas bancas, clorita y epidota sin orientar. De forma local esta cataclásis conlleva la recrystalización dinámica del cuarzo, junto a pequeños agregados de epidota y albita, dando lugar a una foliación protomilonítica. En Doña Rama, este cuerpo ha sido comparado con el ortogneis de Las Minillas (Apalategui et al., 1988) a causa de la fábrica linear que exhibe. Esta fábrica está definida por la elongación de porfidoblastos de feldespato potásico recrystalizados, dentro de una matriz de naturaleza milonítica constituida por cintas de cuarzo recrystalizadas, agregados de micas. Los feldespatos desarrollan grandes colas de presión asimétricas de tipo izquierdo.

### **VII.D. Estructura general de El Hoyo-El Entredicho.**

La zona de El Hoyo-El Entredicho muestra en cartografía una geometría de dúplex transcurrente izquierdo (Fig. V.52 y 53), trastocado por la tectónica tardihercínica y cabalgante hacia el NE, sobre la cuenca carbonífera de Peñarroya-Bélmez. Todas las deformaciones reconocidas se han considerado hercínicas y no hay evidencias

de deformación cadomiense, aunque en el sector de las Minillas Ábalos (1990) establece una fase de deformación más que el ortogneis que aparece intruido en estas rocas, y que presenta un metamorfismo de altas presiones con cianita-granate.

La estructura general de este sector es la de un anticlinal tumbado, vergente hacia el NE, en cuyo núcleo afloran los materiales más esquistosos y a techo los materiales arcósicos (Fig. V.56). El flanco normal presenta una intensa deformación protomilonítica a milonítica con formación de paragneises. Estas rocas presentan una deformación transcurrente izquierda con foliaciones N130-160°E y buzamientos verticalizados, que lleva asociada un metamorfismo de esquistos verdes. La tectónica tardía produce una verticalización de las estructuras con crenulación en los niveles más tableados y muestra las mismas pautas tectónicas que los materiales carboníferos próximos, los cuales, en el contacto con los materiales de El Hoyo, presentan pliegues verticales abiertos con suaves vergencias hacia el NE. La última fase de deformación corresponde a la fracturación tardihercínica que también afecta a los materiales carboníferos, con un primer evento de fracturas N010-030°E subverticales y un segundo evento con fracturas de dirección variable a N030-070°E verticales y de carácter derecho.



## VIII. LA FALLA DE HORNACHOS.

### VIII.A. Introducción.

La falla de Hornachos ha sido considerada uno de los accidentes principales dentro de la estructuración varisca de la ZOM (Chacón, 1979; Burg et al., 1981; Apalategui y Quesada, 1987; Ábalos, 1990). Sin embargo algunos autores consideran este accidente como una discordancia angular entre rocas carboníferas y rocas vendienses (Azor, 1994).

Paleogeográficamente significa el límite meridional de la Cuarcita Armoricana (Arenig) y, en general, separa drásticamente rocas del Paleozoico Inferior y Medio con afinidades sensiblemente diferentes. Al norte las rocas paleozoicas tienen una marcada afinidad Centroeuropea que no se continúa al sur de este accidente, donde las rocas paleozoicas presentan litologías y afinidades diferentes.

### VIII.B. Definición de la falla de Hornachos.

La falla de Hornachos es un accidente lineal compuesto por un cortejo de fallas subverticales de dirección N110-140°E y buzamientos dominantes hacia el SW. Esta falla es una banda de cizalla frágil-dúctil que se continúa, en la parte española de la ZOM, desde el sector de Palomas-Almendralejo hasta las proximidades de Cerro Muriano, en la provincia de Córdoba.

Localmente la falla de Hornachos es un accidente lineal, sin embargo, a lo largo de su recorrido está definida por una serie de sigmoides izquierdos de escala kilométrica-decakilométrica, los cuales afectan a litologías diferentes (Fig. V.57). Estos cuerpos sigmoidales presentan características deformacionales en la transición entre el dominio frágil y el dúctil.

En la carretera de Palomas a Villafranca de los Barros, en la intersección con el río Matachel se observa un corte de 500 de las rocas de falla incluidas en este accidente. De este a oeste se observan ultramilonitas, que forman un resalte topográfico, seguidas por milonitas y gneises desarrollados sobre rocas migmatíticas probablemente pertenecientes al domo de Mina Afortunada (Ábalos, 1990). Son rocas con una foliación vertical y lineaciones subhorizontales o inclinadas al SE, en las que se reconocen criterios cinemáticos (planos S-C, orientación de blastos de feldespato y plagioclasa,...) indicativos de movimiento lateral izquierdo. Hacia el SE, Al pie de la Sierra de Hornachos, aparecen lentes de gabros de grano medio-fino y cuarcitas de grano fino de color rojo de probable edad devónica.

Al microscopio son rocas de grano fino a muy fino,

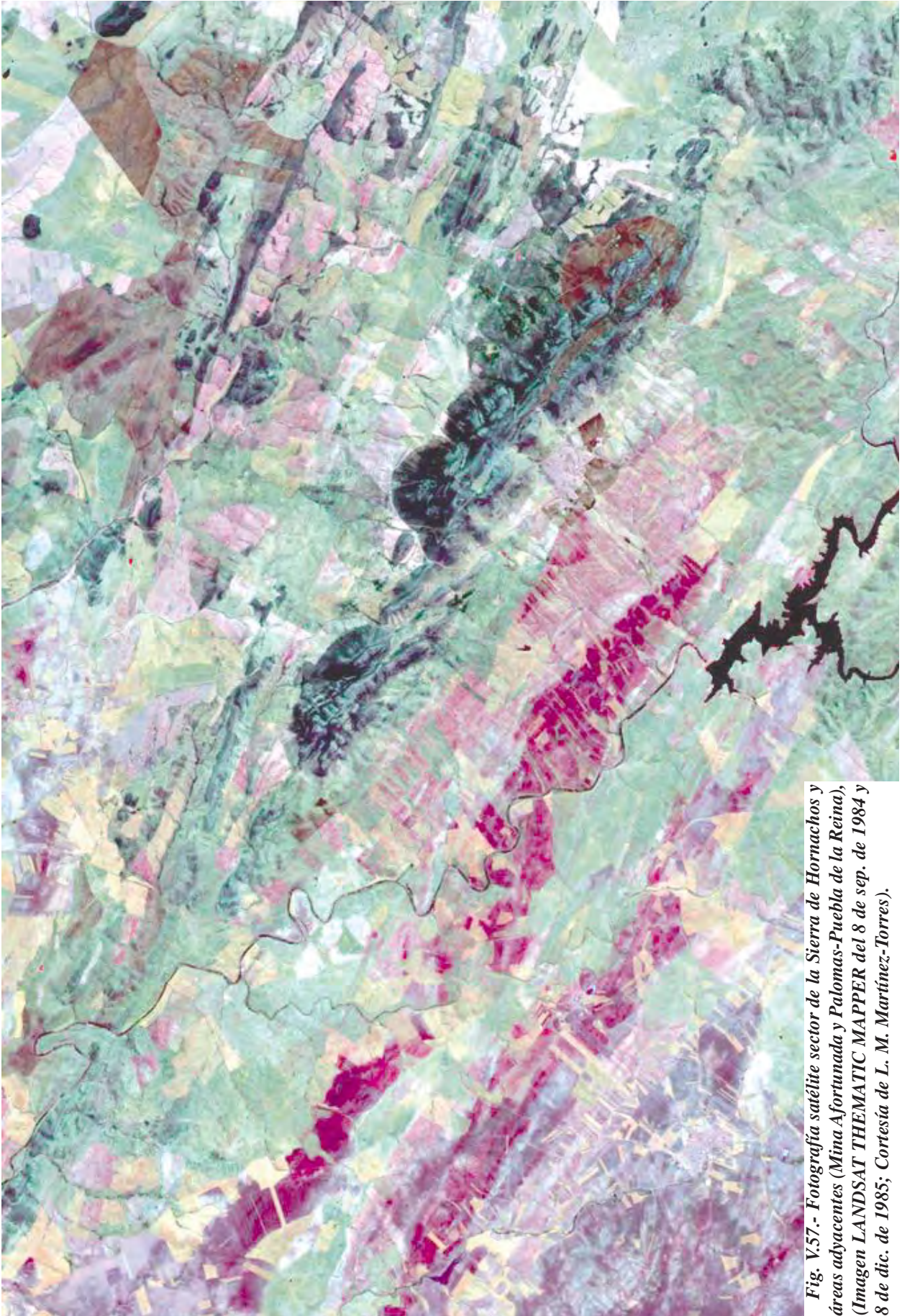
con desarrollo de texturas miloníticas generalizadas con fenoblastos de feldespato. La matriz de la roca es esencialmente cuarcítica, definiendo bandas de cuarzo recrystalizado y orientados de forma oblicua a la disposición de las bandas, dando sentidos izquierdos de movimiento. Se observan límites y juntas de subgrano de forma puntual. Dentro de la matriz aparecen granates submilimétricos de morfologías subhedrales muy fracturados y parcialmente alterados a micas blancas. Estos granates se disponen en bandas dentro de la roca y asociados a masas de sillimanita fibrosa retrogradada a moscovita. Los fenoblastos son de albita y de feldespato potásico. La albita aparece en cristales submilimétricos heterométricos con maclas de la periclina deformadas y sin inclusiones, que definen sombras de presión asimétricas de carácter izquierdo. Los fenoblastos de feldespato potásico (ortosa) son muy heterométricos, con tamaños de grano de hasta 4 mm. Aparecen muy fracturados, con texturas de exolución deformadas y plegadas. Son cristales alotriomorfos, con golfos de corrosión del cuarzo de la matriz y una débil extinción ondulante. Presentan sombras de presión muy asimétricas con recrystalización dinámica del feldespato en sus bordes. En los niveles de grano más fino y naturaleza micácea (moscovita) que aparecen definiendo la foliación de la roca se observa una débil crenulación subparalela al plano principal de la foliación que no se reconoce en muestra de mano ni en afloramiento.

Las características deformacionales de estas rocas muestran unas condiciones de deformación dúctiles que progresivamente evolucionan a más frágiles dentro de un mismo marco cinemático de cizalla izquierda que permite la exhumación de las rocas del CBBC y su cabalgamiento sobre el DOVPR.

### VIII.C. Significado de la falla de Hornachos.

La falla de Hornachos es un accidente hercínico con un claro significado paleogeográfico durante el ciclo paleozoico. Dentro del DOVPR aparecen rocas de edad Cámbrico (Fm. Torreárboles, Fm. Alconera) análogas a las presentes en los dominios más meridionales de la ZOM. La diferenciación de las facies entre ambos dominios, el septentrional (DOVPR+CBBC) y los meridionales tiene lugar durante el Cámbrico Medio-Superior. Las facies de la Fm. El Hoyo (Fm. Albariza o Atalaya) comienzan a diferenciarse de las formaciones coetáneas del dominio meridional (Fm. Playón) aunque guardan un significado paleogeográfico complementario. Durante el Ordovícico ambos dominios presentan facies, faunas y litologías muy contrastadas, siendo el límite la falla de Hornachos. Al sur de esta falla no aparece la Cuarcita Armoricana, la cual constituye la litología más típica de la ZCI, y que aparece ampliamente representada dentro del DOVPR. Durante el resto del ciclo tectosedimen-





*Fig. V.57.- Fotografía satélite sector de la Sierra de Hornachos y áreas adyacentes (Mina Afortunada y Palomas-Puebla de la Reina), (Imagen LANDSAT THEMATIC MAPPER del 8 de sep. de 1984 y 8 de dic. de 1985; Cortesía de L. M. Martínez-Torres).*





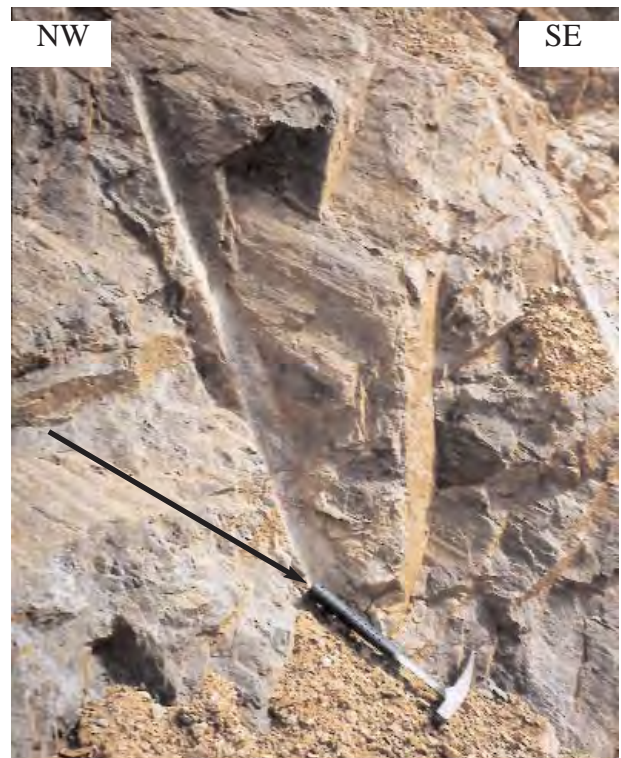
*Fotografía V.3.- Detalle de la falla de Hornachos en el corte de la carretera de Palomas a Villafranca de los Barros. La foliación milonítica es subvertical y se desarrolla sobre gneises migmáticos, metagabros y cuarcitas devónicas.*



*Fotografía V.4.- Fotografía de campo en la carretera de Palomas a Villafranca de los Barros. Las rocas de tonos claros corresponden con gneises migmáticos miloníticos con asociaciones minerales de alto grado y que han sido correlacionadas con las rocas del Domo de Mina Aforunada, situado inmediatamente al SW.*

tario paleozoico el CBBC no recoge ningún registro sedimentario y la serie del DOVPR es similar a la de los dominios meridionales de la ZCI y diferentes de los dominios meridionales de la ZOM.

Desde el punto de vista cinemático la falla de Hornachos registra gran parte de la evolución estructural varisca de la banda de cizalla de Badajoz-Córdoba.



*Fotografía V.5.- Detalle de las fotografías anteriores mostrando la lineación de estiramiento mineral desarrollada sobre las milonitas de la falla de Hornachos.*

## **IX. EL CABALGAMIENTO DE ALEGRETE- SAN PEDRO DE MÉRIDA -MONTORO (CASPM).**

### **IX.A. El CASPM dentro del DOVPR.**

El presente estudio ha puesto de relieve la existencia de un importante accidente tectónico que afecta a las rocas cadomienses y hercínicas del DOVPR en su sector más septentrional. Este accidente tiene una componente cabalgante asociada a un proceso de transcurrencia izquierdo y muestra, en cartografía, una geometría alabeada, con frecuentes incurvaciones. La traza general de este accidente tiene una dirección de N110-125°E, con una importante incurvación en el área de Mérida-Villar del Rey, donde presenta directrices de N90-100°E. No se ha reconocido este accidente en la zona de El Escribano, debido a que está fuera de la zona de trabajo, sin embargo el cabalgamiento que interpretan Apalategui y Pérez-Lorente (1983) puede correlacionarse con el CASPM. El accidente está afectado por algunas fallas tardihercínicas con una importante componente de salto lateral de carácter dextro que desplazan la traza del cabalgamiento y condicionando las cuencas neógenas. Este cabalgamiento afecta principalmente a las rocas cadomienses plutónicas y de forma local a las rocas paleozoicas asociadas a ellas y no tiene expresión cartográfica en las rocas paleozoicas situadas fuera de las principales estructuras de rocas precámbricas. Este hecho se ha interpretado como consecuencia de los diferentes estilos estructurales que afectan a las rocas cadomienses y a las rocas paleozoicas. Estos estilos estructurales, ya definidos, muestran una tectónica transcurrente izquierda con una componente cabalgante para las rocas del zócalo y una tectónica de pliegues verticales y pliegues vergentes para la cobertera paleozoica. Es probable que este accidente sea la expresión varisca de un antiguo accidente cadomiense reactivado dentro de un marco geodinámico poliorogénico.

A través del CASPM las rocas del DOVPR cabalgan sobre las rocas de la ZCI. En el área de La Codosera-La Puebla de Obando se han identificado cabalgamientos menores asociados a un mismo proceso de strike-slip izquierdo (Sanderson et al., 1991; Roberts et al., 1991) y no descarta la existencia de superficies cabalgantes de geometría izquierda asociadas a la primera fase de deformación hercínica en los dominios meridionales de la ZCI.

### **IX.B. Cinemática del CASPM.**

La cinemática de este accidente es análoga a la que muestran las rocas que conforman el zócalo preordovícico del DOVPR. El sector donde mejor se observa este

accidente es en San Pedro de Mérida y, en menor medida, en el macizo de Valle de la Serena. Este cabalgamiento está definido por una serie de fallas cabalgantes de cinemática izquierda. De modo general este accidente está definido por importantes bandas de cizalla desarrolladas en condiciones del límite frágil-dúctil. En Valsequillo se reconoce, de igual manera, este accidente, en donde se desarrolla en condiciones frágiles.

El CASPM es una banda de cizalla de 5-6 Km de anchura que se extiende desde Alegrete, en Portugal, hasta Montoro. En Portugal este accidente ha sido definido y estudiado por Pereira (1999) en donde se ha denominado cabalgamiento de Alegrete y está asociado a la zona de cizalla de Portalegre-Esperença. En la parte española ha sido definido como Cabalgamiento de San Pedro de Mérida (Bandrés et al., 1999a; Eguíluz et al., 1999b) y se le ha asignado una edad hercínica (Devónico Superior-Namuriense).

El CASPM es una banda de cizalla izquierda con un importante grado de milonitización. Las rocas involucradas en este accidente desarrollan una fábrica S-L muy penetrativa. A nivel cartográfico las rocas afectadas muestran una distribución muy heterogénea, con láminas imbricadas de las diferentes litologías que conforman el zócalo y de las rocas que, presumiblemente, constituían la cobertera. Las fallas principales presentan una geometría característica, definida por la disposición sigmoidal de sus planos. Esta geometría sigmoidal se desarrolla tanto en sección XY como XZ. Las fallas que constituyen el CASPM muestran variaciones en dirección y de vergencia, en ocasiones, muy acusadas, con vergencias mayoritarias hacia el NE, pero de forma esporádica hacia el SW. Estas variaciones de vergencia son explicadas como consecuencia de la geometría sigmoidal de los diferentes accidentes menores que configuran el CASPM. Asociada a esta cinemática tiene lugar una fase de plegamiento en régimen transpresivo en el frente de cabalgamiento. Las bandas cabalgantes se sitúan sobre materiales ordovícicos y devónicos, plegados con planos axiales subverticales a vergentes hacia el NE (Antiforma de Sierra Bermeja en Mérida y pliegues menores en el área de Valle de la Serena).

El CASPM está constituido por un cortejo de fallas transcurrentes, con geometría sigmoidal. Dentro de estas bandas se reconocen numerosas litologías, separadas entre sí por cabalgamientos. Habitualmente las bandas cabalgantes muestran una zona milonitizada en la base de la lámina cabalgante. Estas milonitas son paquetes de 3-6 metros de potencia con una fábrica S-L muy desarrollada. Cuando las láminas cabalgantes son de naturaleza metasedimentaria (arcosas de edad Tremadoc o cuarcitas devónicas) la deformación se intensifica milonitizando toda la lámina y dando lugar a niveles potentes de filonitas. Las láminas cabalgantes que definen el CASPM tienen una disposición N120-140°E paralela a la foliación que contienen. Dentro de estas bandas se han reconocido y cartografiado bandas de cizalla de poten-



cias métricas a decamétricas y longitud variable. Estas bandas de cizalla muestran orientaciones mucho más nordestadas (N140-170°E) y son coincidentes con la línea de estiramiento mineral que desarrollan estas rocas.

### IX.C. Significado del CASPM.

El cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro representa un límite paleogeográfico de primera magnitud para las rocas pre-Tremadoc. Al noreste de este accidente aparecen rocas atribuibles, en exclusiva, al CXG, y al sureste del mismo aparecen rocas de afinidad con la ZOM (Serie Negra, Fm. Malcocinado, Fm. Torreárboles,...). Sin embargo, de forma aparente, el CASPM no tiene significado para las rocas paleozoicas, puesto que unidades tan características de la ZCI como la Cuarzita Armoricana, aparecen al SW de este accidente. Dado que el CASPM es un accidente varisco, al proponerlo como límite debe de jugar un papel significativo en la evolución geodinámica global de la ZOM y la ZCI durante la Orogenia Hercínica. Los argumentos empleados para considerar el Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro como límite entre la ZOM y la ZCI son los siguientes:

1) El CASPM diferencia dos zócalos diferentes con historias tectónicas y paleogeográficas contrapuestas. Al NE afloran exclusivamente rocas precámbricas-cámbricas de tipo CXG y al SW rocas precámbricas y cámbricas típicas de la ZOM.

2) El CASPM no diferencia con claridad series paleozoicas distintas. Sin embargo las series paleozoicas del DOVPR muestran peculiaridades que no se expresan en las series paleozoicas situadas al norte del batolito de los Pedroches. En general los materiales paleozoicos del DOVPR registran un control tectónico durante su sedimentación (Herranz, 1985; Apalategui et al., 1985c) y los materiales devónicos presentan un registro paleontológico y lagunas estratigráficas que no son coincidentes con las de rocas situadas inmediatamente al norte del CASPM (Pardo-Alonso y García-Alcalde, 1996; Pardo-Alonso, 1999). Estratigráficamente se detecta que las similitudes entre las rocas paleozoicas son gradualmente mayores, siendo totalmente coincidentes en las rocas de edad Carbonífero Inferior (facies Culm). Este hecho puede ser explicado por un progresivo acercamiento de la ZOM y la ZCI el cual culmina con la orogénesis varisca, durante el carbonífero.

3) El CASPM diferencia estilos estructurales muy diferentes. Los materiales situados al sur del cabalgamiento las rocas presentan una cinemática de cizalla izquierda importante. Esta tectónica izquierda es progresivamente menos acusada en los dominios meridionales de la ZOM, aunque siempre está presente (Apalategui et al., 1990). Dentro de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba, la geometría general varisca es la de una estructura en flor positiva (Ábalos, 1990; Bandrés et al.,

1999b; Pereira, 1999), con vergencias hacia el NE en los sectores NE y vergencias hacia el SW en las unidades blastomiloníticas meridionales. En los dominios meridionales (Díez-Balda et al., 1990; Dominio de pliegues verticales) de la ZCI la estructura está definida por pliegues de escala kilométrica, verticales con una S1 asociada (Gil Toja y Pardo Alonso, 1991; López-Díaz, 1993; Palero, 1993). Junto con esta tectónica de pliegues aparecen algunas estructuras cabalgantes (fallas inversas) con vergencias hacia el NE (Puebla de Obando, Sanderson et al., 1991; Roberts et al., 1991) y hacia el SW, minoritarias.

Dentro de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba intruyen una serie de cuerpos ígneos tardihercínicos (Proserpina, Peñas Pardas, Aguas Blancas, Cardenchoa...). Si bien la mayoría de estos cuerpos no han sido estudiados desde el punto de vista de la geología estructural, presentan un control tectónico de la intrusión. Este control tectónico está asociado a un proceso de movimiento lateral izquierdo (Peñas Pardas: Sánchez-Carretero et al., 1990; La Cardenchoa: Simancas et al., 2000). Dentro de los dominios meridionales ZCI los principales cuerpos intrusivos plutónicos muestran un control estructural derecho (batolito de los Pedroches, plutón de Campanario-La Haba, Batolito de Extremadura Central: Aranguren et al., 1997; Vignerese y Bouchez, 1997; Aranguren et al., 1998; Fernández y Castro, 1999; Alonso-Olazábal, 2001). Este control estructural del zócalo centroibérico contrasta notablemente con la cinemática que muestra el zócalo cadomiense de la ZOM, el cual presenta una tectónica transcurrente izquierda que condiciona toda la paleogeografía paleozoica y la estructuración tectónica posterior.

### IX.D. Discusión.

El límite entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica ha sido uno de los rasgos geológicos del Macizo Ibérico que más discrepancias ha generado y hoy es el día en que no hay consenso ni sobre su ubicación ni sobre su significado geodinámico exacto. En efecto, se han propuesto distintos límites para separar las ZOM de la ZCI, según la mayor o menor importancia que se otorgue a unos aspectos u otros (estratigráficos, tectónicos, etc.). Entre los límites utilizados pueden citarse el batolito de Los Pedroches (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974), la Falla de Peraleda (Castro 1987), la Falla de Hornachos (Delgado Quesada et al. 1977), el Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1990; Quesada, 1992; Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997), la falla de Azuaga (Garrote, 1976), etc.

Pese a todo existe cierta unidad en considerar que el DOVPR (Apalategui et al. 1983; Gonzalo, 1987; Eguíluz et al., 1999b) tiene caracteres intermedios entre la ZOM y la ZCI y que puede considerarse un dominio de transi-

ción entre ambas zonas.

## X. DIVISIÓN DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO EN UNIDADES TECTÓNICAS.

Las rocas que afloran entre la falla de Hornachos y la falla de Azuaga constituyen el denominado Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC). Este dominio representa una importante sutura de significado y edad muy discutido (Ábalos, 1990; Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997; Ordóñez-Casado, 1998).

Han sido muchas las subdivisiones que se han realizado para las rocas del CBBC, las cuales ya han sido explicadas en este trabajo. En base a la cartografía realizada y al estudio de las rocas del Arroyo Argallón, que no se incluyen en el presente estudio, se plantea una subdivisión de grupos de rocas dentro del CBBC. El objetivo de esta clasificación es agrupar las rocas en base a su significado geotectónico.

### X.A. Unidad Blastomilonítica.

Dentro de esta unidad se han incluido las cuatro láminas blastomiloníticas basales definidas por Ábalos (1990), y en su conjunto coinciden a grandes rasgos con la Unidad Central propuesta por Azor (1994), (Fig. V.58).

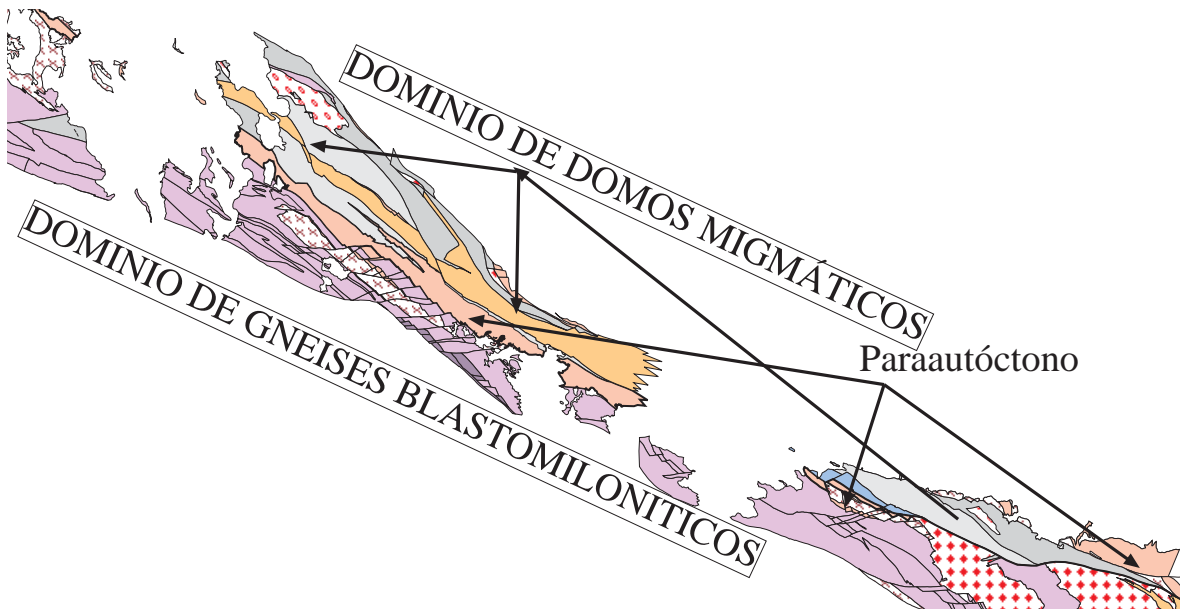


Fig. V.58.- Mapa geológico esquemático del CBBC mostrando la propuesta de subdivisión del mismo en dos grandes unidades. Estas dos unidades o dominios tienen una historia común hasta el Cámbrico, pero tras el depósito de las rocas de la Fm El Hoyo-La Atalaya y la intrusión de abundantes granitoides alcalinos el sector meridional sufre un evento extensional ligado a la formación de las cuencas paleozoicas de los dominios meridionales de la ZOM y, con posterioridad, un segundo evento tectonometamórfico de alto grado con formación de rocas eclogíticas que afecta a los ortogneises alcalinos (470-490 M.a.) y a su encajante metapelítico.

La característica más remarcable de estas rocas es la historia polimetamórfica que registran, con un primer metamorfismo de alto grado (IP-HT) que da lugar a rocas migmáticas y un segundo episodio de metamorfismo de alta presión que da lugar a eclogitas. Este episodio de alta presión afecta a las rocas de la Fm. Atalaya (Fm. El Hoyo) (Ábalos, 1990) y es, por lo tanto, de edad post-Cámbrico Medio). Los episodios variscos, s.s., dan lugar a un metamorfismo generalizado en facies de las anfibolitas con un cizallamiento izquierdo asociado.

Esta unidad está limitada al sur por la falla de Azuaga, en donde afloran una serie de cuerpos alcalinos gneisificados (Arroyo Argallón, Higuera de Leereña,...), y al norte por una banda de rocas de la Fm Atalaya con abundantes cuerpos alcalinos intrusivos (Las Minillas, Ribera del Fresno, El Riscal, Almendralejo, Aceuchal,...)

### X.B. Unidad de Domos Migmáticos.

Esta unidad está situada entre la falla de Hornachos y la banda central de rocas de la Fm. El Hoyo (Atalaya) y se extiende desde el domo de Fuente Obejuna, caracterizado en este trabajo (Fig. V.60), hasta el domo de Mina Afortunada (Ábalos, 1990; Ordóñez-Casado, 1998). Dentro de estas rocas se reconocen materiales pertenecientes a la Serie Negra (de bajo y de alto grado), rocas de la Fm. Malcocinado y rocas ígneas básicas como los dioritoides de El Entredicho y las anfibolitas de El Cuartel. Estas rocas aparecen estructuradas en domos de alto grado de edad cadomiense.

Fig. V.59.- Mapa geológico esquemático del sector centro-occidental del CBBC realizado a partir de las correspondientes hojas del plan Magna, con los principales litotipos diferenciados en la subdivisión geotectónica propuesta.

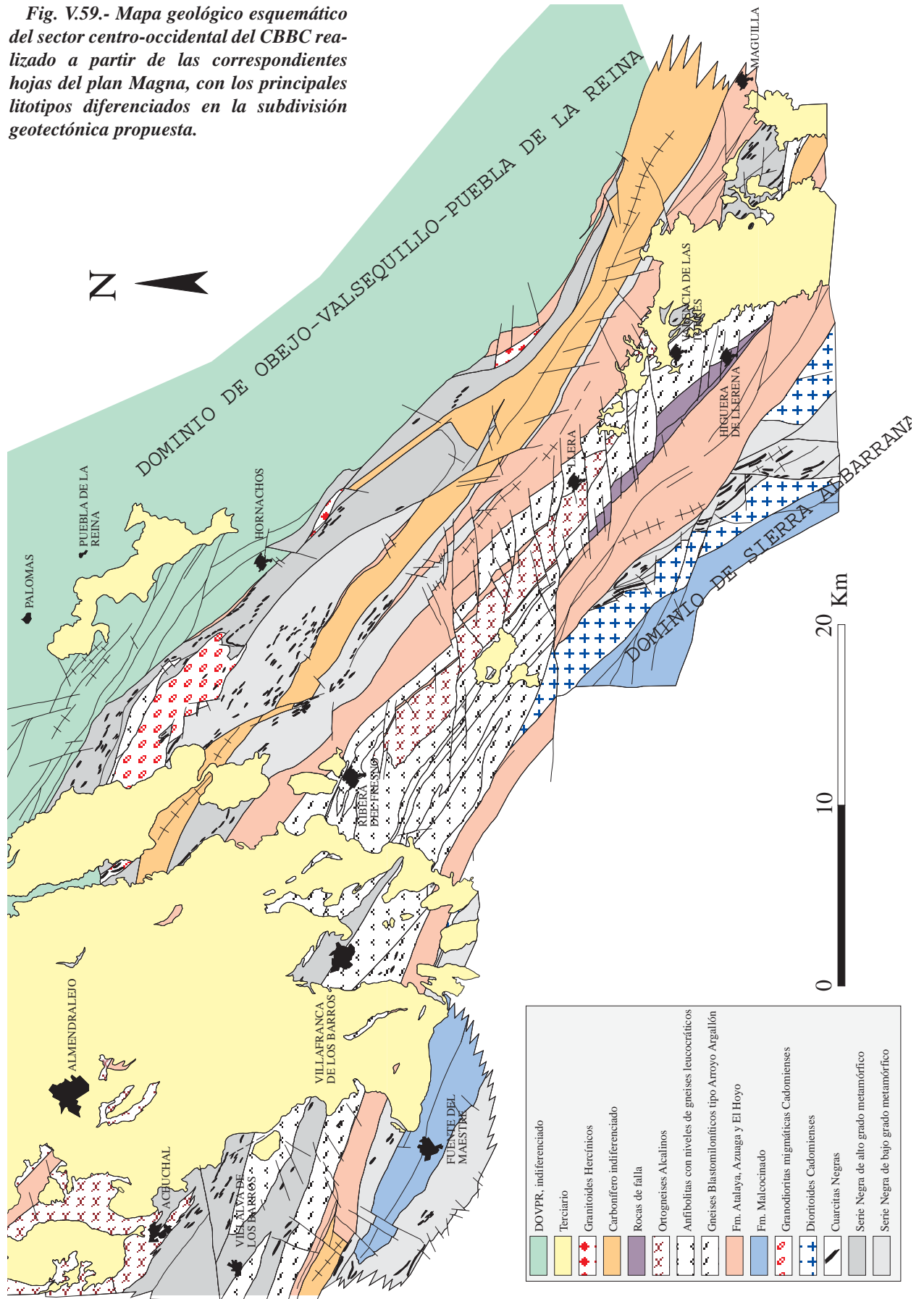
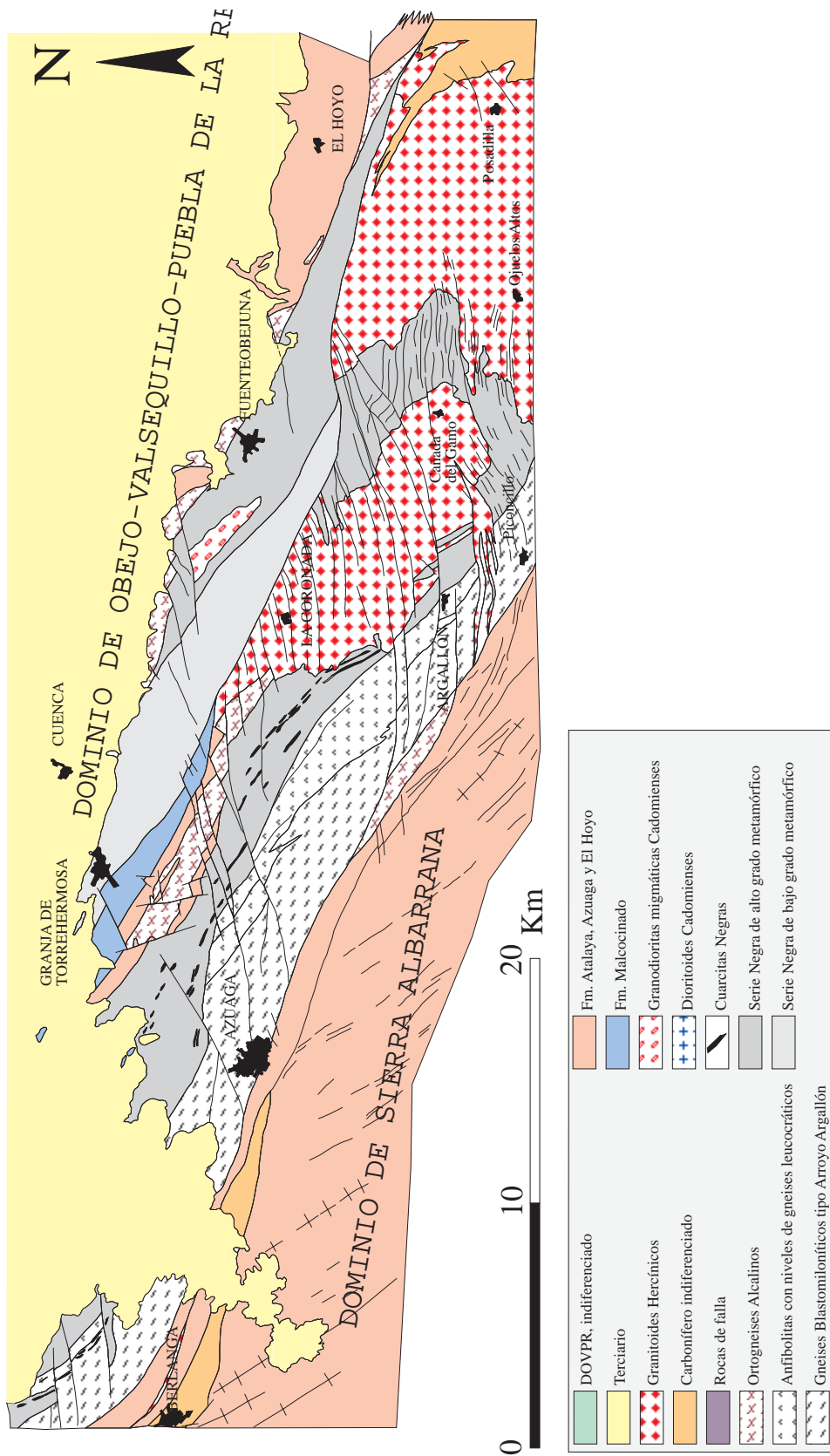


Fig. V.60.- Mapa geológico simplificado del CBBC en el sector de Azuaga-Fuente Obejuna realiza a partir de las cartografías del plan Magma y de datos propios, mostrando la traza de las dos grandes unidades consideradas.





## XI. MICROTTECTÓNICA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN INTERNA.

### XI.A. Introducción.

El objetivo de este apartado es caracterizar la cinemática y microtectónica de las diferentes fases de deformación reconocidas en los macizos rocosos estudiados, a nivel microscópico. De igual modo se pretende caracterizar las condiciones físicas (campos P-T) a través de las estructuras y texturas que presentan las litologías estudiadas. Habitualmente los estudios de deformación van ligados al estudio del metamorfismo y tienen como objetivo caracterizar las condiciones P-T precisas para los diferentes estadios deformacionales. Dado el carácter polifásico de la deformación en los sectores estudiados, así como la probable similitud de la cinemática y metamorfismo asociado a los procesos cadomienses y variscos, resulta difícil y arriesgado establecer con precisión las características asociadas a las diferentes fases de deformación.

La deformación microestructural que presentan las rocas del DOVPR es de carácter frágil-dúctil, y está asociada a un metamorfismo generalizado en facies de los esquistos verdes y, de forma más local, en facies de las anfibolitas. La presencia de cuerpos dioríticos-gabroicos de edad precámbrica permiten datar una foliación gneísi-ca a protomilonítica, como asociada al evento cadomiense. Por otro lado, la existencia de materiales paleozoicos (fundamentalmente de edad Tremadoc y Devónica) involucrados en bandas de cizalla permite datar las otras dos fases de deformación reconocidas como variscas. Estas últimas fases de deformación se desarrollan bajo un metamorfismo regional de grado bajo, con un régimen cinemático no coaxial por cizalla simple de carácter izquierdo. Resulta evidente la similitud entre la deformación cadomiense y varisca, hecho que dificulta el establecimiento de las diferentes estructuras y texturas ligadas a las diferentes fases reconocidas.

### XI.B. Características de la deformación de las unidades precámbricas.

La deformación de las unidades precámbricas es notablemente diferente en función de las litologías consideradas, si bien existen semejanzas entre ellas.

Destaca las diferencias deformacionales y de fases de deformación que registran las rocas del DOVPR con las rocas estudiadas dentro del CBBC, en donde la deformación es sensiblemente más intensa y da lugar a fases de deformación sinmetamórficas de medio a alto grado.

Las rocas plutónicas muestran una deformación muy

heterogénea, con desarrollo de numerosas bandas de cizalla. Junto a estas bandas, las litologías afectadas muestran un importante grado de deformación, con desarrollo de texturas gneísi-cas a miloníticas generalizadas (Sanderson y Marchini, 1984). A nivel de afloramiento la deformación se inicia mediante procesos cataclásticos no orientados, que evolucionan de forma gradual hacia texturas miloníticas y gneísi-cas. Estas texturas y estructuras dan paso a sectores con una fuerte milonitización y reducción de tamaño de grano en condiciones dinámicas.

Las unidades metavolcánicas y esquistosas desarrollan una esquistosidad metamórfica o un bandeado tectónico. Las litologías más competentes desarrollan texturas gneísi-cas de grano fino a medio (gneises metariolíticos). Estas estructuras representan la primera fase de deformación cadomiense. Una nueva etapa de deformación da lugar a una esquistosidad ( $S_2$ ), la cual corta a bajos ángulos a la  $S_1$  y, en lámina delgada, produce pliegues subverticales abiertos. La  $S_2$ , en los niveles más finos, aparece fuertemente crenulada, dando lugar a una esquistosidad de crenulación muy penetrativa en micaesquistos, y espaciada en cuarzoesquistos y metavulcanitas de grano fino. La  $S_3$  definida, corresponde con una esquistosidad subvertical de directrices hercínicas.

Las microestructuras reconocidas en el sector de Fuente Obejuna indican que la principal estructura reconocible es una foliación desarrollada en condiciones dúctiles a frágil-dúctiles, con un metamorfismo asociado de grado alto (foliación  $D_2$ , en el domo de Mina Afortunada, Ábalos, 1990) en las rocas migmáticas. La esquistosidad reconocible en la Serie Negra de bajo grado corresponde con un bandeado tectónico más o menos desarrollado. Este bandeado aparece afectado por un proceso de cizalla que lo transpone, dando lugar a microcharnelas desenraizadas y cizalladas en los micaesquistos y a una esquistosidad de tipo milonítico, dentro de la cual se preservan restos de este bandeado. Posteriormente al proceso de cizalla tiene lugar una fase tardía, con una esquistosidad de crenulación subvertical asociada.

### XI.C. Deformación de las rocas plutónicas.

Las rocas plutónicas cadomienses que afloran dentro del DOVPR tienen una amplia expresión cartográfica y están afectadas de modo variable por la deformación.

En su conjunto estas rocas presentan la deformación característica de cuerpos de naturaleza granítica (Passchier, 1984; Carreras, 1985; Gapais et al., 1987; Gapais, 1989; Gibson, 1990; Passchier, 1991; Tobisch et al., 1991; Herreros y Bellido, 1993; Goodwin y Wenk, 1995; Bailey et al., 1995; Moore y Lockner, 1995; Rutter, 1996; Christiansen y Pollard, 1997; Tourigny y Tremblay, 1997; Tikoff y Greene, 1997; Tikoff et al., 1998; Ingles et al., 1999; Kosaka et al., 1999; Lin, 1999;

## C.V.- Microtectónica

Bailey, 1999). La deformación de los cuerpos de naturaleza granítica en condiciones de grandes esfuerzos de cizalla conduce al desarrollo de bandas de cizalla de carácter milonítico, en donde se concentran los esfuerzos con relación a las rocas que los rodean (Ramsay y Graham, 1970). Es de especial interés conocer los mecanismos que conducen a la nucleación de estas bandas de cizalla desarrolladas en condiciones dúctiles o en la transición frágil-dúctil y en condiciones metamórficas de grado bajo a medio (Mitra, 1978; Ramsay y Allison, 1979; Bell y Hammond, 1984; Simpson, 1985; Losh, 1989; Stünitz y FitzGerald, 1993; FitzGerald y Stünitz, 1993; Christiansen y Pollard, 1997; Hippertt y Tohver, 1999; Ingles et al., 1999).

Dentro de la deformación de rocas graníticas Burg y Laurent (1978) reconocen dos grandes tipos de bandas de cizalla de carácter dúctil: continuas y discontinuas. Las bandas de cizalla continuas se caracterizan por mostrar un continuo y progresivo esfuerzo de cizalla desde los límites de la banda de cizalla, los cuales pueden ser más o menos definidos, hacia el centro de la misma, en donde se encuentran las rocas más deformadas. El segundo tipo considerado, las discontinuas, se caracterizan por presentar un aumento discontinuo de los esfuerzos por cizalla, con límites muy netos de las bandas de cizalla, las cuales absorben importantes esfuerzos en las áreas centrales, con sectores relativamente indeformados adyacentes.

En condiciones metamórficas importantes se desarrollan bandas de cizalla de tipo continuo (Ramsay y Allison, 1979), las cuales se caracterizan por un progresivo paralelismo entre el plano de la foliación milonítica y los límites de la banda de cizalla. En estas condiciones de alto grado las bandas de cizalla tienden a nuclearse sobre fracturas preexistentes o sobre discontinuidades y heterogeneidades del protolito (Ramsay, 1980; White et al., 1980; Takagi, 1989; Hanmer y Passchier, 1991). En condiciones metamórficas de bajo grado (esquistos verdes) el desarrollo de bandas de cizalla (Mitra, 1978; Segall y Simpson, 1986; Simpson, 1983 y 1985; O'Hara, 1988; Losh, 1989; Gibson, 1990; Evans, 1990; Stünitz y FitzGerald, 1993; FitzGerald y Stünitz, 1993, Tourigny y Tremblay, 1997; Ingles et al., 1999) está fuertemente influido por la presencia de fluidos intersticiales, los cuales favorecen la fracturación de los componentes de la roca en condiciones frágiles, con una importante reducción en el tamaño de grano por procesos cataclásticos y el debilitamiento de las mineralogías preexistentes y, como consecuencia, la formación de bandas de cizalla de carácter dúctil bajo estas condiciones (Blacic, 1975; Mitra, 1984; Babaie et al., 1991; Rutter y Hadizadeh, 1991; Magloughlin, 1992; Michibayashi y Masuda, 1993; Bürgmann y Pollard, 1994; Tourigny y Tremblay, 1997).

La deformación microestructural de estas litologías representa las características típicas de deformación en rocas ígneas ricas en feldespato. La deformación

comienza con estadios frágiles que van evolucionando a otros más dúctiles (Simpson, 1985; Guermani y Pennacchioni 1998). Mineralógicamente no se aprecian cambios substanciales en la roca por lo que el paso de cataclitas foliadas a rocas miloníticas se produce por un aumento en los esfuerzos (Tribe y D'Lemos 1996; Guermani y Pennacchioni 1998). Se han estudiado principalmente los cambios mineralógicos y texturales de las principales mineralogías presentes en las rocas con el fin de caracterizar las condiciones de deformación (Simpson 1985; Tullis y Yund 1987; Evans 1988; Tribe y D'Lemos 1996; Roberts 1998; Guermani y Pennacchioni 1998). La deformación de las rocas cuarzofeldespáticas en el tránsito entre los campos de deformación de carácter frágil y dúctil produce, de forma habitual, rocas miloníticas en donde el cuarzo y las micas presentan un comportamiento dúctil y el feldespato y plagioclasa características frágiles (White et al., 1980; Tullis et al., 1982; White y White, 1983; Simpson, 1985). En condiciones de grado metamórfico bajo, la deformación tiene lugar por una importante reducción en el tamaño de grano, la cual tiende a ser gradual en la roca y evoluciona hacia la formación de rocas miloníticas. En condiciones de mayor grado de deformación, en niveles inferiores de la corteza, las rocas evolucionan hacia gneises miloníticos, los cuales suelen presentar un grado de recristalización importante (Simpson, 1983). La evolución de la deformación en estas condiciones está controlada por la temperatura, presión de confinamiento, ratios de esfuerzo, presión de fluidos,... Dentro de la deformación no coaxial de rocas cuarzofeldespáticas en condiciones de metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes), Simpson (1985) diferencia de forma precisa dos ambientes contrastados: deformación en condiciones de la parte baja de esquistos verdes y en condiciones de la parte media-alta de esquistos verdes. Dado que la deformación de los ortogneises del macizo de Valle de la Serena tiene lugar en estas condiciones se precisan a continuación las características microestructurales de los dos ambientes definidos por Simpson (1985):

### ***1)- Deformación en condiciones de la parte baja de los esquistos verdes.***

Bajo estas condiciones metamórficas todos los granos de cuarzo se deforman de forma preferente por reptación de las dislocaciones lo cual da lugar al desarrollo de cintas de cuarzo junto con bandas de deformación muy oblicuas con respecto a los límites de las cintas de cuarzo. En menor medida se producen procesos de recovery dentro de subgranos y recristalización de nuevos granos de pequeño tamaño. La biotita desarrolla pliegues kink muy abiertos. El feldespato desarrolla reducción de tamaño de grano por microfracturación y microfallas, disponiéndose estas últimas a alto grado con respecto a la foliación milonítica y con una disposición antitética con el sentido de movimiento de la roca. Si las microfallas del feldespato se disponen a ángulos bajos con respecto a la folia-

ción, con una disposición sintética, a altos grados de deformación, conduce a una gran separación de los fragmentos del feldespato (Etchecopar, 1974; 1977). El anfíbol presenta una reducción en el tamaño de grano original.

### **2)- Deformación en condiciones de la parte media-alta de los esquistos verdes.**

En estas condiciones de metamorfismo el cuarzo conserva texturas residuales en cintas, aunque principalmente está afectado por procesos de recovery que origina nuevos granos de cuarzo recrystalizados y elongados (Passchier y Trouw, 1996). Los cristales de plagioclasa comienzan a presentar evidencias de deformación plástica con formación de pliegues kink y recrystalización puntual según microfracturas de albita y plagioclasas ácidas, así como extinción ondulante, maclas plegadas y pertitas con morfologías flameadas (Pryer, 1993; Passchier y Trouw, 1996). Se considera que el límite inferior de deslizamiento por dislocación de los cristales de plagioclasa está en 450°C (Tullis y Yund, 1980; Dell'Angelo et al., 1987). El feldespato potásico comienza a presentar recrystalización de agregados de fino tamaño sobre los granos fracturados previamente. Localmente los nuevos granos recrystalizados, orientados ópticamente con los fragmentos fracturados, se desarrollan sobre éstos últimos. Los cristales de biotita se deforman mediante pliegues kink y de forma esporádica aparecen cintas constituidas por agregados de biotita, en donde los planos (001) se disponen a 30° con respecto a los límites de las cintas, con recrystalización de nuevos cristales de biotita de grano muy fino junto a ilmenita.

### **XI.C.1. Ortogneises ácidos.**

Las texturas de las leucotonalitas muestran un desarrollo inicial de texturas cataclásticas que en los sectores más deformados evolucionan hacia texturas protomiloníticas o incluso miloníticas en los diques cuarzofeldespáticos con texturas S-C bien desarrolladas. Mineralógicamente no se aprecian cambios substanciales en la roca por lo que el paso de cataclasitas foliadas a rocas miloníticas se produce por un aumento en los esfuerzos (Guermani y Pennacchioni 1998, Tribe y D'Lemos, 1996). Se han analizado los cambios mineralógicos y texturales con el fin de caracterizar las condiciones de deformación (Guermani y Pennacchioni 1998; Tribe y D'Lemos, 1996; Roberts, 1998; Evans, 1988; Simpson, 1985; Tullis y Yund, 1987).

El feldespato es el mineral más usado para caracterizar el campo de la deformación (Tullis y Yund, 1987, Janecke y Evans, 1988; Tribe y D'Lemos, 1996; Gapais, 1989; Evans, 1988). El feldespato de tamaño de grano más grueso presenta una deformación frágil, con microfracturas intragranulares abiertas y cerradas, microcizallas que producen deslizamiento de microlitones según

las trazas de la exfoliación mineral, que en las rocas más deformadas están desligados definiendo una lineación de estiramiento mineral muy acusada. Presenta una reducción de grano variable, pero en general poco importante. No presenta recrystalización de ningún tipo, ni siquiera en los niveles de milonitas cuarzofeldespáticas, en donde se concentra la deformación.

La plagioclasa intermedia aparece con fenocristales y en la mesostasis. Presenta una alteración general poco importante a sericita, con extinción ondulante débil y fracturación generalizada con fuerte reducción de tamaño de grano. Asimismo es común la deformación de las maclas, que en ocasiones dan lugar a pliegues kink, poco frecuentes.

La biotita verde-marrón es poco abundante y en general aparece recrystalizada durante el proceso deformativo por lo que puede presentarse poco deformada, con extinción ondulante, pliegues kink abiertos y muy deformada en las rocas más tectonizadas constituyendo peces de biotita muy alterados a clorita, en ocasiones totalmente retrogradada.

El cuarzo es el mineral más dúctil y presenta una fuerte reducción en el tamaño de grano, con cintas, lamelas de deformación orientadas y formación de subgranos. En las rocas menos deformadas aparece con fuerte extinción ondulante y formando masas de grano muy fino en la matriz cataclástica con algunos límites de subgrano. Está poco fracturado. En las rocas miloníticas forma la matriz junto a clastos rotos de otras mineralogías y filosilicatos, formando sombras de presión asimétricas y grandes ribbons que definen la foliación de la roca junto con una acusada orientación cristalográfica. Junto con sericita, moscovita y clorita rellena la mayoría de fracturas en los minerales más resistentes (feldespato y plagioclasa). En general toda su deformación tiene lugar en condiciones dúctiles, con procesos de recovery y recrystalización dinámica.

### **XI.C.2. Ortogneises básicos. Dioritoides.**

Dentro de la roca precámbricas del DOVPR, las litologías más características son los dioritoides y rocas asociadas (rocas acumulativas, gabros y granodioritas-monodioritas). Aparecen intensamente deformadas por las fases de deformación variscas.

Anfíbol. Con la deformación se altera a actinolita y llega a desaparecer en las dioritas milonitizadas en las que se observan cristales de actinolita cloritizada muy estirados, los cuales definen la foliación de estas rocas. Presenta una fracturación poco intensa, con fracturas abiertas rellenas de clorita y actinolita. Muestra débil reducción de tamaño de grano y extinción ondulante poco patente. Algunas maclas aparecen plegadas. En general la deformación de las rocas ricas en anfíbol conduce a una fuerte retrogradación del mismo, dando lugar a asociaciones metamórficas de grado bajo que crecen



## C.V.- Microtectónica

orientadamente.

**Plagioclasa.** Este mineral aparece de forma conspicua en todas las rocas básicas reconocidas y tiene siempre un comportamiento frágil ante los esfuerzos deformacionales. En los estadios poco deformados desarrolla una fracturación que es progresivamente más intensa, asociada a la cual tienen lugar un importante proceso de cristalización metamórfica de albita. En los estadios más deformados, estos cristales aparecen rodeados por una matriz milonítica definida por Ab-Qtz y anfíboles secundarios principalmente. Estos fenoclastos presentan maclas plegadas y rotas, extinción ondulante y recrystalización de albita en las colas de presión y en las fracturas.

**Piroxeno.** Aparece en las rocas dioríticas y la deformación cataclástica le afecta poco, estando limitada a algunas fracturas abiertas rellenas de clorita y actinolita y maclas rotas. En las rocas más deformadas está ausente por la completa alteración a anfíbol-actinolita-clorita-opacos. Si bien aparece en rocas poco deformadas, se han reconocido restos de piroxeno en rocas deformadas, apareciendo siempre rodeado por coronas de anfíboles hornbléndicos y/o actinolíticos

**Cuarzo.** Suele estar siempre restringido a la matriz de estas rocas, bien como mineral postcinemático, bien en asociaciones sincinemáticas indicativas del metamorfismo de grado bajo que sufren estas rocas. La deformación que presenta es comparable a la que tiene lugar en los ortogneises ácidos, si bien es relativamente poco abundante.

### **XI.D. Deformación de las series metavolcánicas y metapelíticas.**

Dentro del DOVPR existen cinco grandes unidades precámbricas diferenciadas: Serie Negra, Serie Volcanoclástica de Don Álvaro, Vulcanitas de Oliva de Mérida, Serie pelítica del embalse de Alange y Fm. Malcocinado. Las formaciones de naturaleza volcánica y la Serie Negra presentan tres fases de deformación claramente reconocibles a escala microscópica. Las rocas de la serie pelítica del embalse de Alange y de la Fm. Malcocinado muestran dos fases de deformación.

La esquistosidad principal de estas rocas corresponde a una transposición tectónica, con alternancias milimétricas de niveles micáceos y cuarzofeldespáticos. Este bandeo tectónico corresponde con una esquistosidad secundaria ( $S_2$ ). La  $S_1$  de la roca está definida por la orientación de granos de cuarzo, feldespato y micas dentro de las diferentes bandas. La  $S_2$  pliega y traspone la  $S_1$  a ángulos en general bajos, y localmente corresponde con una esquistosidad de crenulación, dando lugar a pliegues abiertos o isoclinales. La  $S_2$  aparece microplegada y crenulada por una  $S_3$ , que tiende a desarrollarse de forma preferente en los niveles más micáceos. Corresponde con una esquistosidad de crenulación sub-

vertical.

Las rocas de las formaciones volcánicas y volcano-clásticas presentan una estructuración similar a la que desarrollan las rocas de la Serie Negra. La gran heterogeneidad de estas series es la responsable de la diferente expresión microestructural observable en los diferentes litotipos.

Los niveles esquistosos desarrollan una  $S_1$  y  $S_2$  similares a las reconocidas en los micaesquistos de la Serie Negra. No obstante en las zonas afectadas por la cinemática transcurrente varisca, la  $S_2$  está definida por estructuras S-C, de carácter izquierdo, definidas por filosilicatos, individualizando clastos y blastos de cuarzo, feldespato potásico y granate, con colas de presión asimétricas.

En afloramiento se reconoce una  $S_2$  definida por un fino bandeo submilimétrico, que está traspuesta por una  $S_3$  definida por una esquistosidad de plano axial vertical, con pliegues apretados centimétricos y niveles de pliegues kink. A nivel de microscopio se reconoce una  $S_1$  dentro de los bandeos que definen la  $S_2$  de modo similar a los micaesquistos de la Serie Negra.

En los niveles anfíbolíticos gneísicos se reconocen texturas cataclásticas a gneísicas con desarrollo de protomilonitas de forma más local con una matriz deformada y orientada. La plagioclasa aparece muy fracturada y retrogradada a Cal+Ab+Qtz+Ep. Muestra maclas plegadas y rotas, dando lugar a grandes sombras de presión asimétricas de carácter izquierdo. El anfíbol está muy fracturado y retrogradado a Act-Czo±Spn. La foliación de tipo gneísico y desarrollada en facies de los esquistos verdes se sobrepone a un bandeo de origen metamórfico en facies de las anfíbolitas.

La foliación gneísica de los metariolitoideos está definida por el estiramiento de agregados de cuarzo y micas en la matriz, envolviendo fenoclastos inequigranulares de plagioclasa, feldespato y cuarzo. Los fenoclastos de cuarzo presentan extinción ondulante, formación de subgranos orientados de forma oblicua a la matriz de la roca. Los feldespatos y plagioclasa aparecen afectados por una importante reducción de tamaño de grano, extinción ondulante, maclas plegadas y pliegues kink en la plagioclasa. La matriz está constituida por cintas de cuarzo de grano fino recrystalizado dinámicamente junto con agregados de moscovita, biotita, clorita y Ep±Czo±Cal. Esta foliación está cortada por los cuerpos plutónicos cadomienses en algunos sectores y en otros involucra a rocas paleozoicas. Este hecho permite suponer que, en realidad, es la suma de, al menos, dos fases de deformación desarrolladas en condiciones metamórficas similares y bajo un régimen cinemático análogo. Debido al desarrollo generalizado de texturas de tipo S-C que muestran estas litologías resulta difícil discriminar la existencia de las dos fases de deformación deducidas en base a criterios microscópicos.

## XI.E. Deformación de los paragneises arcósicos de edad Tremadoc.

Las arcosas de edad Tremadoc han sufrido una deformación muy heterogénea bajo un régimen cinemático no coaxial de cizalla izquierda y una alta presión de fluidos. La actuación de fluidos durante la deformación se pone de manifiesto por la destrucción total de los grano de feldespato potásico y, en menor medida, de plagioclasa, hecho que se traduce en un importante incremento de moscovita y micas blancas de estas rocas, hasta dar lugar a fillonitas, habitualmente asociadas a zonas potasificadas en áreas adyacentes.

El protolito indeformado es una arcosa de grano medio y matriz sericitica recristalizada, con niveles de conglomerados poligénicos (P.V.D.6.).

Los estadios iniciales de la deformación conducen a la formación de texturas cataclásticas, con fracturación y reducción de tamaño de grano, extinción ondulante del cuarzo y maclas plegadas y rotas de la plagioclasa. La matriz permanece desorientada y comienza a recristalizar desordenadamente, principalmente a cuarzo de grano fino, junto a microlitos de biotita y blastos anhedrales e inequigranulares de clorita.

Conforme progresa la deformación por cizalla, la matriz comienza a recristalizar, dando lugar a texturas esquistosas definidas por la orientación de cristales de biotita y de moscovita. Los granos de cuarzo presentan formación de subgranos elongados y oblicuos a la esquistosidad definida por los filosilicatos, junto con formación de sobras de presión incipientes, caracterizadas por agregados de cuarzo de grano fino elongados y orientados. Estas colas de presión, inicialmente son simétricas a débilmente asimétricas, con sentidos de movimiento izquierdos principalmente. Los feldespatos y plagioclasas desarrollan grandes golfos de corrosión simultáneos a una intensa sericitización que no se detecta en las muestras indeformadas. Los feldespatos desarrollan colas sombras de presión en donde crece un agregado de sericita-mica blanca-cuarzo±epidota (P.V.E.1. y 2.).

Los estadios más avanzados de la deformación conducen a un importante incremento del porcentaje de la matriz. Esta matriz progresivamente aparece más foliada, dibujando estructuras S-C generalizadas, definidas por cristales de biotita y moscovita. Estos cristales individualizan pequeños sigmoides en cuyo núcleo aparecen cristales de cuarzo y, en menor medida, de plagioclasa, con colas de presión claramente asimétricas. Los cristales de biotita de la matriz muestran signos de deslizamiento intracrystalino, con extinción ondulante y desarrollo de peces de mica de geometría izquierda. La moscovita aparece en grandes placas, fuertemente estirada, con numerosas zonas en donde está recristalizada dinámicamente. Los clastos de cuarzo presentan una generalizada formación de subgranos elongados y orientados y numerosos clastos dan lugar a la formación de nuevos

granos, especialmente en los límites del clasto. Las colas de presión están constituidas por agregados de cuarzo, recristalizados en pequeños ribbons o bien en cristales estirados y deformados.

En los últimos estadios de la deformación de las rocas de naturaleza arcósica no se reconocen cristales de feldespato potásico y son muy escasos los clastos de plagioclasa. La matriz es de naturaleza milonítica, constituida exclusivamente por moscovita y sericita, junto con cintas de cuarzo paralelas a ellos. La biotita ha sido transformada a micas blancas y aparece como fantasmas definidos por minerales opacos. Estos agregados de opacos dibujan los planos de exfoliación de la biotita, los cuales aparecen plegados, con pliegues de tipo kink y estructuras de cizalla izquierda. La matriz es de grano fino, aparece fuertemente orientada, envolviendo los clastos de cuarzo, los cuales se disponen a bajo ángulo (10-20°) con la orientación de la matriz. Paulatinamente el aumento de la matriz es significativo conforme progresa y se intensifica la deformación de estas rocas, llegando a representar más del 80% del volumen de la roca. Los clastos de cuarzo aparecen en gran medida recristalizados, con aparición de nuevos subgranos. Muestran una importante reducción de tamaño de grano y una débil extinción ondulante. las colas de presión que desarrollan son fuertemente asimétricas, de tipo  $\sigma$ , y de gran longitud, dentro de las cuales destaca la ausencia de agregados de cuarzo (que se concentran en los bordes de los clastos) y la abundancia de micas blancas y moscovita (P.V.E.3.).

Las rocas con mayor grado de deformación dan lugar a una roca de naturaleza filonítica a milonítica, con una matriz finamente bandeada, definida por cristales de micas, dentro de la cual aparecen dispersos cristales de cuarzo. Destaca la ausencia total de feldespatos y de biotita. En detalle la matriz está constituida por bandas filoníticas, constituidas por moscovita de grano muy fino y bandas, más escasas, de cuarzo de grano muy fino, orientado dinámicamente y dispuesto de forma oblicua a las paredes de la banda, definiendo una foliación oblicua a los planos S, definidos por los agregados de filosilicatos (Lister y Snoke, 1984; Passchier y Trouw, 1996). Dentro de estas bandas se reconocen bandas de 1-2 mm de ultramilonitas (P.V.E.4.), con un fino bandeo dentro del cual aparecen dispersos granos de cuarzo, algunos de los cuales presentan rotación y colas de presión de tipo  $\delta$ .

En los sectores más próximos al batolito de los Pedroches (zona del embalse de la Charca, en Valle de la Serena) las texturas miloníticas que desarrollan estas rocas aparecen recristalizadas de forma estática. Las cintas de cuarzo y los agregados policristalinos aparecen preservando las morfologías de cintas, pero dentro de ellas los granos de cuarzo muestran texturas granoblásticas recristalizadas con formación de abundantes puntos triples a 120° y ausencia de deformación interna (P.V.E.5.). Los clastos de mayor tamaño muestran extin-

## C.V.- Microtectónica

ción ondulante, la cual es especialmente bien visible en los clastos de plagioclasa y feldespato potásico.

Las arcosas, debido a su alta porosidad inicial, dan lugar a una importante hidrólisis de los granos de feldespato potásico y plagioclasa en condiciones dinámicas, los fluidos resultantes de esta destrucción, enriquecidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y sílice, conducen a la cristalización de moscovita sincinemática, la cual da lugar al desarrollo generalizado de rocas de naturaleza filonítica sobre las litologías iniciales. La existencia de fluidos enriquecidos en álcalis se ponen de manifiesto en afloramiento por la presencia de amplios sectores en donde las rocas paleozoicas aparecen potasificadas, dando lugar a cuarcitas cementadas por feldespato y albita indeformadas. El sector más oriental del macizo de Valle de la Serena, en donde láminas de arcosas de edad Tremadoc cabalgan sobre materiales devónicos, se reconocen abundantes procesos de potasificación secundaria, de origen sintardicinemático y que no están asociados a pegmatoides ni rocas análogas.

### **XI.F. Deformación y microestructuras de la Fm. El Hoyo.**

Las rocas de naturaleza arcósica aparecen poco deformadas en el borde NE de la estructura general, y muy deformadas en los sectores situados hacia el SW, en donde la deformación transcurrente izquierda es muy acusada. Los micaesquistos muestran una esquistosidad de tipo slaty cleavage (Bastida, 1981; Bastida et al., 1984) en los sectores situados hacia el NE, la cual evoluciona hacia una esquistosidad de tipo milonítico simetamórfica en las áreas más profundas. Las rocas que constituyen el denominado zócalo de El Entredicho muestran un grado de deformación notablemente más intenso, con una foliación de tipo milonítico generalizada. Todas estas rocas presentan una deformación de tipo no coaxial con una componente de movimiento lateral izquierdo asociada que, en las rocas de la Fm. El Hoyo, se superpone a una fase previa de pliegues vergentes hacia el NE. Sobre las estructuras generadas durante el proceso de cizalla se observan crenulaciones subverticales a escala meso- y microscópica. Las rocas anfíbolíticas de El Entredicho únicamente registran un intenso episodio de cizallamiento dúctil de cinemática izquierda, con una componente cabalgante hacia el NE. A continuación se describen las características microestructurales de los principales litotipos de esta área.

#### **XI.F.1. Micaesquistos y cuarzoesquistos.**

Estas rocas desarrollan una esquistosidad muy penetrativa de tipo slaty cleavage con un bandeo litológico de escala milimétrica. Esta esquistosidad está replegada con pliegues de escala centimétrica a decimétrica con

geometrías de flanco largo-flanco corto y abundantes charnelas engrosadas y desenraizadas en los niveles más micáceos. Muestran una esquistosidad de crenulación de plano axial subvertical variablemente desarrollada. En los litotipos con paragénesis metamórficas de grado medio (granate-estaurolita-biotita) desarrollan una foliación de tipo milonítico con una lineación de estiramiento mineral asociada. La foliación está definida por la orientación de los minerales micáceos, los cuales desarrollan abundantes peces de mica, y entre los cuales aparecen cintas de cuarzo recrystalizado dinámicamente y con una fuerte reducción en el tamaño de grano.

Los niveles cuarzofeldespáticos desarrollan texturas granoblásticas recrystalizadas, están muy orientados y se disponen junto a cintas de cuarzo que definen texturas miloníticas. Son muy frecuentes los peces de mica y las estructuras de tipo izquierdo. El granate aparece en cristales sinesquistos con grandes sombras de presión asimétricas, en ocasiones ligeramente rotados. En las sombras de presión cristalizada Bt, Ab, Ep y Ms. De forma esporádica estos cristales están aplastados y estirados definiendo una lineación mineral. La estaurolita forma cristales sinesquistos, con gran cantidad de inclusiones sin orientar (Qtz y Ab). Estos blastos producen sombras de presión asimétricas de tipo izquierdo.

#### **XI.F.2. Cuarcitas y arcosas.**

Estas litologías aparecen de forma principal en el flanco normal y en el invertido de la estructura de El Hoyo-El Entredicho. En el flanco normal, en donde la Serie Negra de alto grado cabalga sobre estas litologías, se desarrollan paragneises miloníticos con paquetes de milonitas intercalados, desarrollando tectonitas S-L. En el flanco inverso la deformación se atenúa y es posible reconocer la  $S_0$  de estas rocas, sobre la que se superpone una esquistosidad de plano axial que evoluciona hacia una foliación milonítica en los tramos de grano más fino. El flanco inverso se presenta muy replegado, con una crenulación subvertical muy desarrollada. Esta crenulación genera pliegues abiertos de geometría cilíndrica de escala decimétrica a métrica. La esquistosidad principal, asociada a las grandes estructuras de la fase principal varisca, está definida por agregados de cuarzo de grano fino a muy fino con moscovita, albita y epidota. En el flanco normal, presentan una foliación muy desarrollada con lineaciones de estiramiento mineral asociadas muy marcadas. Los clastos de mayor tamaño aparecen deformados y dan lugar a sombras de presión asimétricas, las cuales definen la foliación de estas rocas (planos C). Los planos S están definidos por los niveles más finos de cuarzo, el cual está muy deformado y recrystalizado dinámicamente. Los niveles de tamaño de grano más fino presentan una matriz milonítica rica en moscovita y sericita.



## **XI.G. Deformación microestructural de las rocas del domo de Fuente Obejuna.**

Las rocas que afloran en el interior del domo metamórfico de Fuente Obejuna registran una historia deformacional compleja. La estructura más visible es una foliación milonítica y una lineación de estiramiento asociadas al proceso de transcurrencia izquierdo, que permite clasificar estas litologías como tectonitas S-L. En las rocas de la Serie Negra de bajo grado este proceso es más atenuado, aunque sigue siendo la característica más reseñable.

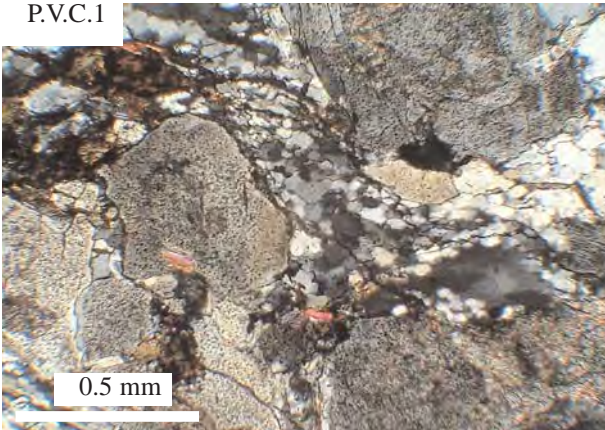
Las rocas más deformadas aparecen en el accidente que separa los dos tipos de Serie Negra. Este accidente está constituido por tectonitas de tipo L, con una marcada lineación de estiramiento mineral definida por agregados y cintas de cuarzo y fenoclastos y fenoblastos de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y granate y no se han reconocido lineaciones de estiramiento superpuestas. Con direcciones paralelas a las lineaciones se reconocen abundantes pliegues intrafoliares de escala centimétrica.

Los gneises y migmatitas de Fuente Obejuna desarrollan una foliación definida por un bandeo tectónico. Este bandeo se caracteriza por la alternancia de bandas cuarzo feldespáticas y micáceas, dentro de las cuales los granos de cuarzo muestran una intensa deformación dúctil con formación de subgranos muy elongados y cintas, envolviendo blastos de granate, feldespato potásico, cuarzo y masas de sillimanita variablemente retrogradadas a moscovita.

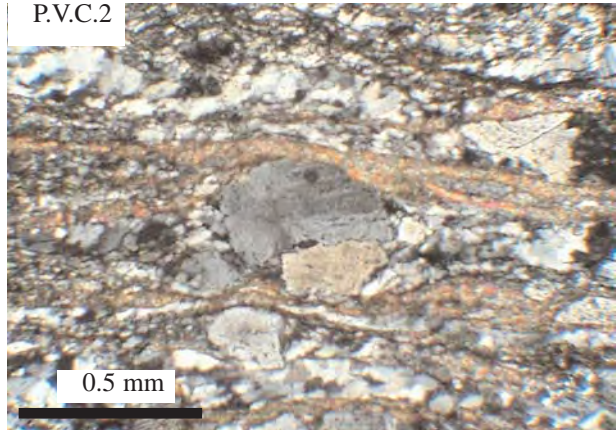
Las fases que definen el metamorfismo de alto grado (Sil-Grt-Kfs) son precinemáticos con respecto a la foliación dominante en estas rocas y desarrollan (Grt y Kfs) grandes sombras de presión asimétricas, con recristalización parcial del feldespato en las muestras más deformadas. No se reconocen al microscopio estructuras y texturas deformacionales asociadas a un evento deformativo previo asociado al proceso de migmatización, con excepción del carácter precinemático de los blastos citados.

Las cuarcitas negras, intensamente milonitizadas desarrollan de igual modo un bandeo tectónico definido por la alternancia microscópica de niveles miloníticos con diferentes grados de deformación, tamaño de grano y limitados por bandas de óxidos y de grafito. En afloramiento estas rocas muestran una foliación y lineación de estiramiento muy desarrolladas, de tipo milonítico, con pliegues intrafoliares apretados y con los ejes de los pliegues subparalelos a la lineación de estiramiento.

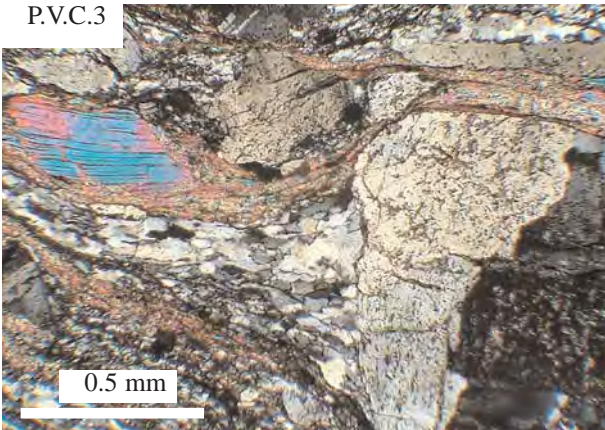
P.V.C.1



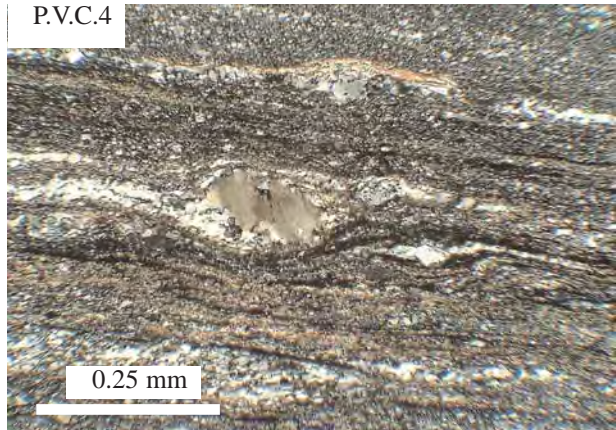
P.V.C.2



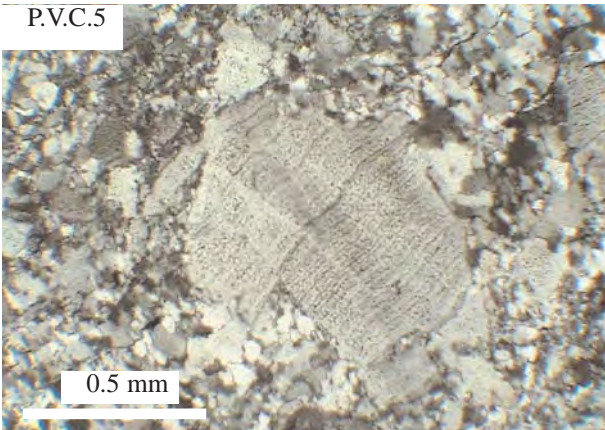
P.V.C.3



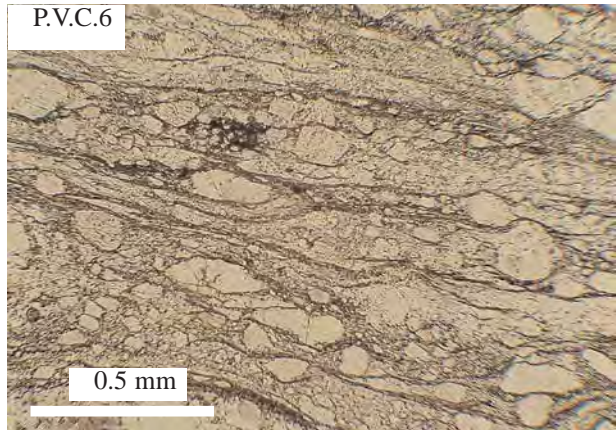
P.V.C.4



P.V.C.5



P.V.C.6



## Planchas V.C.

P.V.C.1.- Detalle de la matriz de un gneis leucotonalítico del macizo de Mérida. A bajas tasas de deformación los cristales de plagioclasa aparecen indeformados, con una débil cataclasis, mientras que la matriz, rica en cuarzo, sufre una intensa reducción de tamaño de grado y comienza a recrystalizar dinámicamente.

P.V.C.2.- Desarrollo de texturas miloníticas ricas en Qtz y Ms con fenoclastos de plagioclasa intermedia en gneises leucotonalíticos del macizo de Mérida.

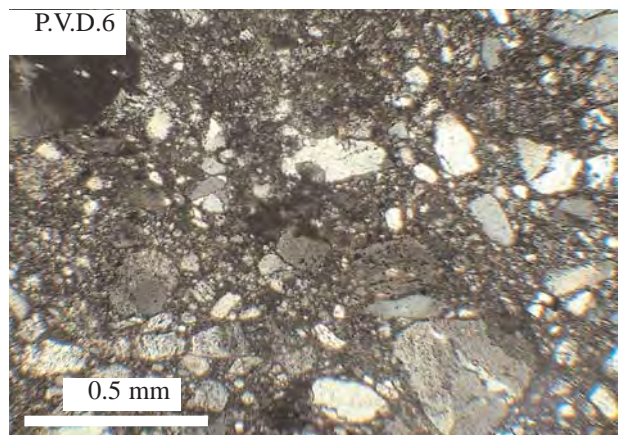
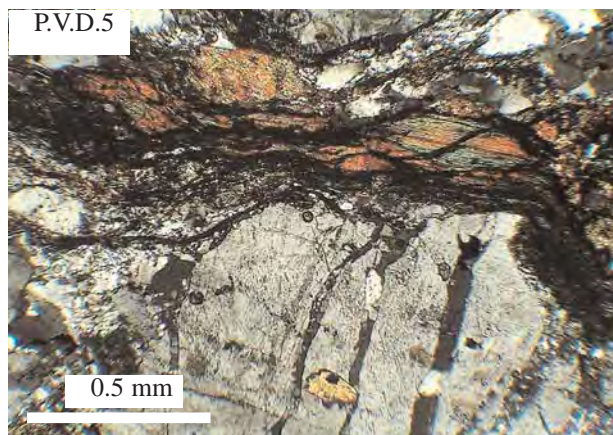
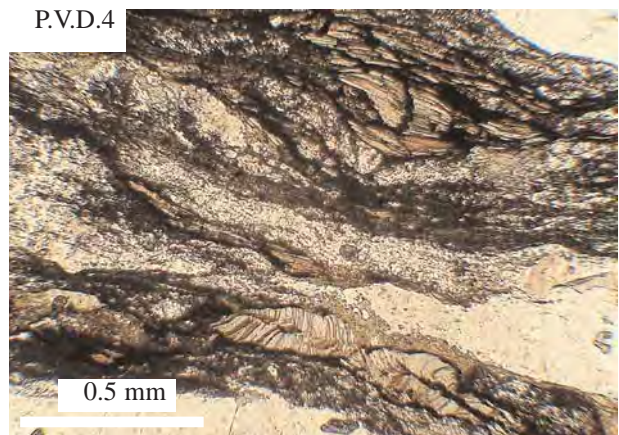
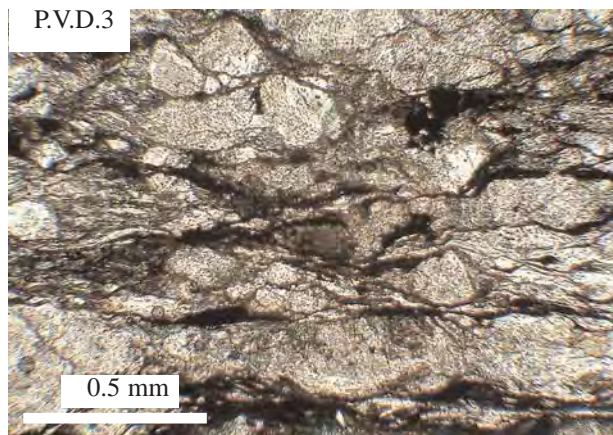
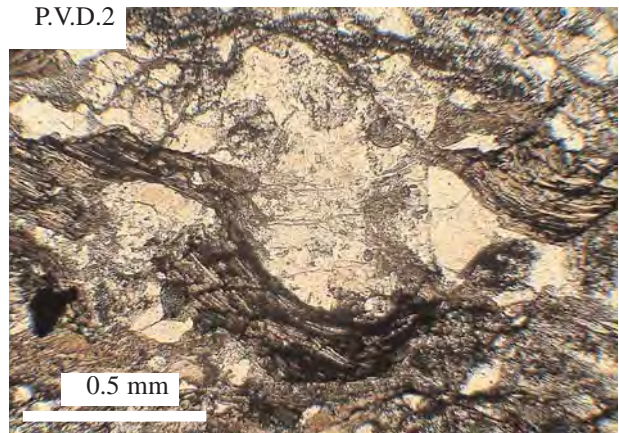
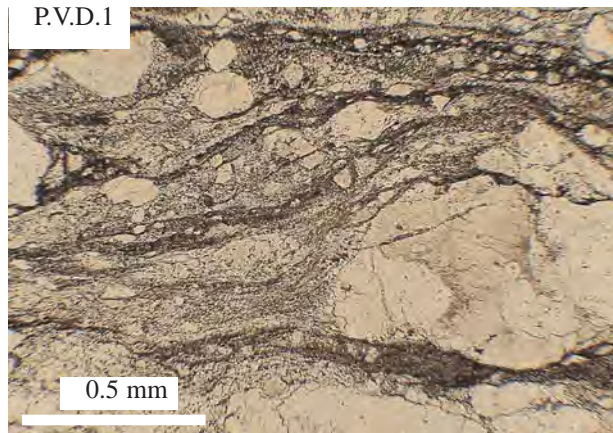
P.V.C.3.- Detalle de una sombra de presión y peces de mica en un gneis milonítico ácido. La Pl sólo sufre fracturación y una débil extinción ondulante.

P.V.C.4.- Milonita-ultramilonita del cabalgamiento de San Pedro de Mérida. Detalle de un fenoblasto de cuarzo con sentido de movimiento derecho.

P.V.C.5.- Matriz recrystalizada rica en cuarzo envolviendo un fenoclasto de plagioclasa con desarrollo de pliegues de tipo kink abiertos. Ortogneis porfídico de Valle de la Serena

P.V.C.6.- Gneis milonítico de Valle de la Serena. La matriz está contituida por micas-biotita y cuarzo recrystalizado dinámicamente.





#### Plancha V.D.

P.V.D.1.-Detalle de la matriz de un gneis porfídico de Valle de la Serena. El fenoclasto de plagioclasa aparece recrystalizado en los bordes a albita y rodeado por una matriz de grado muy fino de naturaleza milonítica constituida por cuarzo y micas blancas de grano muy fino.

P.V.D.2.-Detalle de la matriz de un gneis anfibólico de Valle de la Serena, la cual está constituida por agreados de anfíboles secundarios, albita y  $Czo \pm Ep \pm Chl$ .

P.V.D.3.-Gneis anfibólico milonítico de Valle de la Serena con desarrollo de texturas S-C.

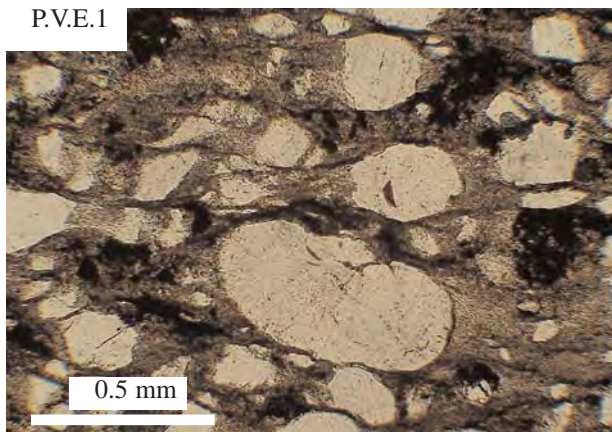
P.V.D.4.-Gneis anfibólico milonítico de Mérida con cristales de mica orientada y plegada en la matriz.

P.V.D.5.- Detalle de un fenoclasto de plagioclasa dentro de un gneis anfibólico de Valle de la Serena. La matriz está definida por cristales orientados de biotita y actinolita, junto a cuarzo fuertemente orientado y estirado. La plagioclasa presenta fracturas abiertas y recrystalización de albita y moscovita.

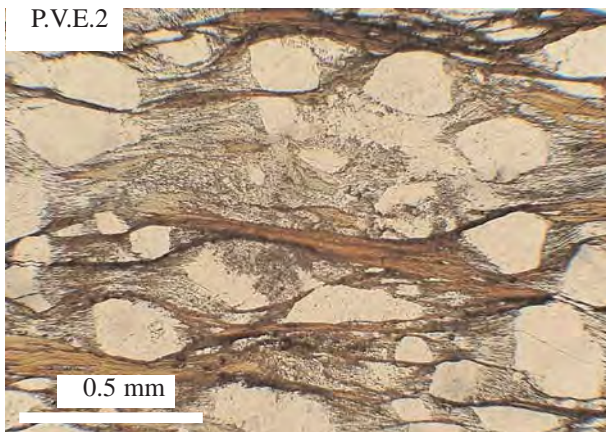
P.V.D.6.- Muestra indeformada de las arcosas de Valle de la Serena (explicación en el texto).



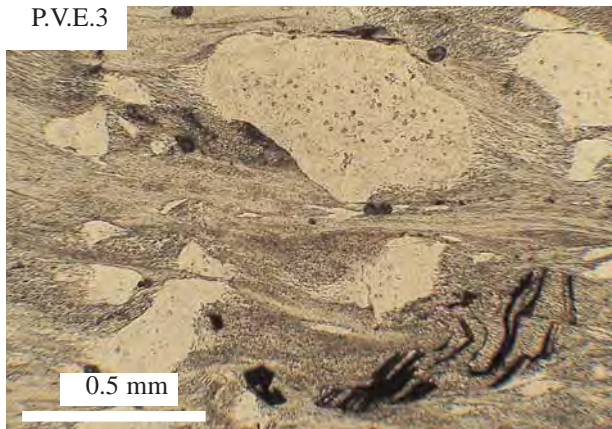
P.V.E.1



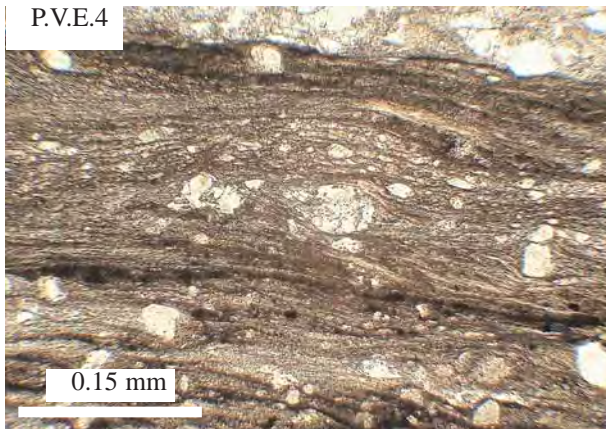
P.V.E.2



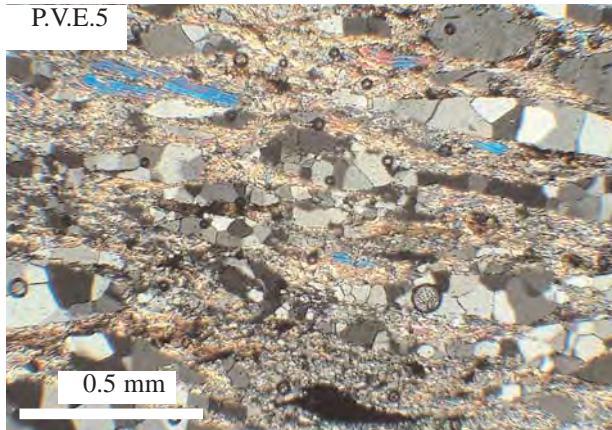
P.V.E.3



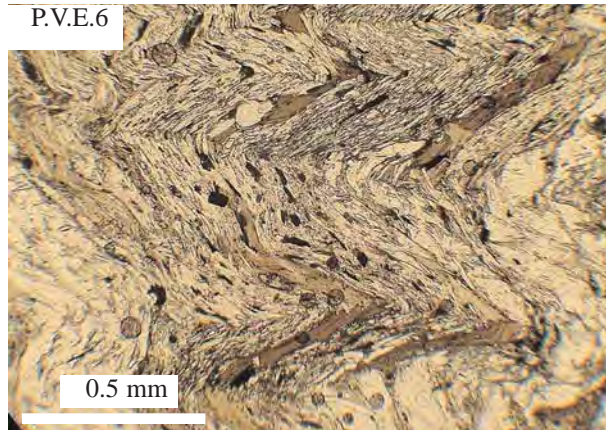
P.V.E.4



P.V.E.5



P.V.E.6



Plancha V.E.

P.V.E.1.-Estadios iniciales de la deformación de los paragneises arcósicos involucrados en las bandas de cizalla del macizo de Valle de la Serena. Explicación en el texto.

P.V.E.2.-Estadio más evolucionado de la deformación de los paragneises arcósicos. La matriz es gradualmente más rica en Bt y Ms y los clastos de cuarzo y feldespato dan lugar a sombras de presión pseudosimétricas. Explicación en el texto.

P.V.E.3.-Detalle de la matriz de los paragneises arcósicos. Destaca la escasez de clastos de Kfs y la mayor abundancia en moscovita de la matriz.

P.V.E.4.- Banda de milonitas-ultramilonitas desarrollada en paragneises miloníticos arcósicos. Explicación en el texto.

P.V.E.5.-Recristalización estática de las texturas miloníticas de los paragneises arcósicos en el sector de la Charca de Zalamea (macizo de Valle de la Serena).

P.V.E.6.-Detalle de micaesquistos de la Fm. El Hoyo del sector de El Entredicho. El bandeo tectónico de estas rocas está fuertemente crenulado.

# *CAPÍTULO VI*

## *METAMORFISMO Y GEOTERMobarometría DE LAS ROCAS ÍGNEAS CADOMIENSES*





## I. INTRODUCCIÓN.

La evolución metamórfica de los materiales que constituyen el DOVPR no ha sido abordada con detalle en este trabajo y se limita a un estudio petrográfico somero de las asociaciones metamórficas reconocidas. Debido al descubrimiento de ciertas litologías dentro del macizo de Mérida y en cuerpos asociados (rocas acumulativas con granate) se ha optado por realizar un estudio más detallado de estas paragénesis con objeto de poder establecer las condiciones P-T de estas rocas. Las litologías de origen acumulativo con granate magmático son poco frecuentes y no se han descrito rocas similares dentro del conjunto del Macizo Ibérico.

En los dominios septentrionales de la ZOM la evolución metamórfica de las rocas, especialmente de las litologías precámbricas, ha sido uno de los principales argumentos en tiempos más recientes a la hora de realizar subdivisiones de conjuntos litológicos (Ábalos, 1990; Azor, 1994). Dentro de estos sectores se reconocen tres cinturones metamórficos claramente diferenciados y de interpretación controvertida (Fig. VI.1.). Estos tres cinturones de SW a NE son:

1) Conjunto de láminas blastomiloníticas del CBBC (láminas inferiores definidas por Ábalos, 1990, coincidentes a grandes rasgos con la Unidad Central definida por Azor, 1994). Estas rocas registran una evolución tectonometamórfica muy compleja polimetamórfica, con paragénesis de alta presión de forma local (facies de eclogitas, Eguíluz et al., 1989; Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1991) y de presión intermedia de manera más generalizada (Bard, 1971; Bladier, 1974; Laurent, 1974; Chacón et al., 1974; Chacón, 1979; Quesada y Munha, 1990; Ábalos, 1990; Ábalos et al., 1990; Azor, 1994; Eguíluz et al., 1997)

2) Dominio de Mina Afortunada-Fuente Obejuna (rocas pertenecientes a la lámina superior constituida por Serie Negra de Ábalos, 1990). Estas rocas constituyen el dominio de Domos Migmáticos propuesto en este trabajo. Son rocas de grado bajo (esquistos verdes) asociadas a rocas de alto grado (con presiones intermedias y alta temperatura, Martínez-Poyatos, 1997) que llevan asociados domos migmáticos y rocas ígneas anatécicas de composición granodiorítica.

3) Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Dentro de este dominio se ha reconocido con claridad un metamorfismo varisco de grado bajo a muy bajo sobreimpuesto a un metamorfismo cadomiense de grado bajo a medio. Dentro de estas rocas se diferencia un metamorfismo varisco de grado más alto en las rocas que constituyen el zócalo cadomiense y un metamorfismo de grado muy bajo (anquizona) que afecta a las rocas paleozoicas.

Dentro del DOVPR se ha reconocido un metamorfismo precámbrico previo a la intrusión de los cuerpos de naturaleza diorítica tipo Mérida. Este metamorfismo ha sido datado en 560-550 M.a. (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992) lo cual está en concordancia con las observaciones de campo realizadas. En los sectores menos afectados por la deformación y el metamorfismo varisco se reconoce una foliación metamórfica con un metamorfismo sincinemático que llega hasta el grado medio en metabasitas (hornblenda marrón-plagioclasa) y metapelitas (granate-estauroilita-biotita). El metamorfismo está definido por asociaciones típicas de bajo grado y se desarrolla especialmente en las rocas precámbricas y paleozoicas asociadas a los accidentes más importantes. El metamorfismo varisco es sincinemático con la primera fase de deformación varisca, definiendo la foliación milonítica y la esquistosidad.

Dentro del CBBC el metamorfismo reconocido es sensiblemente diferente al presente dentro del DOVPR. Se ha cartografiado y reconocido un domo metamórfico en Fuente Obejuna, con un accidente extensional que individualiza la serie de techo, con metamorfismo de esquistos verdes, de la serie de muro, que alcanza la isograda de feldespato potásico-sillimanita. No se ha realizado un estudio geotermobarométrico detallado de estas rocas, sin embargo, se ha analizado una muestra de anfibolitas con piroxeno y granate que indica unas condiciones de alta temperatura y presiones intermedias. La edad de este metamorfismo es pre-depósito de la Fm. El Hoyo y se considera cadomiense (metamorfismo a ca. 525 M.a. por correlación con el domo de Mina Afortunada, Ordóñez-Casado, 1998), situado estructuralmente en la misma posición.

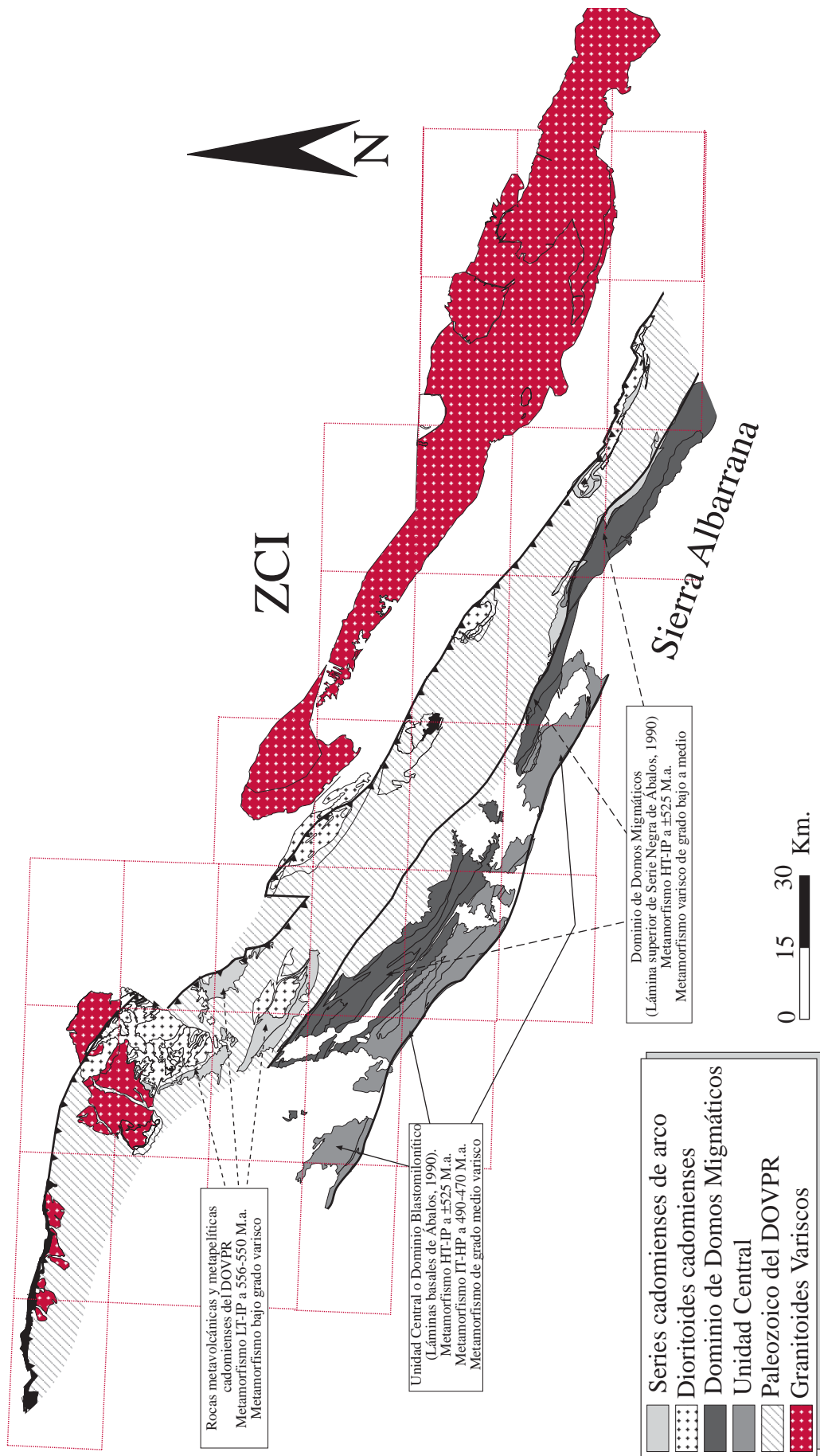


Fig. VI.1.- Mapa esquemático del DOVPR y del CBBC con los tres cinturones metamórficos diferenciados en el presente trabajo. Al sur, el Dominio de Gneises blastomiloníticos (Unidad Central de Azor, 1994), Dominio de Domos Migmáticos (constituido principalmente por el Domo de Mina Afortunada y de Fuente Obejuna), y al norte, el DOVPR, cuyas series precámbricas muestran un metamorfismo regional de grado bajo a medio de edad 560-550 M.a., el cual es previo a la intrusión de los dioritoides tipo Mérida y Palomas.

## II. ANTECEDENTES.

Existen pocos trabajos que aborden el estudio metamórfico de detalle del DOVPR. La mayoría de los autores realizan sucintas descripciones petrográficas de los diferentes cuerpos y unidades que componen el DOVPR sólo en los últimos años se han algunos realizado estudios geotermobarométricos utilizando la composición química de las fases minerales metamórficas (Martínez-Poyatos, 1997).

La mayoría de los autores coincide en afirmar la existencia de un metamorfismo de edad precámbrica visible en las rocas de la Serie Negra y desarrollado en condiciones metamórficas de grado bajo (Azor, 1994; Martínez-Poyatos, 1997) a medio (Blatrix y Burg, 1981; Quesada y Munha, 1990).

Gonzalo (1987, 1989) establece un metamorfismo sincinemático con la primera fase de deformación reconocida, que afecta a las series metavolcánicas y metapelíticas de Mérida (Serie Anfibolítica) el cual alcanza la isograda de la biotita dentro de un metamorfismo regional de grado bajo. La segunda fase de deformación de Gonzalo (1987) está asociada, de igual modo, a un metamorfismo sincinemático de grado bajo similar al que se desarrolla en la primera fase de deformación.

Martínez-Poyatos (1997) y Martínez-Poyatos et al. (2000) realizan un estudio por difracción de rayos X de filosilicatos de las rocas paleozoicas y concluyen que éstas muestran un metamorfismo varisco de grado muy bajo (anquizona) con un ligero aumento en los flancos inversos con respecto a los flancos normales de las estructuras diferenciadas. En las rocas de la Fm. Albariza (al norte del Guadiato) citan la existencia de un metamorfismo de grado medio, con presencia de Sil, Ky y Grt. Este mismo autor realiza un estudio geotermobarométrico sobre anfibolitas con granate del domo de Fuente Obejuna y deduce unas condiciones metamórficas para estas rocas que asocian entre 830-610°C y 8.3-5.8 Kbar.

## III. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES PRE-TREMADOC.

Las rocas de edad pre-Tremadoc que afloran extensamente dentro de los cuerpos y macizos tectónicos estudiados desarrollan, durante la primera fase cadomiense, un metamorfismo de grado bajo a medio. La edad de este evento tectonometamórfico queda puesta de relieve por el carácter post-tectónico de los dioritoides y rocas asociadas presentes en Mérida, Valle de la Serena, Palomas,..., los cuales cortan la foliación y/o esquistosidad asociada a este metamorfismo. Con posterioridad, durante la orogenia varisca, se desarrolla un metamorfismo de grado bajo a escala regional, especialmente en las rocas plutónicas cadomienses

### III.A. Metamorfismo de la Serie Negra del DOVPR.

La Serie Negra aflora en varias localidades dentro del DOVPR. En este trabajo, el sector en donde se ha estudiado con más detalle estas litologías ha sido en el macizo de Mérida (Serie Negra de don Álvaro). Estas rocas desarrollan paragénesis sincinemáticas con la primera fase de deformación cadomiense, dando lugar a asociaciones minerales de grado bajo a medio, que alcanza la isograda de granate. Estos blastos son precinemáticos con respecto a la primera fase de deformación varisca. Probablemente el metamorfismo varisco, de intensidad similar al cadomiense se superpone a éste, dando lugar a paragénesis metamórficas de grado bajo en facies de los esquistos verdes.

Dentro de las rocas de la Serie Negra del Zújar se han reconocido paragénesis minerales que indican un metamorfismo de grado medio asociadas a la primera fase de deformación cadomiense, la cual ha sido datada en  $550 \pm 10$  M.a. (Blatrix y Burg, 1981). Estos mismos autores describen la existencia de un metamorfismo cadomiense desarrollado en condiciones de grado medio (granate-estaurolita). Quesada y Munha (1990) igualmente citan la existencia de paragénesis metamórficas indicativas de un metamorfismo de grado medio de edad precámbrica, definidas por la asociación Qtz-Ms-Bt-Grt-St. Otros autores, sin embargo, únicamente citan la existencia de paragénesis metamórficas propias de bajo grado, al cual asignan una edad precámbrica (Azor, 1994).



## C.VI.- Met. Serie Negra

Las principales asociaciones minerales reconocidas en los diferentes afloramientos de Serie Negra son:

### III.A.1. Serie Negra de Villar del Rey:

#### **Metapelitas:**

*cuarzo-albita-epidota-moscovita-biotita*

*cuarzo-epidota-biotita-moscovita*

#### **Metabasitas:**

*hornblenda-plagioclasa-clorita-clinozoisita*

*hornblenda-plagioclasa*

#### **Mármoles intercalados:**

*calcita-clorita-clinozoisita-clorita-opacos*

*calcita-grafito-moscovita-opacos*

*calcita-moscovita-clinozoisita-opacos*

### III.A.2. Serie Negra de Peraleda del Zaucejo:

*cuarzo-biotita-moscovita-albita*

*cuarzo-biotita-moscovita-albita-clorita-epidota-granate*

*cuarzo-biotita-moscovita-clorita*

*cuarzo-biotita-moscovita-clorita-albita-epidota*

*cuarzo-biotita-moscovita-granate*

*cuarzo-biotita-moscovita-epidota*

### III.A.3. Serie Negra de Don Álvaro:

#### **Cuarcitas Negras:**

*cuarzo-calcita-epidota-grafito*

*cuarzo-grafito-clorita-opacos*

*cuarzo-grafito-opacos*

#### **Metaarenitas y micaesquistos:**

*cuarzo-biotita-moscovita-albita*

*cuarzo-biotita-moscovita-albita-clorita-granate*

*cuarzo-biotita-moscovita-albita-calcita-ilmenita*

*cuarzo-moscovita-biotita-clorita-esfena*

*cuarzo-albita-clinozoisita-calcita-ilmenita-opacos*

#### **Metabasitas:**

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-albita*

*hornblenda-plagioclasa-actinolita-albita-cuarzo-epidota*

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-albita-ilmenita*

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-epidota-esfena-clorita*

## III.B. METAMORFISMO DE LAS VULCANITAS DE DON ALVARO.

Las vulcanitas de Don Álvaro muestran un metamorfismo similar al descrito para las rocas pertenecientes a la Serie Negra del DOVPR. El estudio petrográfico de estas rocas pone de relieve la existencia de un metamorfismo de grado bajo a medio. Este metamorfismo está asociado a la primera fase de deformación cadomiense en algunos sectores, aunque en otras áreas no parece estar del todo claro, puesto que la primera fase varisca oblitera las estructuras previas, y muchos de estos minerales aparecen reorientados y recristalizados definiendo las microestructuras asociadas a la primera fase de deformación varisca, la cual da lugar a asociaciones minerales de grado bajo (esquistos verdes). A continuación se citan las asociaciones minerales reconocidas en esta unidad, las cuales han sido divididas en las dos fases de deformación principales, siempre y cuando ha sido posible la diferenciación de las asociaciones minerales correspondientes a estos dos eventos deformativos.

### III.B.1 Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación cadomiense:

#### **Metabasitas:**

*hornblenda verde-albita-cuarzo-clorita-epidota-opacos*

*cuarzo-albita-actinolita-ilmenita*

*hornblenda marrón-plagioclasa-ilmenita*

*hornblenda verde-plagioclasa-ilmenita-epidota*

#### **Metavulcanitas:**

*cuarzo-moscovita-opacos-clorita-micas blancas*

*cuarzo-moscovita-albita*

*cuarzo-biotita-moscovita-clorita-albita-epidota*

*cuarzo-albita-clorita-ilmenita-moscovita*

**Metaarenitas y micaesquistos:**

*cuarzo-albita-granate-biotita-moscovita*  
*cuarzo-albita-granate-estaurolita-biotita-moscovita*  
*cuarzo-albita-micas blancas-moscovita-epidota-calcita*  
*cuarzo-biotita-albita-cloritoide-ilmenita*  
*cuarzo-biotita-albita-granate-cloritoide-moscovita*  
*cuarzo-biotita-albita-granate-moscovita-epidota-ilmenita*

**Cuarzoesquistos con metamorfismo de contacto:**

*cuarzo-moscovita-biotita-andalucita*  
*cuarzo-albita-feldespato potásico-andalucita*

**III.B.2. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación varisca:****Metabasitas:**

*clorita-actinolita-clinozoisita*  
*cuarzo-albita-actinolita-ilmenita-calcita-esfena*  
*actinolita-clorita-cuarzo-calcita-esfena*  
*actinolita-antofilita-calcita-cuarzo-albita-esfena*  
*calcita-epidota-moscovita-biotita-cuarzo*  
*albita-epidota-moscovita-biotita-cuarzo*  
*actinolita-clorita-epidota-cuarzo*

**Metavulcanitas:**

*cuarzo-clorita-calcita-epidota-moscovita*  
*cuarzo-calcita-epidota*  
*cuarzo-clorita-moscovita*  
*cuarzo-clorita-albita-micas blancas*  
*cuarzo-esfena-opacos*  
*cuarzo-albita-esfena-opacos*

**Metaarenitas y micaesquistos:**

*cuarzo-epidota-micas blancas*  
*cuarzo-moscovita-clinozoisita-biotita-opacos*  
*cuarzo-moscovita-clinozoisita-clorita-micas blancas*

**III.C. METAMORFISMO DE LAS VULCANITAS DE OLIVA DE MÉRIDA.**

Las Vulcanitas de Oliva de Mérida dan lugar a un metamorfismo muy similar al desarrollado en la Serie volcánoclastica de Don Álvaro. Se reconoce con claridad un episodio tectonometamórfico asociado a la primera fase de deformación cadomiense que da lugar a asociaciones minerales de grado bajo y medio, con granate-estaurolita-biotita. Este metamorfismo cadomiense ha sido datado en  $550.5 \pm 2.8$  M.a. y  $552 \pm 2.9$  (Dallmeyer y Quesada, 1992), sobre concentrados de Hbl y Ms, mediante Rb/Sr, sobre una anfibolita foliada y en  $562 \pm 1$  M.a. sobre un micaesquisto de grado metamórfico medio (granate-estaurolita).

Los términos volcánicos y piroclásticos, más abundantes en esta serie, muestran un metamorfismo de bajo grado poco importante. El metamorfismo de las rocas esquistosas, fundamentalmente micaesquistos generan paragénesis y asociaciones metamórficas de grado medio de forma más generalizada que sus equivalentes en el macizo de Mérida. En general, en muchos sectores la deformación transcurrente varisca es poco importante así como el metamorfismo asociado a las mismas, preservando, con claridad, la primera fase de deformación cadomiense y el metamorfismo sincinemático asociado a la misma.

Las anfibolitas y metabasitas desarrollan texturas granonematoblásticas orientadas definidas por el anfíbol hornbléndico verde o marrón, junto a plagioclasa e ilmenita fundamentalmente. Sobre esta textura se desarrolla una foliación oblicua deformacional definida por minerales indicativos de un metamorfismo de grado bajo sincinemático, la cual corresponde con la primera fase de deformación varisca. En las rocas volcánicas y volcánoclasticas las asociaciones minerales metamórficas aparecen pobremente desarrolladas debido a la composición mineralógica de estas rocas, poco variable ante el grado metamórfico.

Las rocas metapelíticas aparecen estructuradas con un bandeo metamórfico definido por blastos sincinemáticos de granate, estaurolita y micas, el cual está afectado con variable intensidad por los procesos de plegamiento y cizallamiento de las fases variscas, las cuales dan lugar a asociaciones de grado bajo sincinemáticas. La deformación varisca da lugar a sombras de presión definidas por minerales de bajo grado en torno a los blastos producto del metamorfismo cadomiense.

**III.C.1 Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación cado-miense:**

**Metabasitas:**

*Hornblenda verde-plagioclasa intermedia-ilmenita*  
*Hornblenda verde-plagioclasa intermedia-esfena*  
*hornblenda marrón-albita-cuarzo-esfena*  
*hornblenda marrón-plagioclasa-ilmenita*  
*hornblenda verde-albita-cuarzo-ilmenita-clinozisa*  
*hornblenda verde-ilmenita*

**Metavulcanitas:**

*cuarzo-moscovita-ilmenita-rutilo*  
*cuarzo-albita-clorita-micas blancas-biotita-opacos*  
*cuarzo-moscovita-clorita-biotita*

**Metapelitas:**

*albita-moscovita-cuarzo-rutilo-opacos*  
*albita-granate-biotita*  
*albita-granate-biotita-moscovita-rutilo*  
*cuarzo-moscovita-biotita-albita-rutilo-opacos*  
*cuarzo-albita-biotita-moscovita-opacos*  
*cuarzo-albita-clorita-rutilo*  
*cuarzo-estaurolita-granate-biotita-moscovita-albita*  
*estaurolita-granate-biotita*  
*estaurolita-granate-cuarzo-albita*

**III.C.2. Asociaciones minerales asociadas a la primera fase de deformación varisca:**

**Metabasitas:**

*albita-clorita-cuarzo-esfena-micas blancas*  
*albita-clorita-cuarzo-esfena-actinolita*  
*actinolita-clinozisa-clorita-albita*  
*actinolita-clorita-clinozisa-calcita-esfena*  
*actinolita-tremolita-micas blancas-biotita-cuarzo-esfena-opacos*  
*albita-esfena-clinozisa-cuarzo*

**Metavulcanitas y rocas asociadas:**

*cuarzo-clorita-ceolitas-opacos*  
*albita-cuarzo-clorita-ilmenita-opacos*  
*cuarzo-epidota*  
*cuarzo-epidota-clorita-opacos*  
*cuarzo-clorita-biotita-opacos*  
*cuarzo-clorita-biotita-calcita-ceolitas-opacos*

**Metapelitas:**

*moscovita-clorita-epidota-cuarzo-opacos*  
*cuarzo-clorita-esfena-moscovita*  
*cuarzo-moscovita-micas blancas-epidota-opacos*  
*cuarzo-biotita verde-moscovita-opacos*



### III.D. METAMORFISMO DE LA SERIE PELÍTICA DEL EMBALSE DE ALANGE.

Las rocas de la serie pelítica del embalse de Alange desarrollan un metamorfismo de grado bajo. En estas rocas se observa la S0 con claridad, la cual está afectada por un clivage pizarroso subvertical o vergente hacia el NE. Sobre estas rocas, por el contrario, se desarrolla una extensa aureola de metamorfismo de contacto generada por los cuerpos plutónicos de Valsequillo y Palomas y que da lugar a las siguientes asociaciones minerales:

*andalucita-cuarzo-biotita*

*andalucita-moscovita-biotita-cuarzo*

*cordierita-biotita-cuarzo*

*cordierita-biotita-moscovita-cuarzo-albita*

En las asociaciones minerales producto del metamorfismo término se observa de forma esporádica el desarrollo de una esquistosidad de plano axial definida por una asociación mineral de grado bajo a muy bajo y constituida por clorita-micas blancas-cuarzo-biotita verde.

### III.E. METAMORFISMO DE LA FM. MALCOCINADO.

La Fm. Malcocinado muestra un metamorfismo sincinemático con la primera fase de deformación varisca en el sector de Palomas-Puebla de la Reina. En el sector de Valsequillo, los conglomerados poligénicos no muestran ningún tipo de metamorfismo.

El metamorfismo varisco se desarrolla en facies de los esquistos verdes y no se han observado paragénesis metamórficas producto del metamorfismo de contacto del dioritoide de Palomas. Este hecho confirma el carácter discordante de la Fm. Malcocinado con respecto a este cuerpo. La blastesis metamórfica está asociada a una foliación de tipo protomilonítico y la esquistosidad es de plano axial vergente y crenulada. En general, las asociaciones descritas dan lugar a grandes sombras de presión en torno a fenoclastos y fenocristales de las rocas volcánicas. En los mármoles impuros intercalados en estas litologías la recrystalización de los carbonatos, se produce de forma orientada y definiendo una foliación metamórfica de grado bajo.

Las principales asociaciones minerales se citan a continuación:

#### *Mármoles.*

*calcita-epidota-flogopita-moscovita*

*calcita-cuarzo-albita-clinozoisita-moscovita*

#### *Basaltos y rocas básicas.*

*cuarzo-calcita-epidota-clorita-opacos*

*cuarzo-clorita*

*cuarzo-clorita-epidota-micas blancas*

*cuarzo-moscovita-clorita-opacos*

#### *Pizarras y rocas volcánicas ácidas.*

*cuarzo-clorita-sericita*

*cuarzo-sericita-calcita*

*cuarzo-epidota*

*cuarzo-clorita-epidota*

### III.F. METAMORFISMO DE LA FM. EL HOYO.

El metamorfismo que muestran las rocas de la Fm. El Hoyo está asociado a la orogenia hercínica, tal y como se ha puesto de relieve en este trabajo. Las asociaciones minerales reconocidas son sincinemáticas con la primera fase de deformación varisca y se desarrollan en condiciones de esquistos verdes y, localmente, en los sectores más profundos (área de El Entredicho), llegan hasta el grado medio. Rocas análogas a las pertenecientes a la Fm. El Hoyo en relación con el granitoide del Escribano, asociadas a láminas tectónicas variscas. Estas rocas se han descrito como pertenecientes a la Fm. La Albariza (Apalatequi et al., 1985d y e) y en ellas se han reconocido asociaciones metamórficas de grado medio.

Dentro de la Fm. El Hoyo, en el sector de Fuente Ovejuna-El Hoyo-El Entredicho, otros autores describen asociaciones de alta temperatura y/o alta presión. Así Martínez-Poyatos (1997) describe la presencia de cristales de andalucita, sillimanita y distena, en el sector de El Vacar, algunos de los cuales han sido citados por otros autores (Pascual, 1985; Almarza, 1976a y b). En el presente estudio únicamente se ha reconocido la presencia de blastos sincinemáticos de andalucita junto a paragénesis de grado bajo en El Entredicho.

A continuación se describen las asociaciones minerales reconocidas en los principales tramos diferenciados en cartografía (arcosas y cuarcitas y, por otro lado esquistos, micaesquistos y rocas básicas asociadas).

Las asociaciones minerales reconocidas en las rocas arcóscas y cuarcíticas son:

## C.VI.- Met. El Hoyo

*cuarzo-feldespato-moscovita*

*cuarzo-feldespato-moscovita-biotita*

*cuarzo-feldespato-moscovita-biotita-clorita*

*cuarzo-feldespato-moscovita-biotita-epidota y/o clinozoisita*

*cuarzo-feldespato-moscovita-calcita-clinozoisita-ilmenita*

Las asociaciones minerales reconocidas en las rocas de grano fino (esquistos, micaesquistos y metabasitas) son:

### **Asociaciones en esquistos y micaesquistos:**

*cuarzo-biotita-moscovita*

*cuarzo-biotita-albita-clinozoisita*

*cuarzo-biotita-moscovita-clorita-calcita*

*cuarzo-biotita-moscovita-epidota-albita-opacos*

*cuarzo-biotita-albita-granate-clorita*

*cuarzo-feldespato potásico-biotita-albita-granate-clorita*

*cuarzo-biotita-moscovita-albita*

*cuarzo-biotita-moscovita-feldespato potásico-granate*

*cuarzo-biotita-moscovita-albita-granate-clorita*

*estaurolita-granate-biotita-cuarzo-albita-moscovita*

*estaurolita-granate-biotita-cuarzo-albita-feldespato potásico*

*estaurolita-granate-biotita-moscovita-opacos*

*andalucita-biotita-moscovita-cuarzo*

*andalucita-cuarzo-biotita-albita*

*andalucita-biotita-clorita-epidota-cuarzo-albita-feldespato potásico*

### **Asociaciones en metabasitas:**

*actinolita-tremolita-clorita-moscovita*

*antofilita-biotita-actinolita-clorita*

*antofilita-biotita-actinolita-cuarzo-albita-epidota*

*hornblenda-actinolita-cuarzo-albita-biotita-micas blancas*

En las rocas de la Fm. Albariza muestreadas en el puerto Calatraveño y comparables con las rocas de la Fm. El Hoyo se han reconocido las siguientes asociaciones minerales:

*estaurolita-granate-biotita-cuarzo-albita-moscovita*

*estaurolita-granate-biotita-cuarzo*

*biotita-moscovita-cuarzo-albita-epidota*

Dentro de las rocas ígneas intrusivas en la Fm. El Hoyo (ortogneises de El Álamo) se han reconocido las siguientes asociaciones minerales sobreimpuestas a la textura ígnea de las rocas y asociadas a una foliación cataclástica a protomilonítica relacionada con la primera fase varisca:

*epidota-clorita-micas blancas-opacos*

*calcita-epidota-clorita-moscovita-cuarzo-albita-opacos*

*calcita-cuarzo-moscovita-epidota*

En los sectores más deformados, en donde los ortogneises evolucionan hacia tectonitas de tipo L, las asociaciones reconocidas son:

*cuarzo-feldespato potásico-albita-epidota-clorita*

*cuarzo-feldespato potásico-biotita-clorita-moscovita-micas blancas*

*cuarzo-feldespato potásico-biotita-moscovita-clinozoisita*

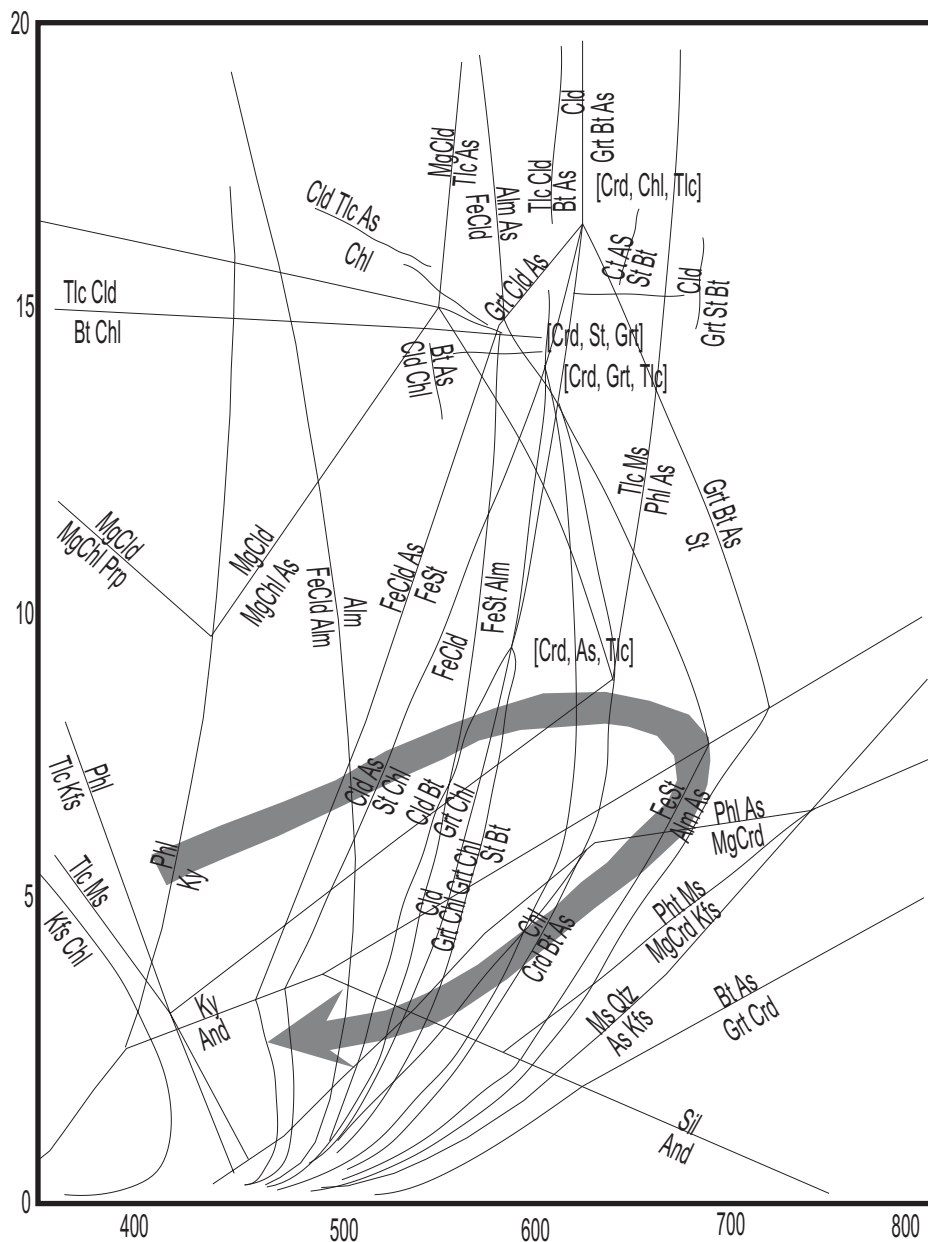
En algunos sectores se ha llegado a reconocer el metamorfismo de contacto que han generado estos cuerpos en los materiales de la Fm. El Hoyo. Este metamorfismo es previo con respecto a la foliación y metamorfismo varisco general de estas rocas. Dentro de los blastos producto del metamorfismo de contacto (andalucita y/o cordierita) no se han reconocido paragénesis minerales orientadas indicativas de fases deformacionales previas a la intrusión de estos cuerpos. Las asociaciones metamórficas producto del metamorfismo térmico son:

*cuarzo-albita-clorita-moscovita-cordierita*

*cuarzo-albita-andalucita (¿Crd?) - epidota-opacos*

*cuarzo-cordierita-epidota-albita-moscovita-biotita-clorita*

En su conjunto la Fm. El Hoyo desarrolla paragénesis propias de grado bajo (esquistos verdes) que evolucionan hacia grado medio con la asociación estaurolita-granate-biotita y andalucita-biotita-moscovita-cuarzo. El metamorfismo descrito muestra una estrecha relación con las estructuras cartografiadas. Se observa como el grado metamórfico es mayor en las rocas situadas en el flanco meridional de la estructura de El Hoyo que en el flanco septentrional, que a su vez, está mucho menos deformado. De esta misma forma dentro del flanco normal (septentrional) aumenta el metamorfismo hacia la zona del arroyo de la Pizarra-El Entredicho, en donde llega a aflorar el hipotético zócalo de la Fm. El Hoyo a través de accidentes cabalgantes con una intensa deformación asociada. En este sentido, puesto que la tectónica hace aflorar rocas más profundas hacia los sectores orientales, es probable que el grado metamórfico aumente de igual modo en esa dirección, tal y como apunta Martínez-Poyatos (1997).



**Fig. VI.2.-** Rejilla petrogenética para rocas metapelíticas deducida a partir de las asociaciones minerales observadas en las series volcanoclásticas del DOVPR (Serie Volcanoclástica de Don Álvaro y Vulcanitas de Oliva de Mérida. La reconstrucción de la trayectoria P-T se ha completado con datos de geotermobarometría, no incluidos en el presente trabajo, obtenidos a partir de análisis minerales de micaesquistos con granate y biotita (7-9 kbar y 650-800°C de máximo termobarométrico). La trayectoria retrógrada se puede interpretar asociada a la primera fase cadfomiense o bien puede responder a procesos variscos superpuestos.



#### IV. METAMORFISMO DE LA SERIE NEGRA DE FUENTE OBEJUNA.

El metamorfismo de las rocas de la Serie Negra de Fuente Obejuna se divide en dos grandes grupos: rocas de grado bajo y rocas de grado alto, asociadas a texturas migmáticas con paragénesis propias de un metamorfismo de alta temperatura y presiones bajas a intermedias. Las paragénesis observadas son similares a las descritas por Ábalos (1990) para el domo de Mina Afortunada, con el cual sería equivalente en edad y grado metamórfico.

Desde el punto de vista metamórfico el domo de Fuente Obejuna apenas ha sido estudiado y los trabajos previos se limitan a realizar descripciones petrográficas y datos geotermobarométricos puntuales (Martínez-Poyatos, 1997).

##### IV.A. Metamorfismo de la Serie Negra de alto grado.

Las rocas de alto grado afloran extensamente al SE del domo de Fuente Obejuna y aparecen recubiertas por rocas de la Fm. El Hoyo, las cuales desarrollan asociaciones metamórficas que definen un metamorfismo de grado bajo sincinemático con la fase D1 varisca. Dentro de la Serie Negra de alto grado, se reconocen paragénesis que llegan hasta sillimanita-feldespato potásico y que están asociadas con cuerpos granodioríticos poco desarraigados, situados a techo de la serie. Las asociaciones metamórficas reconocidas en estas rocas son precinemáticas con respecto a la fase principal varisca (D1).

Las asociaciones minerales reconocidas en las rocas pelíticas y esquistosas de la Serie Negra de alto grado son:

*cuarzo-feldespato potásico-albita-moscovita-biotita-granate-ilmenita*

*cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa ácida-moscovita-biotita*

*cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa ácida-moscovita-biotita-granate*

*cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-granate-biotita-sillimanita*

*cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-granate-epidota-opacos*

*cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-granate-sillimanita*

*cuarzo-sillimanita-moscovita-biotita*

En las cuarcitas negras intercaladas dentro de la Serie Negra las asociaciones observadas son:

*cuarzo-biotita-moscovita-esfena-grafito*

*cuarzo-biotita-moscovita-esfena-grafito-opacos*

*cuarzo-grafito-opacos*

*cuarzo-opacos-biotita-moscovita*

En las anfibolitas, muy abundantes en algunos sectores las asociaciones metamórficas reconocidas son:

*hornblenda-plagioclasa*

*hornblenda-plagioclasa-biotita-moscovita-feldespato potásico*

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-clinozoisita-biotita-clorita*

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-clinozoisita-ilmenita*

*hornblenda-plagioclasa-cuarzo-epidota-esfena*

*hornblenda-plagioclasa-granate-esfena-biotita*

*hornblenda-plagioclasa-granate-ilmenita*

*hornblenda-plagioclasa-granate-ilmenita-biotita*

*hornblenda-plagioclasa-piroxeno*

*hornblenda-plagioclasa-piroxeno-esfena-opacos*

*hornblenda-plagioclasa-piroxeno-granate*

En las rocas afectadas por el contacto mecánico que separa los dos tipos de Serie Negra con distinto grado metamórfico (tramo de milonitas y ultramilonitas) las asociaciones minerales reconocidas son:

*cuarzo-albita-feldespato potásico*

*cuarzo-albita-feldespato potásico-granate-biotita-moscovita*

*cuarzo-albita-feldespato potásico-granate-turmalina*

*cuarzo-feldespato potásico-albita-turmalina-moscovita*

*cuarzo-feldespato potásico-oligoclasa-epidota-clinozoisita-opacos*

En estas rocas se pone de relieve la existencia de una serie de asociaciones minerales que definen un metamorfismo de alta temperatura, el cual está afectado por un proceso de cizallamiento izquierdo muy acusado que lleva asociado unas asociaciones minerales orientadas que definen un metamorfismo posterior en condiciones de grado bajo (esquistos verdes).

Las rocas que constituyen el probable accidente extensional que da lugar al domo migmático de Fuente Obejuna presentan asociaciones minerales que definen, de igual modo, un metamorfismo de alta temperatura, afectado por un intenso proceso deformativo que da lugar a una importante milonitización en condiciones frágiles-dúctiles a dúctiles.

Dentro de las rocas anfibolíticas se han reconocido asociaciones de hornblenda-piroxeno-granate-plagioclasa, que han sido interpretadas como niveles calcosilicados afectados por el metamorfismo de alta temperatu-

ra. En estos niveles destaca la gran abundancia de piroxeno (augita aegirínica), la cual aparece junto a plagioclasa y granate ameboidal de muy pequeña talla con texturas granoblásticas poco orientadas, con hornblenda verde como accesorio y que pasan lateralmente a anfibolitas banales constituidas básicamente por hornblenda verde-marrón y plagioclasa. En muchos de estos niveles anfibolíticos se ha reconocido texturas ígneas preservadas, de tipo intergranular así como zonados de plagioclasa, que han sido interpretados como relictos de los protolitos ígneos.

#### IV.B. Metamorfismo de la Serie Negra de bajo grado.

En este apartado se describen las rocas pertenecientes a la Serie Negra de bajo grado y las rocas de la Fm. Malcocinado que aparecen espacialmente asociadas a ellas y que muestran un metamorfismo sincinemático asociado al proceso de cizallamiento izquierdo que afecta al CBBC. Si bien no se ha podido precisar el origen de estas asociaciones (ligadas a la orogenia varisca o cadomiense) se asume que estas relacionadas con la formación del domo migmático de Fuente Obejuna en su mayor parte. En relación con este accidente las paragénesis con granate se sitúan en las litologías más próximas a las rocas migmática, hecho que se ha interpretado como relacionado con las mismas.

Dentro de las rocas pelíticas y metavolcánicas las asociaciones minerales observadas son:

*cuarzo-albita-biotita-moscovita-granate*

*cuarzo-albita-feldespato potásico-biotita-moscovita*

*cuarzo-feldespato potásico-moscovita-micas blancas-biotita-opacos*

*cuarzo-moscovita-biotita-clorita*

*cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita*

*plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico-clinozoisita-moscovita*

*plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico-clorita-biotita-epidota*

En las cuarcitas negras intercaladas en estas rocas las asociaciones minerales reconocidas son:

*cuarzo-grafito-opacos*

*cuarzo-grafito-moscovita-opacos*

*cuarzo-grafito-moscovita-clorita-esfena-opacos*

Dentro de los niveles anfibolíticos las asociaciones minerales son:

*hornblenda-actinolita-clorita-opacos-plagioclasa-sericita*

*hornblenda-plagioclasa-albita-cuarzo-clinozoisita*

*hornblenda-plagioclasa-albita-cuarzo-clinozoisita-esfena*

*hornblenda-plagioclasa-clorita-actinolita-albita-cuarzo-clinozoisita*

*hornblenda-plagioclasa-clorita-albita-cuarzo-ilmenita*

*hornblenda-plagioclasa-clorita-clinozoisita-albita-cuarzo*

*hornblenda-plagioclasa-clorita-epidota-albita*

Dentro de estas rocas destaca el aparente menor metamorfismo que desarrollan las rocas de la Fm. Malcocinado. En estas rocas las paragénesis metamórficas, indicativas del grado bajo (esquistos verdes), aparecen poco desarrolladas y en las intercalaciones más pizarrosas se reconocen arcillas y matriz poco recrystalizada o con una recrystalización incipiente a moscovita-clorita-cuarzo-epidota.

Las rocas de la Serie Negra de bajo grado desarrolla asociaciones minerales propias de grado bajo que hacia el NE aumente hasta llegar a la zona de granate, en donde aparecen asociaciones con granate y biotita y que responde a la reacción:



Estas asociaciones presentes en las rocas de la Serie Negra son sincinemáticas con el proceso de cizallamiento izquierdo y no se han reconocido con claridad asociaciones metamórficas relictas asociadas a la fase extensional de edad cadomiense que se ha descrito en este sector.

#### IV.C. Geotermobarometría de las anfibolitas con granate.

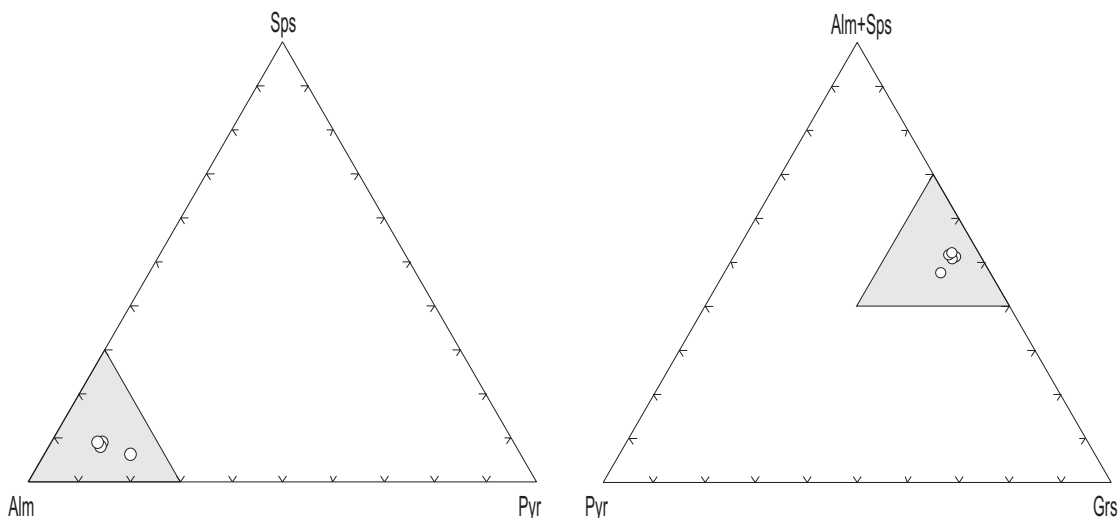
##### IV.C.1. Quimismo mineral.

Se han analizado los minerales de una de las anfibolitas con granate del domo de Fuente Obejuna, dentro de la Serie Negra de alto grado, descritas en el apartado IV.A. A continuación se presentan los resultados preliminares obtenidos de su estudio geotermobarométrico. El valor de los resultados es meramente aproximado como consecuencia del escaso número de muestras y de análisis estudiados. En este apartado sólo se pretende mostrar unos primeros valores de presión y temperatura para que puedan marcar el camino de investigaciones futuras sobre la evolución termobárica del domo de Fuente Obejuna.

##### IV.C.1.1. Granate.

Los valores de los análisis efectuados sobre los granates de las anfibolitas de Fuente Obejuna se han clasifica-

C.VI.- Met. Fuente Obejuna



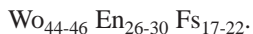
**Fig. VI.4.- Diagramas triangulares Alm+Sps – Pyr – Grs y Sps – Alm – Pyr de clasificación de los granates analizados dentro de las anfibolitas con granate y clinopiroxeno de la Serie Negra de alto grado metamórfico de Fuente Obejuna.**

do en la tabla II.20 del anexo C. En los diagramas triangulares Alm+Sps – Pyr – Grs y Sps – Alm – Pyr de la Fig. VI.4 se han representado los análisis realizados. Estos diagramas muestran claramente que la composición de los granates está dominada por los componentes almandínico (43-47%) y de la grosularia (43-44%), siendo muy inferiores los contenidos en piropo (5-9%) y esferartita (3-5%). Los datos obtenidos en análisis de centro y borde de los granates no muestran diferencias composicionales significativas y, por tanto, es probable que su composición sea relativamente homogénea, rasgo significativo de que los procesos de difusión a alta temperatura han sido efectivos (Tracy, 1982; Chakraborty y Ganguly, 1991).

**IV.C.1.2. Piroxeno.**

Los análisis realizados sobre los piroxenos aparecen clasificados en la tabla II.17 que forma parte del anexo C. Los puntos analizados se han representado en el diagrama triangular de Morimoto et al. (1988) que aparece en la Fig. VI.5. En este diagrama se puede apreciar que la variación composicional de los piroxenos analizados es mínima y todos aparecen representados en el campo del diópsido.

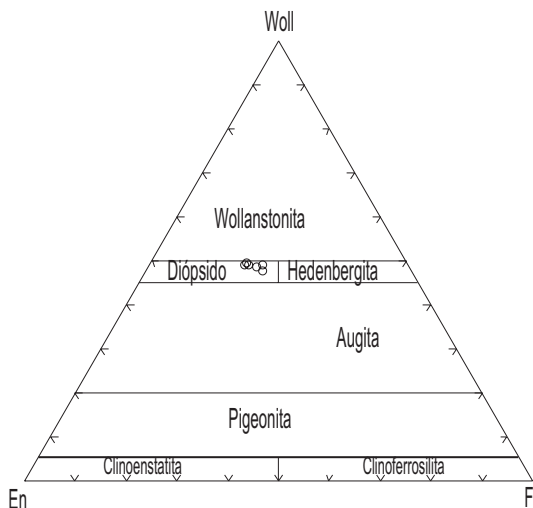
Considerando exclusivamente los elementos Q en porcentajes la composición de los piroxenos analizados oscila entre:



Por tanto, los piroxenos de esta muestra corresponden a diópsido con contenidos relativamente constantes de  $Al_2O_3$ , que varían entre 0.65-0.85 wt.% y de  $Na_2O$  que lo hacen entre 0.25-0.45.

**IV.C.1.3. Anfíbol.**

Los valores de los análisis efectuados sobre los anfíboles de las anfibolitas de Fuente Obejuna se han clasificado en la tabla II.19 del anexo C. Los puntos analizados se han representado en el diagrama de Leake (1978) para anfíboles cálcicos de la Fig. VI.6. Como se puede apreciar en la figura los escasos análisis efectuados muestran una composición relativamente homogénea que se ubica, esencialmente, en los campos de las hornblendas pargasítico-férricas y, en menor medida, en el de las pargasitas férricas.



**Fig. VI.5.- Diagrama de Morimoto et al. (1988) clasificando los piroxenos de Fuente Obejuna.**



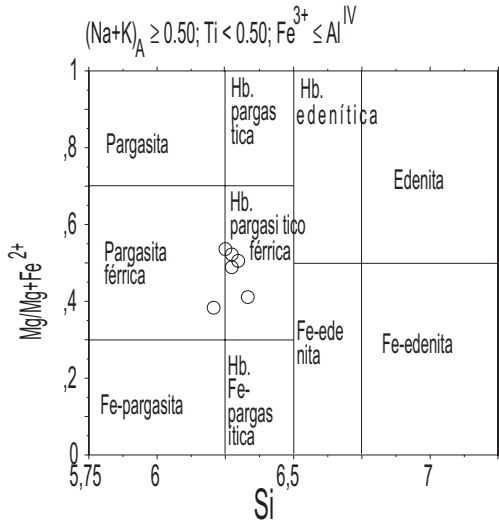


Fig. VI.6.- Diagrama de Leake (1978) para anfíboles cálcicos clasificando los anfíboles de Fuente Obejuna.

#### IV.C.1.4. Plagioclasa.

La composición de las plagioclasas de las anfibolitas del domo de Fuente Obejuna se muestra en la tabla II.18 que forman parte del anexo C. La naturaleza de los resultados obtenidos queda reflejada en el diagrama triangular Or-Ab-An de la Fig. VI.7. Las plagioclasas analizadas corresponden a soluciones albita-anortita prácticamente ideales, con contenidos en ortosa por debajo del 1%. Su composición, relativamente variable, ocupa los campos de la andesina y la labradorita esencialmente, ubicándose uno de los análisis en el campo de la bitownita.

#### IV.C.2. Geotermobarometría.

##### IV.C.2.1. Cálculo de la temperatura mediante técnicas convencionales.

Los geotermómetros utilizados para calcular la temperatura alcanzada por estas rocas están basados en las reacciones de intercambio que tienen lugar entre anfíbol y plagioclasa, entre anfíbol y granate y entre granate y clinopiroxeno. Las calibraciones del geotermómetro anfíbol-plagioclasa utilizadas son las de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994), las del geotermómetro granate-anfíbol son las de Powell (1985), Perchuk (1991) y Krogh (2000) y las del geotermómetro granate-piroxeno son las de Powell (1985), Krogh (1988, 2000), Yang (1994) y Berman et al. (1995).

La mayoría de las temperaturas obtenidas (Tabla VI.1) oscilan entre los 650 y los 775°C. El geotermómetro anfíbol-plagioclasa es el que ofrece resultados más dispares, apareciendo algunos de sus resultados tanto por encima como por debajo de los límites previamente esta-

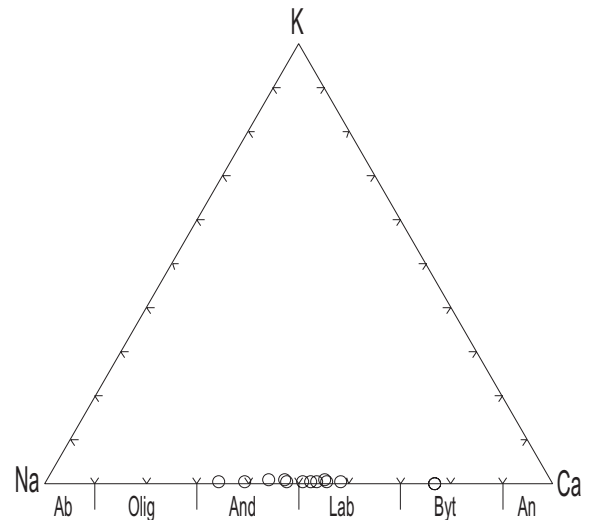


Fig. VI.7.- Diagrama triangular de clasificación de las plagioclasas de Fuente Obejuna.

blecidos. Este hecho es consecuencia de la variabilidad en la composición de las plagioclasas analizadas que puede indicar que éstas se han podido originar por distintos procesos.

##### IV.C.2.2. Cálculo de la presión mediante técnicas convencionales.

Las presiones han sido calculadas utilizando los geobarómetros habituales en asociaciones con Grt + Px + Am + Pl. Por un lado, se ha empleado la calibración de Kohn y Spear (1990) del geobarómetro Grt-Am-Pl y, por otro, la calibración de Eckert et al. (1991) en relación con la asociación mineral Grt-Cpx-Pl. Ambos geobarómetros se han utilizado en combinación con las temperaturas obtenidas de los geotermómetros que combinan los tres minerales utilizados en cada uno de ellos.

Como se muestra en la tabla VI.2 los resultados son muy homogéneos. La calibración de Kohn y Spear (1990) que utiliza las composiciones de granate, anfíbol y plagioclasa presenta un intervalo de presiones (7.9-10.8 Kbar) superior y unos valores máximos ligeramente superiores al de la calibración de Eckert et al. (1991) que ofrece unos resultados muy coherentes y homogéneos (7.8-8.9 Kbar). Los únicos valores que se escapan de estos parámetros, además en ambas calibraciones, son los obtenidos con el análisis del granate con mayor contenido en Mg (Grt-31) y la plagioclasa más sódica (Pl-3) que generan resultados ligeramente superiores (11.6-12.8: Kohn y Spear, 1990; 11.6-12.0: Eckert et al., 1991).

Ante la ausencia de mayor número de análisis y la inexistencia de zonados composicionales en el granate, las temperaturas y presiones obtenidas podrían representar las condiciones mínimas del pico metamórfico alcanzado por estas rocas. Es decir, las anfibolitas con granate del domo de Fuente Obejuna han alcanzado al menos

C.VI.- Met. Fuente Obejuna

Grt-Hbl	g31-a15	g32-a16	g33-a19	g33-a22	g35-a23	g32-a23
Powell (1985)	832	670	676	778	787	805
Perchuk (1991)	924	739	741	864	875	903
Krogh (2000)	775	541	546	676	709	730
Anf-Pl	a15-p3	a16-p4	a19-p10	a22-p13	a23-p14	a23-p29
Blundy-Holland (1990)	698	793	527	596	525	795
Holland-Blundy (1994)	725	743	776	767	794	777
Grt-Cpx	x1-g31	x11-g32	x26-g34	x27-g33	x27-g35	x12-g34
Powell (1985)	818	719	758	683	736	702
Krogh (1988)	786	673	718	636	695	659
Yang (1994)	762	650	697	612	673	633
Berman et al. (1995)	784	674	720	637	695	660
Krogh (2000)	761	650	693	614	671	631

**Tabla VI.1.- Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros y calibraciones explicados en el texto. x: piroxeno; a: anfíbol; p: plagioclasa; g: granate.**

<b>Grt-Am-Pl (Kohn y Spear, 1990)</b>						
	g31-a15-p3	g32-a16-p4	g33-a19-p10	g33-a22-p13	g35-a23-p14	g32-a23-p29
<b>An + Trem = Gros + Pyr + Tsch + Q</b>						
T° Powell (1985)	12.3	8.8	8.3	8.8	9.4	10.1
T° Blundy y Holland (1990)	11.7	9	8.2	8.4	8.9	10.1
T° Krogh (2000)	12.1	8.6	8.2	8.7	9.3	9.9
<b>An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q</b>						
T° Powell (1985)	12.8	9.8	9.4	9.6	10.1	10.8
T° Blundy y Holland (1990)	11.6	10.7	8.4	7.9	8.4	10.7
T° Krogh (2000)	12.3	8.9	8.5	9	9.6	10.2
<b>Grt-Cpx-Pl (Eckert et al., 1991)</b>						
	g31-x1-p3	g32-x11-p9	g34-x26-p28	g33-x27-p25	g35-x27-p29	g34-x12-p14
T° Yang (1994)	11.6	7.8	8.5	8	8.2	7.8
T° Powell (1985)	11.6	7.8	8.5	8	8.2	7.8
T° Berman et al. (1995)	11.8	7.9	8.7	8.1	8.3	7.9
T° Krogh (2000)	11.6	7.8	8.5	8	8.2	7.8

**Tabla VI.2.- Presiones obtenidas a partir de los geobarómetros y calibraciones explicados en el texto. x: piroxeno; a: anfíbol; p: plagioclasa; g: granate.**

unas condiciones de temperatura que oscilan entre los 650-775°C y unas condiciones de presión mínimas de 7.8-10.9 Kbar.

## V. METAMORFISMO DE LAS ANFIBOLITAS Y METADIORITAS DE EL ENTREDICHO.

En el área de El Hoyo-El Entredicho, estructuralmente por debajo de la Fm. El Hoyo, afloran importantes masas de rocas básicas. Estas rocas básicas se han agrupado en dos grupos. Por un lado aparecen metabasitas y gneises anfibólicos intercalados entre los materiales de la Serie Negra de alto grado; y por otro lado afloran importantes paquetes masivos de potencias hectométricas a kilométricas. Este segundo grupo corresponde con las anfibolitas y dioritoides de El Entredicho y conservan texturas relictas de tipo diorítico. Los litotipos diferenciados en cartografía permiten suponer que se trata de rocas plutónicas análogas a las que afloran en el macizo de Mérida, pero intrusivas en Serie Negra y afectadas por un proceso de anfibolitización importante.

Estas potentes masas de anfibolitas, han sido subdivididas en dos grandes unidades: Las dioritas y anfibolitas de El Entredicho y las anfibolitas del Arroyo de La Pizarra.

### *Dioritas y Anfibolitas de El Entredicho:*

En estas rocas se reconocen texturas ígneas perfectamente preservadas, de tipo inequigranular, hipidiomórficas e intergranulares constituidas por anfíbol hornbléndico verde y plagioclasa intermedia (dioritoides). Las paragénesis metamórficas observadas se superponen a estas texturas ortoderivadas y se desarrollan orientadas definiendo texturas deformacionales de tipo gneisico a milonítico.

Fundamentalmente las asociaciones observadas son:

*hornblenda-albita-ilmenita-feldespató potásico*

*hornblenda-plagioclasa-ilmenita*

*hornblenda-plagioclasa-ilmenita-esfena*

Estas paragénesis se disponen orientadas definiendo una textura granonematoblástica, con abundantes puntos triples a 120° entre los granos euhedrales de anfíbol verde pálido. Son texturas metamórficas recrystalizadas (Yardley, 1989), sobre las que se superponen texturas deformacionales desarrolladas en condiciones de esquistos verdes y definidas por las asociaciones:

*albita-ilmenita-esfena-cuarzo*

*clorita-actinolita-clinozoisita-cuarzo*

*clorita-actinolita-cuarzo*

*clorita-actinolita-cuarzo-albita*

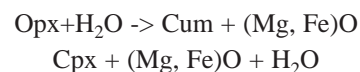
*clorita-actinolita-epidota-calcita-cuarzo*

*clorita-biotita-moscovita-calcita-epidota-albita-cuarzo*

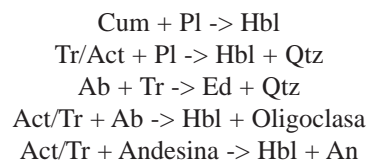
*clorita-biotita-moscovita-esfena-actinolita-cuarzo*

Las paragénesis definidas en el primer apartado representan un estadio de anfibolitización de las asociaciones minerales, de origen magmático, en condiciones de la facies de las anfibolitas. Como resultado se produce una recrystalización metamórfica de estas fases minerales.

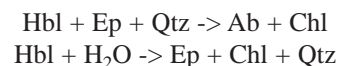
Las paragénesis expuestas en el segundo apartado representan la desestabilización de los minerales metamórficos previos (Am-Pl±Qtz-Ilm), en facies de esquistos verdes. Mongkoltip y Ashworth (1986) describen las siguientes reacciones minerales de desestabilización de piroxenos en facies de esquistos verdes:



Los términos finales de estas reacciones vienen expresados por las siguientes reacciones (Mongkoltip y Ashworth, 1986):



Estas reacciones serían las responsables de la aparición de las asociaciones definidas en esquistos verdes en estas rocas. Dado que las texturas metamórficas iniciales de las anfibolitas están constituidas por básicamente por plagioclasa y hornblenda, con cantidades subordinadas de feldespató potásico y opacos (ilmenita), se sugiere que las principales reacciones que han actuado, dentro del proceso de anfibolitización han sido las dos siguientes. Los procesos de retromorfosis pueden ser explicados por procesos de hidratación asociados a la deformación cataclástica a protomilonítica varisca. La hidratación de la hornblenda, constituyente común en todos los litotipos diferenciados, da lugar a agregados orientados (sincinemáticos), de albita-epidota-cuarzo±clinozoisita, que son los minerales más abundantes en las asociaciones de esquistos verdes descritos en estas rocas. La asociación anfibolítica retromorfoseada en esquistos verdes puede ser sintetizada en las siguientes reacciones:



La primera reacción metamórfica implica la existencia, de al menos, epidota en la paragénesis anfibolítica previa. La existencia de esta epidota puede justificarse por la presencia de blastos milimétricos precinemáticos de epidota y clinozoisita en las muestras estudiadas.



**Anfibolitas del Arroyo de La Pizarra:**

En el arroyo de La Pizarra se han reconocido, en un corte a lo largo del cauce, una compleja serie de naturaleza anfibólica, constituida por gneises dioríticos, gneises granodioríticos, gneises leucocráticos, gneises gabroicos de grano fino (anfibolitas) y diques aplíticos milonitizados. Estas rocas están separadas por contactos mecánicos de los términos más bajos de la Fm. El Hoyo, los cuales desarrollan paragénesis metamórficas de grado medio (granate-estaurolita-biotita).

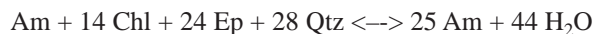
Las asociaciones observadas definen una foliación metamórfica afectada por una segunda fase de deformación desarrollada en facies de esquistos verdes. La asociación primaria es similar a la descrita en el apartado anterior y está definida por:

- hornblenda-plagioclasa-ilmenita*
- hornblenda-plagioclasa-ilmenita-esfena*
- hornblenda-albita-ilmenita-feldespato potásico*
- cuarzo-feldespato potásico-albita*
- cuarzo-feldespato potásico-biotita*
- hornblenda-granate-plagioclasa-ilmenita*
- hornblenda-augita-plagioclasa-ilmenita*

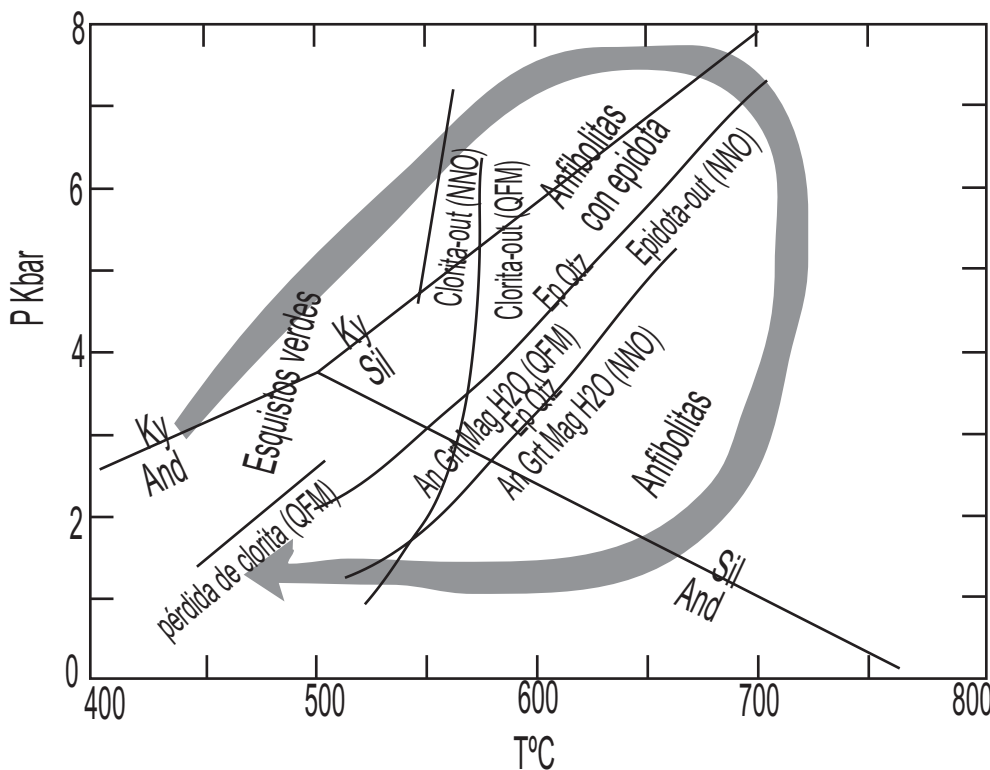
Sobre estas asociaciones se desarrolla un metamorfismo sincinemático en esquistos verdes con texturas cataclásticas a miloníticas asociadas:

- clorita-actinolita-tremolita-cuarzo*
- clorita-actinolita-cuarzo-albita-clinozoisita*
- albita-ilmenita-esfena-cuarzo-calcita*
- clorita-actinolita-clinozoisita-cuarzo-albita*
- clorita-actinolita-epidota-calcita-cuarzo*
- clorita-biotita-moscovita-calcita-epidota-albita-cuarzo*
- clorita-biotita-moscovita-esfena-actinolita-cuarzo*
- clinozoisita-clorita-epidota-actinolita-albita-ilmenita-esfena*

Estas asociaciones definen la facies de los esquistos verdes. En ellas destaca la abundancia de clorita±epidota±clinozoisita, junto a albita y anfíboles secundarios de baja temperatura, habitualmente actinolita, que aparece en grandes placas pseudomorfizando a la hornblenda primaria. Este hecho observado puede ser explicado mediante la reacción:



Esta reacción (Holland y Richardson, 1979; Laird, 1982; Thompson et al., 1982; Hebert, 1993) justifica la transformación, en condiciones hidratadas, de anfíbol en clorita y epidota+cuarzo.



**Fig. VI.3.- Diagrama P-T de las anfibolitas de El Entredicho mostrando la transición entre el campo de los esquistos verdes y las anfibolitas. (extraído de Spear, 1993)**

## VI. METAMORFISMO DE LOS MACIZOS CADOMIENSES DEL DOVPR.

Las rocas de edad precámbrica con una mayor expresión dentro del DOVPR son las rocas plutónicas que afloran, en su mayoría, en el interior de macizos estructurados tectónicamente durante la orogenia varisca.

En conjunto, los materiales ígneos cadomienses corresponden con metagranitos y metadioritoides, variablemente deformados, sin embargo se ha optado por no usar esta terminología en este trabajo y clasificarlos por sus texturas deformacionales (ortogneises y gneises anfibólicos), dado que el metamorfismo que presentan, es de grado bajo.

En el interior de algunos de estos cuerpos ígneos se han reconocido asociaciones ígneas que definen paragénesis metamórficas de alta presión y temperaturas intermedias a altas. Los principales cuerpos que presentan estas asociaciones son: macizo de Mérida, diorita de Valdelapeña y diorita de Oliva de Mérida, todas ellas asociadas espacialmente e intrusivas en rocas precámbricas volcanoclásticas con un metamorfismo cadomiense de grado bajo a medio asociado.

La paragénesis principal reconocida en estas rocas es granate-plagioclasa-anfibol±piroxeno±rutilo. Tal y como se ha indicado en capítulos precedentes. Esta asociación aparece definiendo texturas ígneas de tipo acumulativo o intergranular. Únicamente la facies de dioritas foliadas con granate muestran texturas metamórficas granonematoblásticas que pueden interpretarse claramente como de origen metamórfico.

En conjunto los dioritoides y sus litotipos deformados, muestran un metamorfismo sincinemático desarrollado en condiciones de esquistos verdes. Este metamorfismo es especialmente intenso en las litologías más deformadas (gneises anfibólicos y rocas miloníticas) en las cuales se desarrollan asociaciones minerales muy complejas que, a menudo, obliteran las texturas y paragénesis ígneas previas. En los cuerpos menos deformados y con un metamorfismo varisco prácticamente ausente se han reconocido indicios de la existencia de un metamorfismo de tipo propilítico variablemente desarrollado.

### VI.A. Dioritoides y rocas básicas.

Dentro de este apartado se incluyen las asociaciones metamórficas asociadas a la fase de deformación principal de edad varisca, en las rocas básicas cadomienses. Se incluyen las asociaciones observadas en las facies dioríticas del macizo de Mérida, Valle de la Serena, Palomas, Valsequillo y en los asomos dioríticos menores de los sectores de Palomas y Oliva de Mérida.

Las asociaciones reconocidas son indicativas de un grado metamórfico bajo, con un desarrollo importante de

anfíboles secundarios, epidota, clinozoisita, cuarzo y albíta, los cuales son conspicuos en todos los cuerpos básicos citados. Se han reconocido abundantes evidencias de un probable metamorfismo propilítico con asociaciones de grado bajo que no han sido tratadas en este trabajo.

En los sectores más deformados el metamorfismo varisco es de gran importancia y llega a obliterar completamente las paragénesis ígneas primarias y sus relaciones texturales, dado lugar a rocas verdes de naturaleza gneésica a milonítica. Por otro lado se reconocen abundantes diques deformados de epidotitas ( $Ep \pm Qtz - Ab - Cc - Czo$ ) asociadas a estos cuerpos, que son muy abundantes en el área de Palomas, en donde el metamorfismo de tipo propilítico es especialmente importante.

Las rocas básicas sobre las que se desarrollan estos procesos de metamorfismo, están constituidas fundamentalmente por plagioclasa intermedia y hornblenda verde-marrón (facies dioríticas), aunque es habitual encontrar también piroxeno, biotita, esfena, ilmenita, circon y apatito. Habitualmente las asociaciones minerales metamórficas se disponen orientadas, con un claro carácter sincinemático, si bien se reconocen cristales precinemáticos (especialmente esfena y clinozoisita).

Las principales asociaciones metamórficas reconocidas en estas litologías son:

*cuarzo-albíta-actinolita-tremolita-esfena*

*cuarzo-albíta-actinolita-tremolita-esfena-clorita*

*cuarzo-albíta-actinolita-tremolita-esfena-clorita-micas blancas*

*cuarzo-albíta-actinolita-tremolita-esfena-ilmenita*

*cuarzo-albíta-actinolita-tremolita-ilmenita*

*cuarzo-albíta-calcita*

*cuarzo-albíta-clinozoisita*

*cuarzo-albíta-epidota*

*cuarzo-albíta-micas blancas-tremolita-epidota*

*cuarzo-albíta-tremolita-epidota-esfena*

*cuarzo-albíta-tremolita-epidota-esfena-ilmenita*

*tremolita-actinolita-esfena-albíta*

*tremolita-actinolita-esfena-albíta-calcita-clorita*

*tremolita-actinolita-esfena-albíta-clinozoisita*

*tremolita-actinolita-esfena-albíta-epidota*

*tremolita-actinolita-esfena-albíta-micas blancas*

## C.VI.- Los macizos cadomienses

### VI.B. Gneises porfídicos de Valle de la Serena.

Las asociaciones metamórficas reconocidas en estas litologías son muy pobres y no permiten cuantificar con precisión las condiciones metamórficas alcanzadas. Dentro de estas rocas se ha deducido la existencia de una fase de deformación previa a la intrusión de los dioritoídes (fase D<sub>1</sub> cadomiense), no obstante tanto el metamorfismo ligado a esta fase de deformación como el asociado a la deformación claramente varisca son de grado metamórfico similar y no se ha logrado hacer mayores precisiones. Las principales asociaciones reconocidas son indicativas del grado bajo, si bien la composición química de estas litologías no permite el desarrollo de paragénesis metamórficas indicativas de unas condiciones metamórficas de mayor grado.

Las asociaciones observadas son:

*cuarzo-albita-sericita-opacos*

*cuarzo-albita-clorita-opacos*

*cuarzo-albita-clorita-tremolita-biotita-opacos*

*cuarzo-albita-epidota-micas blancas-opacos*

*cuarzo-albita-clinozoisita-micas blancas-opacos*

*cuarzo-biotita-clorita-micas blancas-opacos*

### VI.C. Rocas intermedias (leucotonalitas, granodioritas y monzogranitos).

Dentro de este grupo se han incluido las rocas de la unidad leucotonalítica de Mérida, las granodioritas y rocas de mezcla de Valle de la Serena y Palomas y las leucotonalitas y dioritas leucocráticas de Oliva de Mérida y Valdelapeña. Estas rocas son, en su mayoría leucotonalitas constituidas por plagioclasa intermedia-ácida y feldespato potásico, con cantidades subordinadas de cuarzo y anfíbol verde de tipo hornbléndico, con apatito, circón y opacos como accesorios.

Al igual que los ortogneises porfídicos de Valle de la Serena, son rocas con asociaciones metamórficas pobres, en general muy constantes, que definen un metamorfismo de grado bajo (esquistos verdes), sincinemático con la fase de deformación principal de edad varisca.

Las principales asociaciones reconocidas en este trabajo son:

*cuarzo-albita-micas blancas*

*cuarzo-albita-micas blancas-opacos*

*cuarzo-micas blancas-opacos-calcita*

*cuarzo-albita-epidota-cuarzo-albita-clinozoisita*

*cuarzo-albita-clorita-epidota-opacos*

*cuarzo-micas blancas-epidota*

*cuarzo-clorita-albita-actinolita-esfena*

### VI.D. Microgranitos y cortejo filoniano cadomiense.

Dentro de este apartado se incluyen, en general, todas las rocas atribuidas al conjunto de diques que cortan a los cuerpos plutónicos precámbricos y que son recubiertos en discordancia por rocas tardiprecámbricas o paleozoicas, y que se han considerado como el cortejo filoniano de estos cuerpos. Junto a estas rocas, por razones texturales y petrogenéticas se han incluido las litologías más ácidas, que afloran de forma muy local, en la Dehesa del Cahozo y en Valsequillo (granito subvolcánico de Valsequillo).

Al igual que el resto de las litologías con anterioridad, estas facies desarrollan un metamorfismo sincinemático, de edad hercínica, asociado a las fases de deformación variscas. En el cortejo de diques básicos, el metamorfismo regional se superpone a un intenso metamorfismo propilítico de tipo hidrotermal con asociaciones de bajo grado que se reconoce con precisión en los sectores menos deformados, y que, en los más deformados, da lugar a cristales precinemáticos de clorita, clinozoisita-epidota, y anfíboles secundarios, con texturas coroníticas variablemente desarrolladas.

Las principales asociaciones minerales indicativas de este metamorfismo regional se exponen a continuación:

#### VI.D.1. Microgranitos, metaaplitoídes y metariolitoídes.

*cuarzo-albita*

*cuarzo-albita-moscovita*

*cuarzo-albita-clorita-moscovita-opacos*

*cuarzo-albita-moscovita-calcita-epidota-opacos*

#### VI.D.2. Metabasitas y rocas asociadas.

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena-clorita*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena-clorita-micas blancas*

*cuarzo-albita-micas blancas-tremolita-epidota*

*cuarzo-albita-tremolita-epidota-esfena*

*cuarzo-albita-tremolita-epidota-esfena-ilmenita*

*tremolita-actinolita-esfena-albita-calcita-clorita*

*tremolita-actinolita-esfena-albita-epidota*

*tremolita-actinolita-esfena-albita-micas blancas*



## VI.E. Rocas acumulativas del macizo de Mérida y rocas asociadas.

Dentro de este título se han agrupado las rocas que aparecen en los complejos acumulativos de Mérida (principalmente en el Arroyo Albarregas), en afloramientos de menor extensión diseminados en este macizo y en los asomos de Oliva de Mérida (diorita acumulativa de Oliva de Mérida y diorita del Cortijo de Valdelapeña). El metamorfismo varisco que presentan estas litologías es análogo al descrito para las rocas dioríticas comunes, si bien las asociaciones observadas tienen, en general una expresión mucho más amplia y completa. El afloramiento más espectacular, en este sentido, corresponde con la diorita acumulativa de Oliva de Mérida, en donde casi la totalidad de este cuerpo aparece retrogradado a una asociación de clorita-serpentina y anfíboles secundarios, con relictos de granate, plagioclasa y hornblenda primaria. Estas asociaciones se superponen a las paragénesis de alto grado con granate y son análogas al metamorfismo regional de grado bajo de edad varisca.

Las principales asociaciones reconocidas en estas litologías se detalla a continuación:

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena-clorita*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena-clorita-micas blancas*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-esfena-ilmenita*

*cuarzo-albita-actinolita-tremolita-ilmenita*

*cuarzo-albita-clinozoisita*

*cuarzo-albita-micas blancas-tremolita-epidota*

*cuarzo-albita-tremolita-epidota-esfena*

*cuarzo-albita-tremolita-epidota-esfena-ilmenita*

*serpentina-clorita*

*serpentina-clorita-cuarzo-clinozoisita-actinolita*

*serpentina-clorita-cuarzo-clinozoisita-micas blancas*

*serpentina-clorita-cuarzo-epidota*

*tremolita-actinolita-esfena-albita-clinozoisita*

*tremolita-actinolita-esfena-albita-micas blancas*

## VI.F. Geotermobarometría de las rocas acumulativas con granate del macizo de Mérida.

La presencia de rocas acumulativas con paragénesis de alto grado (facies de las granulitas) se ha considerado una evidencia indirecta de procesos metamórficos de alto grado y de una zona de subducción asociada. En base a la geoquímica de roca total y de las condiciones P-T que se detallan a continuación, estas rocas confirman la existencia de una fusión de rocas hidratadas, con una importante componente mantélica, en la base de una corteza continental constituida por metavulcanitas con un grado metamórfico alto, propio de zonas orogénicas (Schumacher, 1991; Getty, et al., 1993; Wolf y Wyllie, 1994; McCarthy y Patiño, 1997; Barboza y Bergantz, 2000).

### VI.F.1. Quimismo mineral.

En los siguientes apartados se describen las características químicas de los minerales, con aplicación geotermobarométrica directa, presentes en el Macizo de Mérida. Los minerales analizados mediante microsonda electrónica son básicamente granates, piroxenos, anfíboles y plagioclasas. También se han analizado, en menor medida y de forma testimonial, clinozoisitas, esfenas, opacos, epidotas y feldespatos.

Los análisis han sido realizados por fluorescencia de rayos X en la microsonda electrónica automatizada CAMEBAX SX50 de la Universidad de Oviedo. Las condiciones de trabajo han sido las habituales en este tipo de análisis: 15 nA de intensidad de corriente de haz, 15 kV de potencial de aceleración y 10 s de tiempo de integración. Se han utilizado los patrones del BRGM, y ha sido aplicado el procedimiento de correcciones ZAF. En el anexo C de la tesis se pueden encontrar gran parte de los análisis químicos realizados sobre los minerales de estas rocas.

#### VI.F.1.1. Granate.

La gran mayoría de los análisis realizados sobre los granates aparecen clasificados en las tablas II.1; 2; 3; 4 y 5 que forman parte del anexo C. Se han analizado 11 elementos (Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K y Ni). Los análisis se encuentran normalizados a 12 oxígenos. El Fe<sup>3+</sup> ha sido calculado por balance de cargas como  $Fe^{3+} = 2 - AlVI - Ti - Cr$ .

En la Fig.VI.8. se han representado conjuntamente todos los análisis de los granates de las distintas láminas dentro de los diagramas triangulares Alm+Sps – Grs – Prp y Sps – Alm – Prp. Aunque las diferencias composicionales entre los granates de las distintas muestras no son muy evidentes a simple vista un estudio detallado de

C.VI.- Quimismo mineral Mérida.

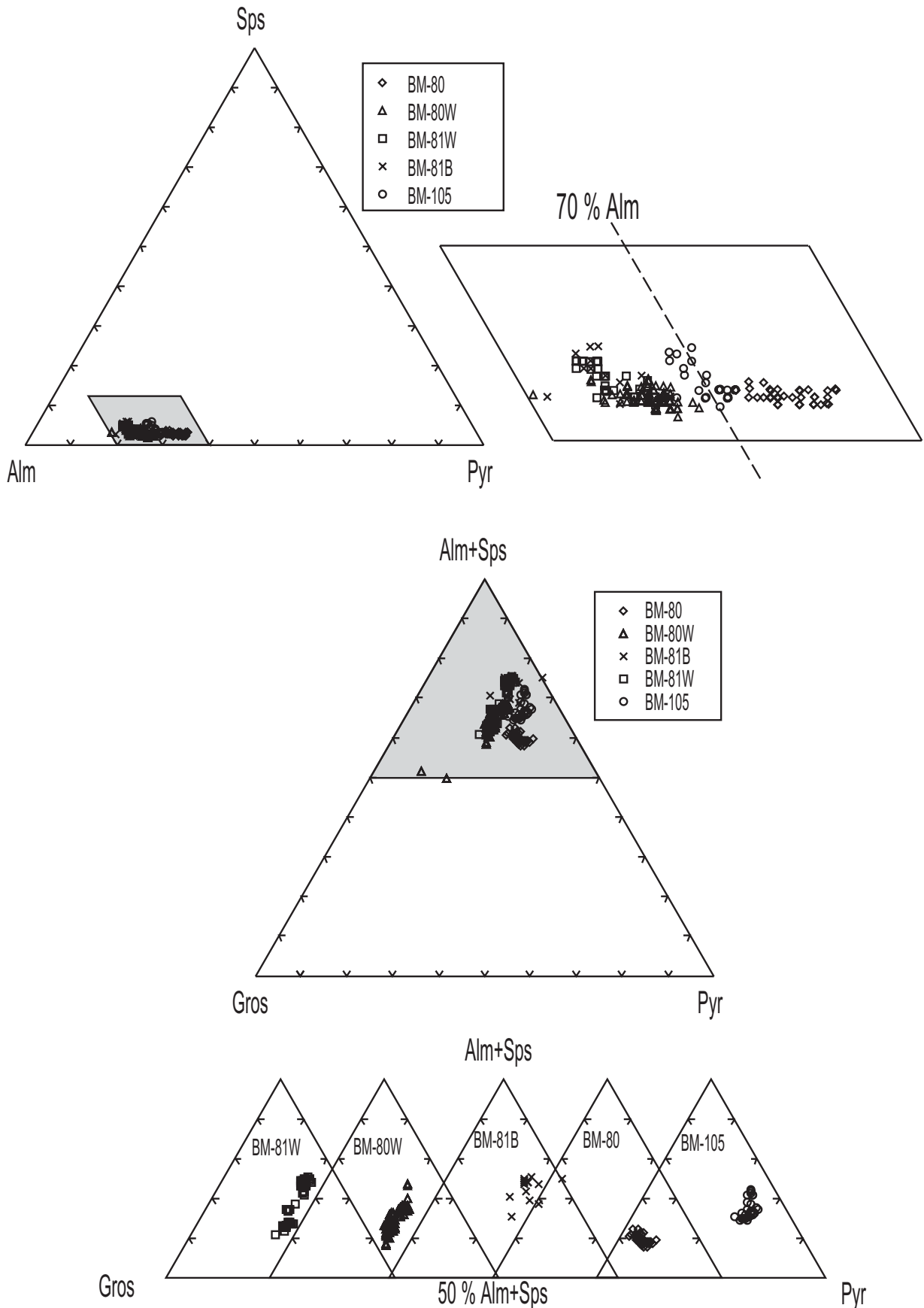


Fig. VI.8.- Análisis de granates de las granulitas máficas que aparecen en las rocas acumulativas del macizo de Mérida, representados en los diagramas triangulares Alm+Sps-PrP y Sps-Alm-Grs.

las mismas permite diferenciar dos grupos de granates. Los análisis de cada grupo de granates aparecen representados en campos individuales entre los que el solapamiento es mínimo (Fig.VI.8.).

Por una parte tenemos los granates de las muestras BM-80W, BM-81W y BM-81B que se caracterizan por presentar, respecto al otro grupo, un menor contenido en Mg ( $14\% < \text{Prp} < 22\%$ ) y correlativo aumento en el contenido en Fe ( $56\% < \text{Alm} < 67\%$ ). Así mismo, estas muestras presentan los contenidos en Ca más altos ( $5\% > \text{Grs} > 20\%$ , ligeramente superior al del siguiente grupo).

Por su parte, los granates de las láminas BM-80 y BM-105 presentan los contenidos analizados más elevados en Mg ( $21\% < \text{Prp} < 29\%$ ) y correlativamente los más bajos en Fe ( $50\% < \text{Alm} < 63\%$ ). El contenido en Ca es similar al de los granates del grupo anterior, pero nunca llega a los máximos medidos en los mismos ( $8\% < \text{Grs} < 14\%$ ).

#### VI.F.1.1.a. Zonado del granate.

Los granates diferenciados composicionalmente también presentan desavenencias en los patrones de zonación y, en consecuencia, serán descritos de forma individualizada.

Los granates de las láminas BM-80 y BM-105 puede decirse que son relativamente homogéneos puesto que las variaciones en la fracción molar de sus componentes no sobrepasan el 4% (medida arbitraria utilizada para diferenciar granates zonados y granates relativamente homogéneos). A pesar de las ligeras variaciones de composición se pueden deducir algunas tendencias de los patrones de zonación de estos granates. Por ejemplo, uno de los granates de la lámina BM-80 muestra un ligero aumento del componente almandínico hacia el borde y un descenso del magnésico en el mismo sentido, lo que genera un perfil de la relación Fe/(Fe+Mg) prácticamente plano (Fig. VI.9). De la misma manera, el contenido en Ca hacia los bordes parece aumentar ligeramente mientras que desciende el porcentaje en Mn. Estas variaciones, al igual que la homogeneidad composicional de los granates, indicarían que éstos han sido afectados por un proceso de difusión intracristalina (Tracy, 1982; Loomis, 1986; Chakraborty y Ganguly, 1991). Por su parte, el granate analizado de la muestra BM-105 refleja claramente un patrón de zonación distinto, en el que el porcentaje de piropro y grosularia aumentan hacia el borde y el de almandino, esferartita y la relación XFe descienden en el mismo sentido. Esta evolución es similar a la de los granates de las muestras que se comentan a continuación, pero a diferencia de éstos, las variaciones de cada uno de los componentes del granate son mínimas, por lo que se consideran relativamente homogéneos.

Por su parte, los granates de las muestras BM-80W,

BM-81W y BM-81B muestran un patrón de zonación bien definido (Fig. VI.11). La mayoría de los perfiles realizados sobre los granates de estas láminas muestran el progresivo descenso de centro a borde de los componentes almandínico y esferartítico mientras el contenido en Mg y Ca aumenta de forma considerable en el mismo sentido. La relación XFe muestra también un ligero descenso hacia los bordes. Estas variaciones sugieren que los granates preservan el zonado original relacionado con su etapa de crecimiento (Hollister, 1966; Atherton, 1968), o más rigurosamente, puede decirse que son resultado de un proceso de cristalización fraccionada bajo condiciones físicas cambiantes (Ikeda, 1993). El aumento del contenido en Ca hacia los bordes es habitualmente relacionado con el crecimiento del granate bajo presiones progresivamente más elevadas (Ghent, 1976; Powell y Holland, 1988). Si a esto unimos el descenso de la relación XFe hacia el borde, indicador indudable de un aumento de temperatura durante el crecimiento de los granates (Spear et al., 1991; Spear, 1993), es evidente que los granates de estas muestras se han desarrollado durante una fase de aumento de presión y temperatura de las rocas. En algunos de los perfiles se observa como, en las zonas más externas de los granates, se produce un cambio en la dirección de los patrones de zonación (Fig. VI.10), observándose un aumento de la relación XFe y de la proporción de almandino y esferartita y un descenso en las proporciones de piropro y grosularia. Estas variaciones son congruentes con un último episodio retrometamórfico en el que los procesos de difusión intracristalina únicamente afectan a las zonas más externas de los granates.

#### VI.F.1.2. Piroxeno.

Los análisis realizados sobre los piroxenos aparecen clasificados en la tabla II.6 que forma parte del anexo C. Los puntos analizados se han representado en los diagramas triangulares de Cawthorn y Collerson (1974) y Morimoto et al. (1988) de las figuras VI.12 y VI.13.

La variación composicional observada en los piroxenos analizados es mínima. En el diagrama de Morimoto et al. (1988) todos los análisis están encuadrados en el campo de los piroxenos de tipo Q o "cuadrilaterales", mientras que en un diagrama del mismo autor más apropiado a la composición de estos minerales, todos los análisis aparecen claramente incluidos en el campo de la augita.

La composición molecular de los piroxenos analizados en estas rocas oscila entre los siguientes parámetros:

(Cawthorn y Collerson, 1974):

$(\text{Ca}-\text{Fe Tsc}+\text{Ca}-\text{Ti Tsc}+\text{Ca Tsc}+\text{Wo})_{29-35}\text{Jd}_{1-11}\text{En}+\text{Fs}_{54-68}$

(Morimoto et al., 1988)

$\text{Q}(\text{Wo, En, Fs})_{90-99}\text{Jd}_{1-6}\text{Ae}_{0-3}$



C.VI.- Quimismo mineral Mérida.

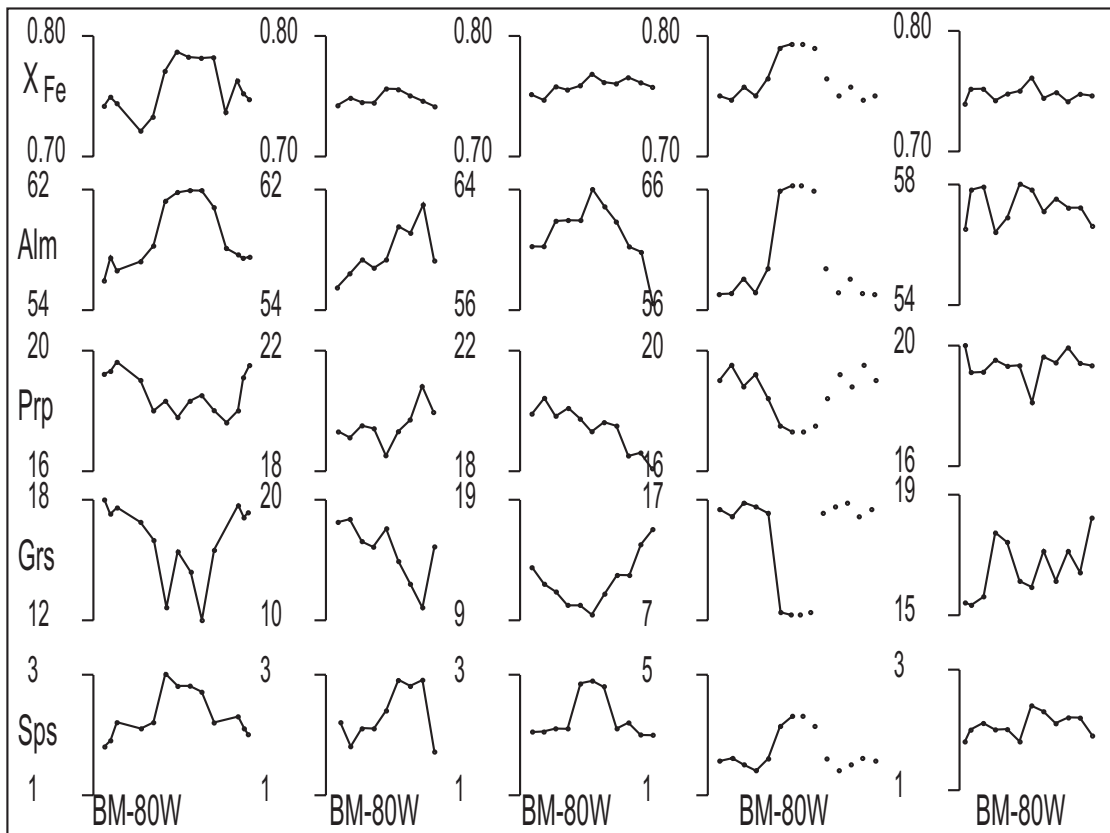
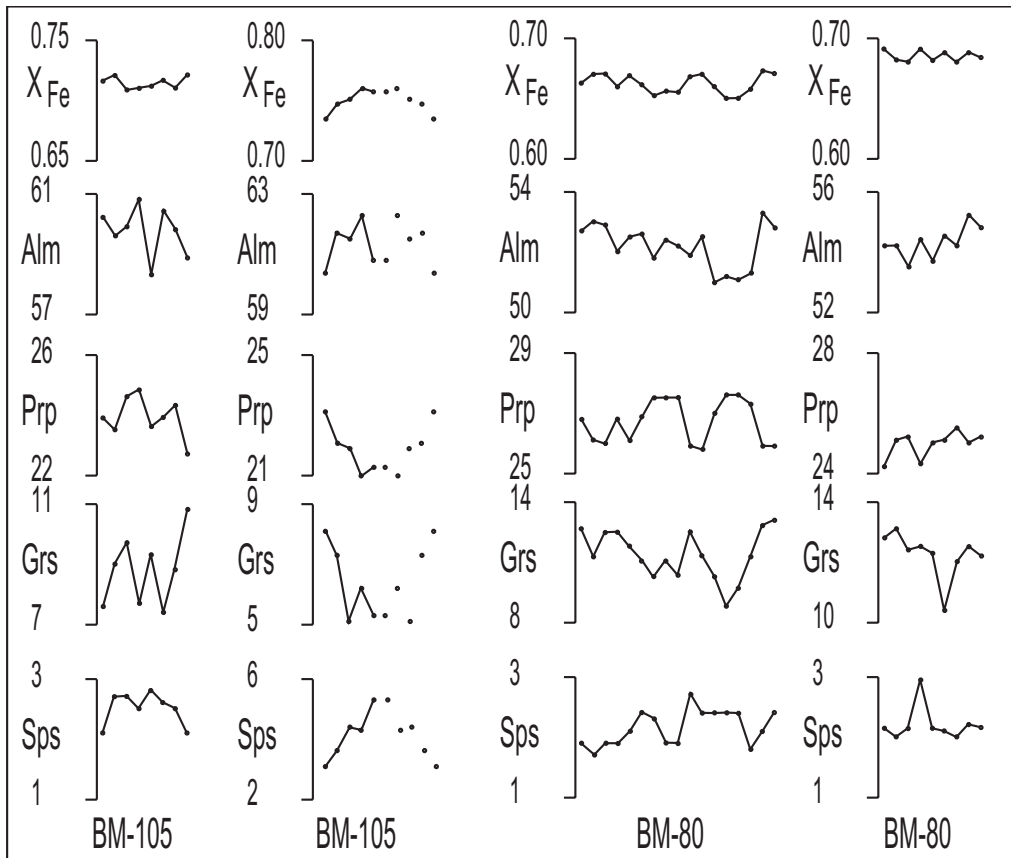


Fig. VI.9. y VI.10.- Perfiles composicionales borde-borde de los granates zonados. Los perfiles centro-borde han sido duplicados simétricamente para lograr una mejor visualización.

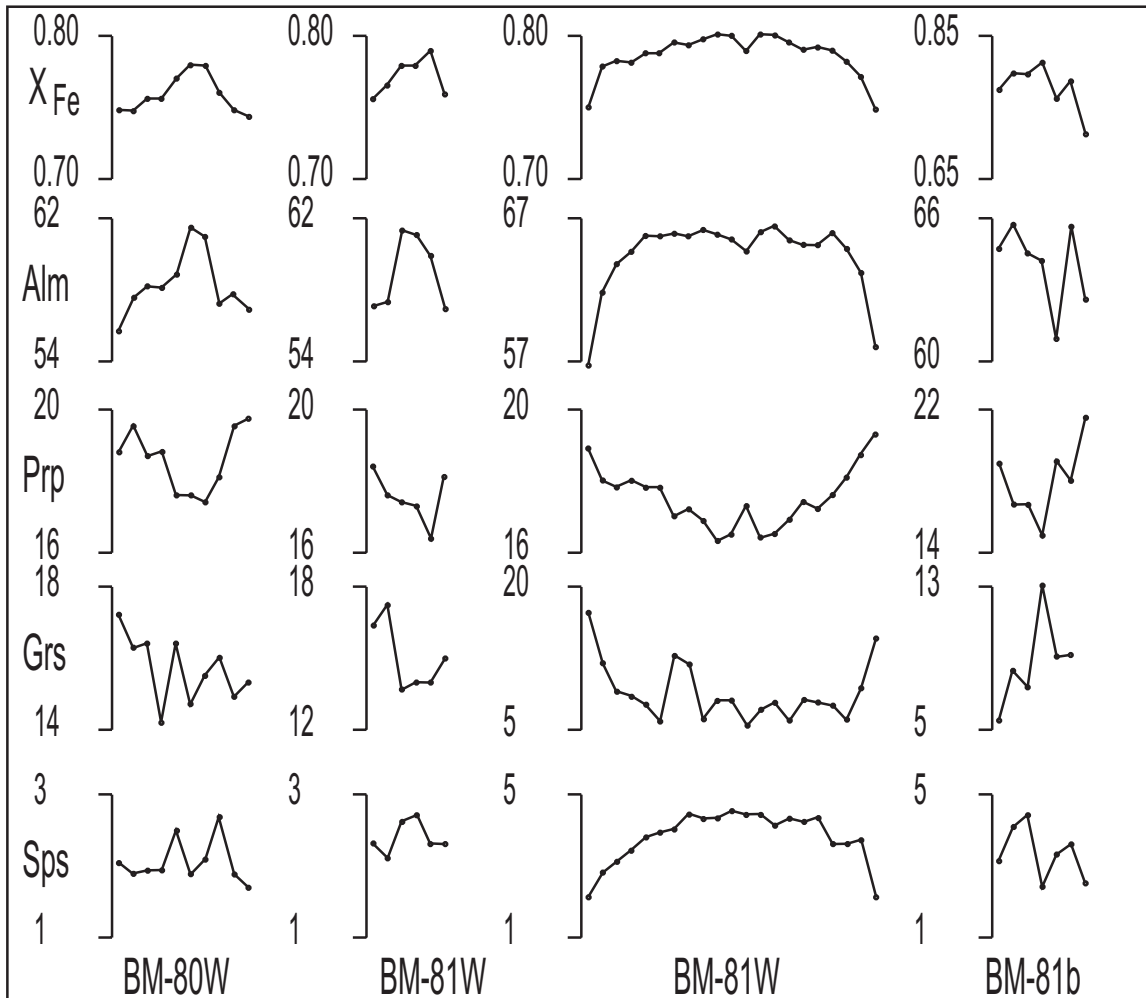
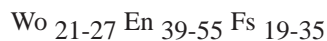


Fig.VI.11.- (Continuación). Perfiles composicionales borde-borde de los granates zonados. Los perfiles centro-borde han sido duplicados simétricamente para lograr una mejor visualización.

y considerando exclusivamente los elementos Q en porcentajes

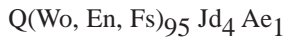


Por su parte, la media de los piroxenos analizados es la siguiente

(Cawthorn y Collerson, 1974)



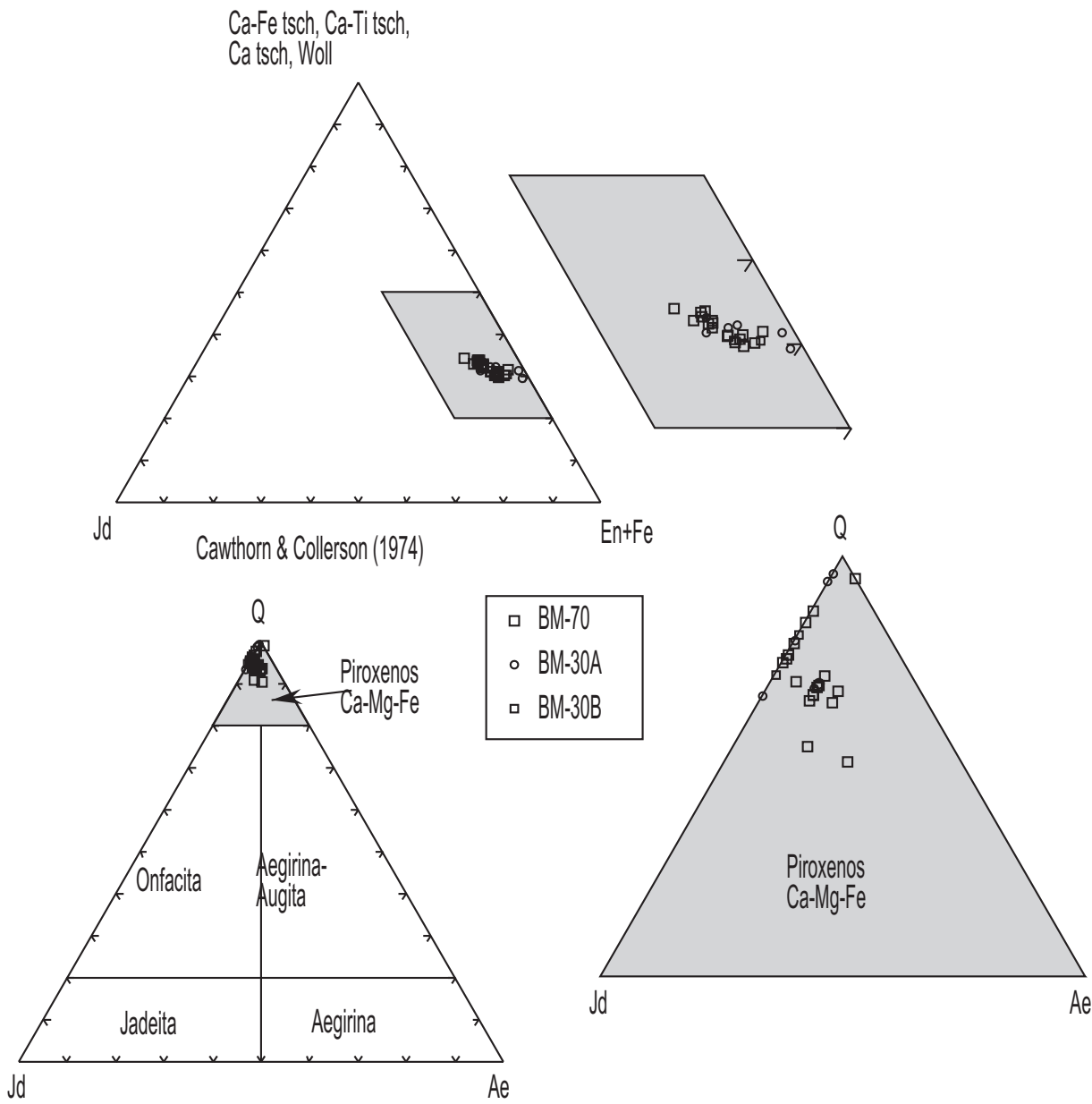
(Morimoto et al., 1988)



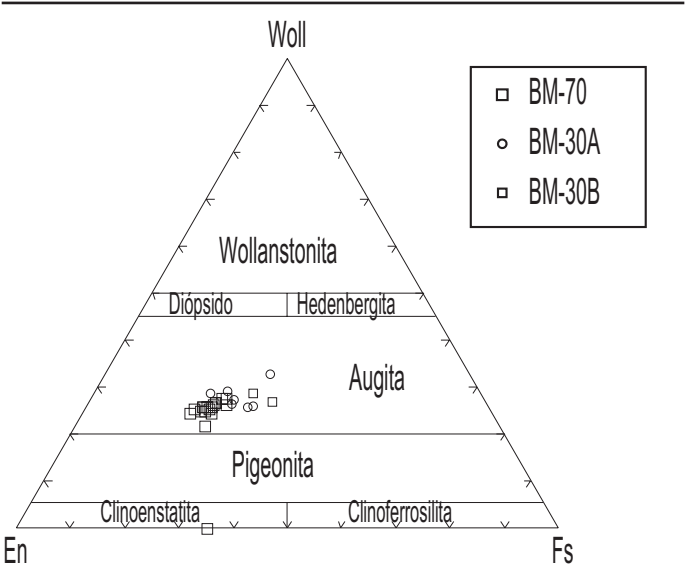
El contenido más alto en jadeita detectado es de 5.7 mol % y el de aegirina de 5 mol %. No se han observado patrones de zonación evidentes en estos minerales. Por tanto, puede decirse que los piroxenos de las granulitas de Mérida corresponden a augitas con contenidos variables en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ . El contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de los piroxenos oscila entre 1.26 y 7.32 wt. %, mientras que el de  $\text{Na}_2\text{O}$  lo hace entre 0.16 y 1.18 wt. %.

### VI.F.1.3. Anfíbol.

La composición de los distintos anfíboles analizados ha sido clasificada en las tablas II.7-II.10 que forman parte del anexo C. Los puntos analizados se han representado en los diagramas de Leake (1978) para anfíboles cálcicos de la figura VI.14. Como se puede apreciar en esta figura existe una gran variación composicional, tanto entre los anfíboles de distintas muestras, como entre los analizados en una misma lámina. Gran parte de esta variación es debida a que la ocupación de la posición estructural A ronda el valor crítico de 0.5 que utiliza el autor de estos diagramas para la separación de distintos tipos de anfíboles. Esta variación composicional es consecuencia de la disponibilidad de este mineral para tomar parte en gran cantidad de procesos metamórficos, pudiendo aparecer, en las láminas analizadas, desde anfíboles que representen residuos del más alto grado de metamorfismo hasta anfíboles claramente asociados con el proceso de uralitización de piroxenos durante el retro-metamorfismo a facies anfibólicas.



**Fig. VI.12.- (Arriba) Representación de los piroxenos según los términos finales de Cawthorn y Collerson (1974) y en el diagrama de Morimoto et al. (1988).**



**Fig. VI.13.- (Derecha). Clasificación según Morimoto et al. (1988) de los piroxenos cálcicos de las granulitas de Mérida.**

Los anfíboles de estas muestras ocupan los campos de la pargasita, hornblenda pargasítica, hornblenda edenítica, pargasita férrica y hornblenda pargasítico-férrica en el diagrama realizado para contenidos de la posición A iguales o superiores a 0.5. Los anfíboles con valores inferiores de este parámetro ocupan los campos composicionales de la tsermakita, hornblenda tsermakítica, Mg-hornblenda y hornblenda ferro-tsermakítica. Los escasos puntos representados alrededor de los campos pertenecientes a actinolitas de distinto tipo corresponden a análisis realizados sobre anfíboles formados por alteración de otros minerales. A pesar de esta variación composicional, la mayor parte de los análisis se encuentran enmarcados en los campos de la pargasita férrica, la hornblenda pargasítico-férrica, la hornblenda tsermakítica y la Mg-hornblenda.

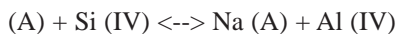
En las muestras en las que se ha estudiado la zonación de los anfíboles no se ha obtenido ninguna variación sistemática entre centro y bordes.

Las variaciones composicionales de los anfíboles pueden ser examinadas mediante la determinación de las sustituciones que se producen a partir de la fórmula básica de la tremolita y hasta la consecución de la fórmula obtenida. La fórmula básica de la tremolita puede ser representada de la siguiente manera:

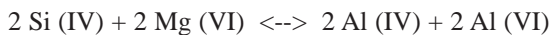
$Ca_2 Mg_5 Si_8 O_{22} (OH)_2$ , donde  $\quad$  representa las vacantes.

Estas sustituciones pueden ser simples ( $Fe^{2+}$  por  $Mg^{2+}$ ), o pueden ser complejas, requiriendo acoplamiento para mantener el balance de cargas. Entre las sustituciones complejas más comunes se pueden encontrar las siguientes (Spears, 1981; Robinson et al., 1982):

1.- Edenita



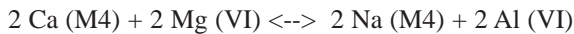
2.- Tsermakita



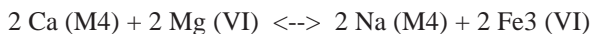
3.- Ferritsermakita



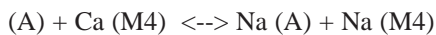
4.- Glaucofana



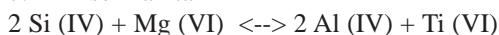
5.- Riebeckita



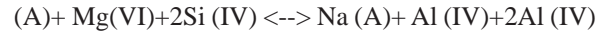
6.- Richterita



7.- Ti-Tsermakita



8.- Pargasita



Seguendo a estos autores es posible determinar las sustituciones que operan en los anfíboles estudiados observando las tendencias composicionales que muestran. De esta forma, se han representado diversos diagramas de correlación entre algunos cationes (Fig. VI.15) para intentar descifrar las sustituciones que han tenido lugar en los anfíboles. En estos diagramas se aprecia el importante papel que juega el Al(IV) en los procesos de sustitución, que son esencialmente la edenítica y las aluminio- y ferri-tsermakíticas.

Dentro de este tipo de sustituciones se puede apreciar que en el diagrama que representa la proporción de Al(IV) frente a la posición A (Fig. VI.15A) se observan dos evoluciones diferenciadas. Una de ellas muestra una pendiente que se aproxima a la de la recta con relación 1:1 lo que sugiere que en estas muestras la sustitución edenítica ha sido eficaz. Por otra parte, también se puede apreciar que puntos correspondientes a distintas láminas se sitúan alrededor de una recta de relación 2:1 congruente con la presencia de sustituciones de tipo pargasítico o bien de la actuación acoplada (Helz, 1982; Cuesta, 1989) de sustituciones edenítica y tsermakíticas (Al-tsch, Fe-tsch y Ti-tsch). Las trayectorias de los anfíboles cortan el eje de ordenadas por encima de su origen lo que indica que todo el Na y K de la posición A está compensado por Al(IV) y, por lo tanto, la sustitución richterítica no debe de ser eficaz (Spears, 1981).

En los diagramas que muestran las relaciones entre el Al(IV) y el Al(VI) con respecto al Al (total) se aprecia claramente el alto contenido de los anfíboles en Al en coordinación tetraédrica respecto al coordinado octaédricamente (Fig. VI.15b y c). Este hecho sugiere la posibilidad de una actuación conjunta de las sustituciones Al-tsch y Fe-tsch. La demostración de la actuación de estas dos sustituciones deja clara la actuación acoplada de sustituciones tsermakíticas y edeníticas ya citadas (Valín et al., 1994).

En el gráfico Al(IV) frente a Al(VI) (Fig. VI.15d) se puede apreciar que los anfíboles presentan dos tendencias, aunque no muy bien definidas. Por una parte, algunos anfíboles se aproximan a una recta de pendiente 1:1 que indicaría la presencia de una sustitución tsermakítica, mientras otros se encuentran más próximos a una recta de pendiente 2:1 que favorecería un mecanismo de sustitución acoplada tsermakítica-edenítica. De todas formas, el bajo grado de correlación de los análisis no permite verificar la presencia de estas sustituciones.

La Fig. VI.15e podría marcar la presencia de una sustitución Ti-tsermakítica, para lo cual debería observarse una recta de correlación con una pendiente de 4:1 y un valor de Al(IV) de 0.55 para  $Ti = 0$ . Al no cumplirse estas condiciones este mecanismo de sustitución puede ser descartado.

La proyección del Al(IV) frente a todos los cationes



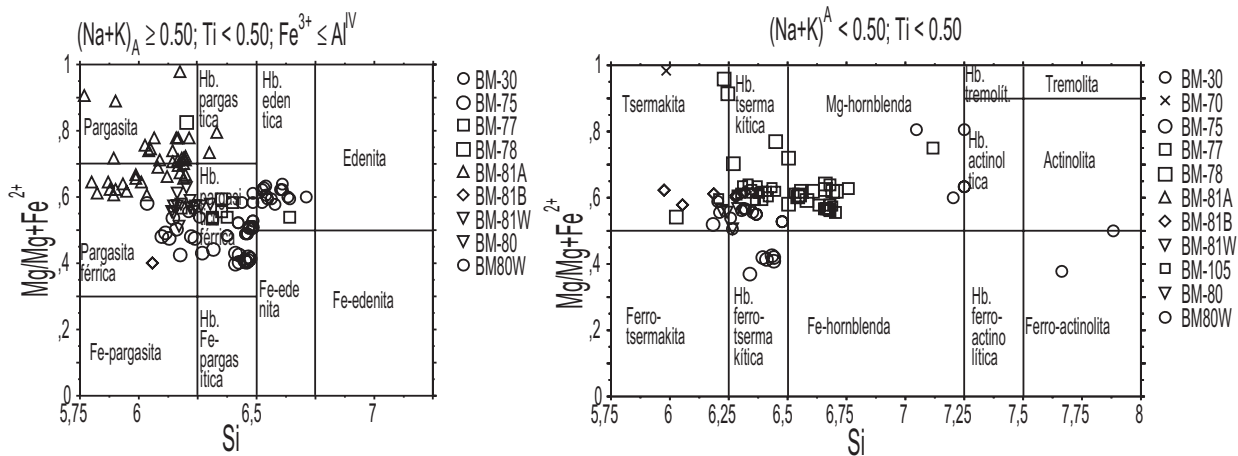


Fig. VI.14.- Representación en el diagrama de Leake (1978) para anfíboles cálcicos de los anfíboles analizados en las dioritas acumulativas con granate y facies asociadas de Mérida.

implicados en las sustituciones en las que éste participa, es decir, posición A, Al(VI), Fe<sub>3</sub> y Ti (Fig. VI.15f) genera dos rectas cuya pendiente es muy próxima a 1:1. Este dato junto a los gráficos comentados sugiere que prácticamente todo el Al(IV) se utiliza en las sustituciones 1, 2 y 3. En cambio, el hecho de que la recta de regresión de algunas láminas corte el eje de abscisas por encima del punto 0 sugiere que en estas rocas existe cierta cantidad de A, Ti, Fe<sub>3</sub> o Al(VI) no compensado, pudiendo en estas muestras funcionar otras sustituciones en las que participe el Na. Sin embargo, esta circunstancia no puede ser corroborada puesto que no existe relación alguna entre Na en M4 y Al(VI), ni entre Na en M4 y A.

Resumiendo se puede indicar que no todas las muestras sufren procesos de sustitución equivalentes y mientras en algunas dominan las sustituciones de tipo edenítico y tsermakítico en otras son mayoritarias las sustituciones tsermakíticas junto a las pargasíticas, o más probablemente, junto a un mecanismo de sustitución acoplada tsermakítico-edenítica para producir una sustitución resultante de tipo pargasítico (Valín et al., 1994).

#### VI.F.1.4. Plagioclasa.

La composición de los plagioclasas de las muestras del Macizo de Mérida analizadas ha sido clasificada en las tablas II.11-II.13 que forman parte del anexo C. La naturaleza de los resultados obtenidos queda reflejada en el diagrama triangular (Or-Ab-An) de la figura VI.16 donde además de representar de forma general todos los puntos analizados, también han sido representados por separado los análisis de cada lámina.

Las plagioclasas, en general, corresponden a soluciones albíta-anortita prácticamente ideales, con contenidos en ortosa por debajo del 1%. Su composición varía desde plagioclasas de composición albítica hasta andesínicas, llegando incluso al campo de la labradorita. Dentro de cada lámina analizada se pueden dividir dos grupos de

plagioclasas en función de la composición. Por una parte las plagioclasas de composición albítica y oligoclasas (hasta el 15% de anortita aproximadamente) que claramente corresponden a plagioclasas desarrolladas durante los últimos estadios retrometamórficos, y por otra, el grupo de análisis representados desde el campo de la oligoclasa (Ca > 15%) hasta el de la labradorita. Estos análisis representan la composición estable de las plagioclasas en condiciones próximas al pico metamórfico. Todas las muestras presentan una composición semejante de este grupo de plagioclasas (An<sub>30-50</sub>) a excepción de la muestra BM-30 que presenta plagioclasas de composición más sódica (An<sub>11-20</sub>).

#### VI.F.1.5. Clinozoisita.

Dentro de este apartado se han incluido algunos análisis realizados sobre granos de minerales del grupo de la epidota. Básicamente se trata de epidotas y clinozoisitas asociadas al metamorfismo de grado bajo de edad varisca. Son cristales subeuhedrales, no deformados y orientados según la foliación principal, de tipo tectónico, que afecta de modo variable a las rocas del macizo de Mérida. Los análisis químicos realizados se recogen en la tabla II.14 del Anexo C.

El término de clinozoisita (Deer et al., 1986) hace referencia a aquellos minerales del grupo de la epidota con contenidos de ±15 mol % de Ca<sub>2</sub>FeAl<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH), mientras que la epidota, como fase mineral, presenta contenidos entre 15 y 33 mol %.

Las clinozoisitas analizadas muestran contenidos en pistachita de 5.39% como término medio, con un máximo de 11.02 y un valor mínimo de 2.02%.

Las epidotas analizadas presentan un porcentaje medio de pistachita de 26.53 %, con un mínimo de 17.06 y máximo de 30.62%.

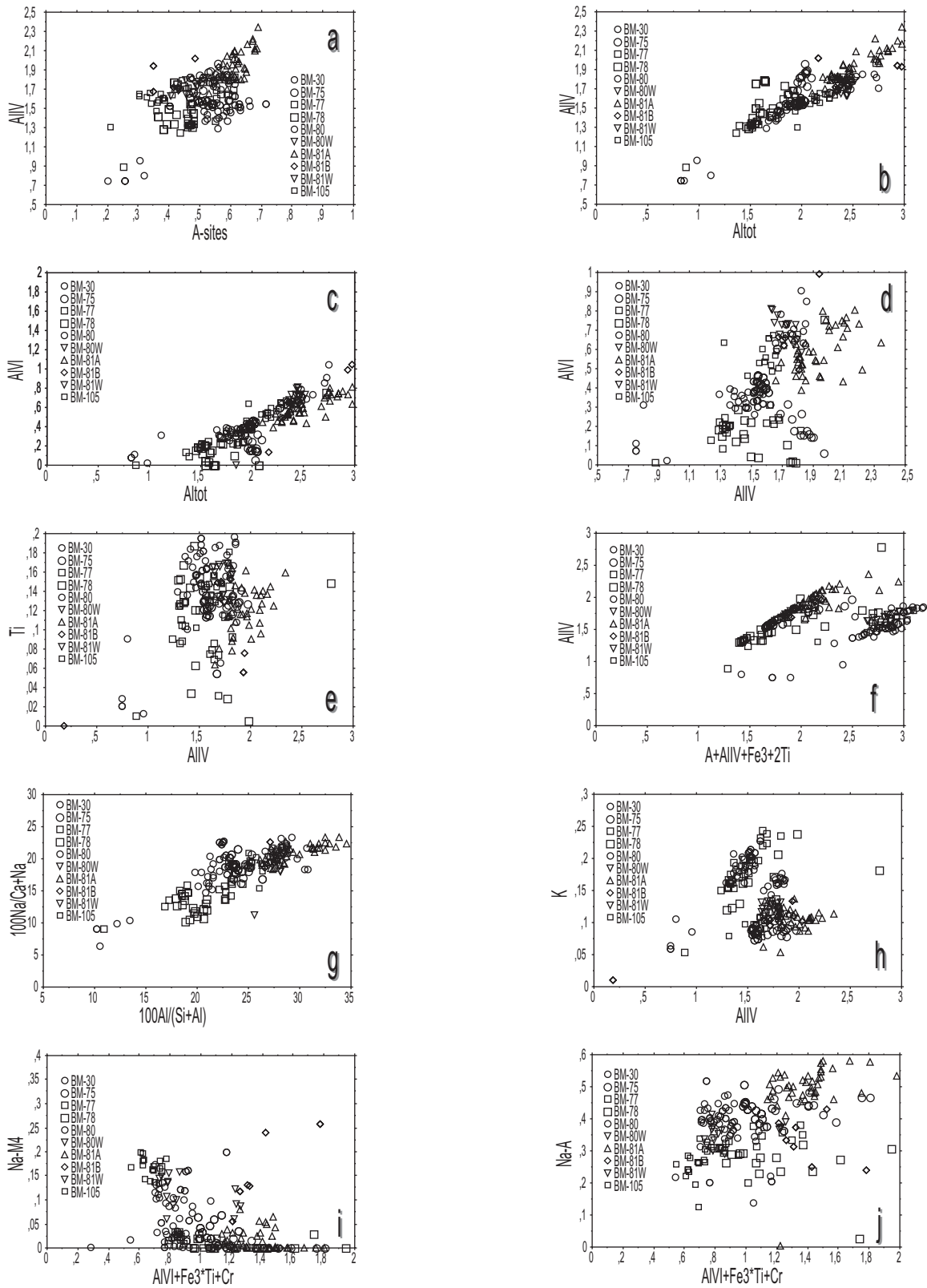
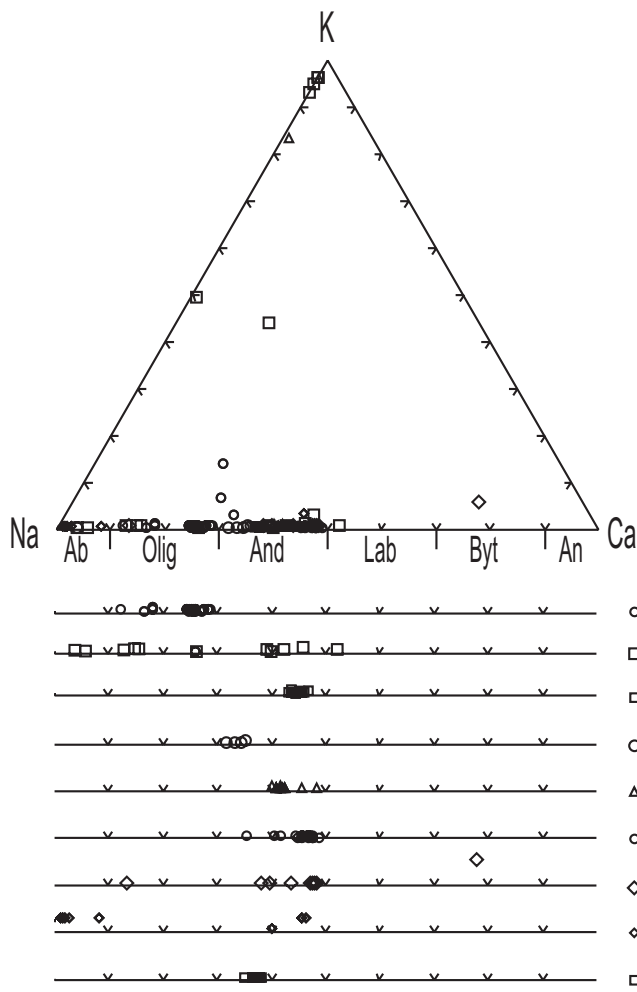


Figura VI.15.- Diagramas para la estimación de las sustituciones en los anfíboles analizados. Ver explicación en el texto.



*Fig. VI.16.- Diagrama triangular Or-Na-An con la representación de todas las plagioclasas analizadas y representación lineal An-Ab para cada lámina individualmente.*

**VI.F.1.6. Esfena.**

La esfena constituye uno de los minerales conspicuos dentro de las asociaciones metamórficas de grado bajo que afecta a las rocas básicas del DOVPR. Aparece en todas las muestras estudiadas, bien como agregados de grano muy fino, bien como grandes cristales euhedrales a subeuhedrales aislados y asociados a clorita, albita y anfíboles secundarios del grupo de la tremolita-actinolita. Los análisis químicos realizados se recogen en la tabla II.15 del Anexo C. La composición media obtenida para las esfenas analizadas es CaO (29.25 %), TiO<sub>2</sub> (39.52 %), SiO<sub>2</sub> (30.11 %) y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.35 %), con contenidos poco significativos en el resto de óxidos analizados.

**VI.F.1.7. Ilmenita.**

La ilmenita es un componente mineral muy frecuente en las asociaciones magmáticas de las rocas básicas del macizo de Mérida. Aparece habitualmente como inclusiones primarias en el interior de granates y anfíboles de todas las litologías básicas-ultrabásicas consideradas. Se

han reconocido cristales de ilmenita rodeados por recrecimientos de esfena de origen metamórfico y así mismo, cristales subeuhedrales de ilmenita con núcleos de rutilo, dentro de las rocas acumulativas y de gabros, que ponen de relieve la evolución retrógrada de estas rocas.

Los análisis efectuados de ilmenitas se recogen en la tabla II.16 del anexo C. La composición media obtenida de las ilmenitas analizadas es de TiO<sub>2</sub> (56 %), FeO<sub>t</sub> (54 %), con contenidos poco significativos en el resto de óxidos analizados.

**VI.F.2. Geotermobarometría.**

Tras el estudio petrológico que ha permitido establecer las relaciones temporales entre los constituyentes esenciales de estas rocas y después de establecer las características químicas de las fases minerales con significado geotermobarométrico es preceptivo intentar cuantificar la evolución de las condiciones de presión y temperatura de las rocas de alto grado metamórfico que constituyen el Macizo de Mérida. Para lograr este objetivo se utilizarán técnicas y calibraciones geotermométricas y geobarométricas variadas, las cuales pueden ofrecer datos bajo

condiciones P-T variables.

Existen varias formas de aproximación a la termobarometría cuantitativa en este tipo de rocas. La primera, la geotermobarometría convencional, también conocida como “geotermobarometría absoluta” (Spear, 1989), consiste en determinar las condiciones P-T a las que una roca, o serie de rocas, ha alcanzado el equilibrio durante algún momento de su historia de cristalización. La segunda aproximación, conocida como “termobarometría relativa” (Spear, 1989), consiste en determinar como varían las condiciones P-T a las que una roca es sometida mediante el análisis del zonado composicional de sus constituyentes, de las inclusiones y de las texturas reaccionales. La termobarometría relativa requiere un trabajo petrológico más exhaustivo y está menos influenciada por el grado de precisión de las calibraciones termobarométricas, que son la base de la termobarometría absoluta.

Para aplicar de forma adecuada ambas técnicas es preciso conocer las composiciones en equilibrio de los minerales utilizados en las distintas reacciones. Verificar la existencia de equilibrio entre distintas fases, o partes de las mismas, resulta prácticamente imposible, por lo que estas rocas sólo pueden ser estudiadas comprobando que los resultados obtenidos de la aplicación de distintos geotermobarómetros son congruentes. Si las composiciones manejadas no se han encontrado nunca en equilibrio, o éstas han sido posteriormente modificadas, es improbable que los resultados finales sean similares.

Con posterioridad a la geotermobarometría convencional y, en parte, con intención de corregir los errores generados de su aplicación sobre rocas naturales se ha desarrollado una nueva vía de aproximación a la geotermobarometría cuantitativa, la “termobarometría internamente consistente” (Powell, 1985). Esta técnica define completamente el equilibrio de fases de un sistema mediante una serie de ecuaciones, logrando calcular simultáneamente la composición de todos los minerales de una asociación en equilibrio. Para ello combina medidas calorimétricas con resultados obtenidos en estudios experimentales, incluyendo aquellos utilizados en la calibración de métodos directos, para generar una base de datos termodinámicos con consistencia interna. Estos datos termodinámicos junto a modelos de actividad invariables para cada mineral, son utilizados para calibrar todas las reacciones que pueden tener lugar en las muestras estudiadas. A partir de las calibraciones de las reacciones se obtiene una estimación de las condiciones P-T a las que la asociación analizada estuvo supuestamente en equilibrio que, en sí misma, presenta una consistencia interna indicativa del grado de equilibrio de la asociación. Los métodos internamente consistentes más conocidos son el programa GEO-CALC (Berman y Brown, 1987; Brown et al., 1988) y su versión más moderna TWEEQU (Berman, 1991) y el programa THERMOCALC (Powell y Holland, 1985, 1988; Holland y Powell, 1990).

En general, se aprecia que la orientación y la magnitud de los vectores P-T obtenidos mediante la aplicación de distintas técnicas geotermobarométricas es relativamente constante, a pesar de la existencia de importantes diferencias en los valores absolutos obtenidos de las distintas calibraciones. Por tanto, a pesar de la inexactitud y de los errores inherentes a la aplicación de estas técnicas las trayectorias P-T obtenidas se consideran correctas y proporcionan información importante para clarificar el contexto tectónico existente en esta región durante el Proterozoico terminal-Paleozoico inferior.

### **VI.F.3. Cálculo de la temperatura mediante técnicas convencionales.**

Los geotermómetros utilizados para calcular la temperatura alcanzada por estas rocas están basados en las reacciones de intercambio que tienen lugar entre anfíbol y granate y entre anfíbol y plagioclasa. Las calibraciones que manejan las reacciones entre anfíbol y granate utilizadas para los cálculos de temperatura son las propuestas por Powell (1985) y por Perchuk (1991), mientras que entre las que se basan en las reacciones entre anfíbol y plagioclasa se han utilizado las calibraciones de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994). Los resultados más significativos obtenidos de la aplicación de estas calibraciones se han representado en la tabla VI.3.

Los resultados obtenidos sobre granates que presentan perfiles de crecimiento progradados sugieren que éstos comienzan a desarrollarse aproximadamente a 550-600°C (Powell, 1985) o a 600-650°C (Perchuk, 1991) y que alcanzan el máximo metamórfico alrededor de los 750°C (Powell, 1985) o 775°C (Perchuk, 1991). El geotermómetro basado en la reacción de intercambio anfíbol-plagioclasa ofrece resultados más difíciles de interpretar. En algunas muestras se obtienen temperaturas muy elevadas (BM-81B), sin posible correlación petrológica, mientras que en otras, las temperaturas no son muy diferentes a las obtenidas a partir de la otra reacción de intercambio utilizada (BM-80W).

Por su parte, los granates de composición relativamente homogénea muestran una mayor concordancia en los resultados obtenidos utilizando análisis de centros y bordes de granates. Aún así, se puede apreciar como las temperaturas obtenidas con los análisis de bordes de granate son ligeramente más elevadas. Los resultados obtenidos para la muestra BM-105 oscilan entre 550-650°C (Powell, 1985) 625-700°C (Perchuk, 1991) y 750-800°C (Blundy y Holland, 1990) y 650-750°C (Holland y Blundy, 1994). En cambio, la muestra BM-80 ofrece datos de temperatura más elevados, que pueden explicar la inexistencia de zonados de crecimiento en los granates de esta muestra. El máximo metamórfico obtenido a partir de los análisis minerales realizados en esta muestra oscila entre los 775-825°C obtenidos con la calibración



C.VI.- Geotermobarometría Mérida.

de Powell (1985) los 800-900°C de la calibración de Perchuk (1991), los 825-850°C de la de Blundy y Holland y los 750-775°C de la de Holland y Blundy (1994).

**VI.F.4. Cálculo de la presión mediante técnicas convencionales.**

Las presiones alcanzadas por estas rocas han sido deducidas mediante la calibración establecida por Kohn y Spear (1990) para el geobarómetro granate-anfibol-plagioclasa. Los resultados son bastante uniformes e indican que durante el máximo metamórfico estas rocas pudieron llegar a alcanzar entre 10 y 12 kbars de presión (tabla VI.3).

Los granates con zonado de crecimiento bien establecido indican que los granates comenzaron a crecer entre 5 y 6 kbars y progresivamente fueron cambiando de composición mientras la roca se situaba a profundidades superiores. Por tanto, la combinación de los datos de presión y temperatura sugiere una evolución progradada con aumento de la presión (de entre 5 y 6 kbars aproximadamente) y, aunque en menor medida, aumento también de la temperatura (desde 650 a 800°C).

tabla VI.3.- Tabla resumen con los datos P-T obtenidos en las rocas acumulativas de Mérida (asociaciones granulíticas) según los diversos autores citados.

Muestra BM-105	2-y-1.1	11-h-3.1.7	14-g-3.1.8	18-f-3.1.9	20-e-3.1.10	21b-d-3.1.11	24c-d-3.1.11	14-h-3.1.17	2-i-3.1.15
<b>TEMPERATURAS(°C)</b>									
Gt-Hbl, Powell'85	550.8	654.0	657.6	612.6	635.3	585.5	592.8	657.0	577.6
Gt-Hbl, Krogh'00	592.7	732.1	727.4	712.9	670.3	612.3	623.9	743.9	664.3
Gt-Amph, Perchuk'91									
T, simplif.									
T, completo	625.0	699.1	692.7	686.6	672.9	654.8	661.5	692.0	653.2
Anf-Plag, Blundy & Holland'90	637.9	749.5	742.5	718.8	714.4	677.1	686.0	735.5	681.1
Ed-Tr, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	790.3	729.2	756.1	771.6	765.1	783.6	782.9	782.3	735.1
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	699.4	710.7	724.8	722.3	728.6	729.4	729.3	726.3	634.7
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	694.4	730.1	740.6	708.9	744.4	735.5	735.9	736.3	643.6
<b>PRESIONES (kbar)</b>									
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,P'85)	6.1	7.7	7.9	6.8	7.7	6.6	6.6	8.6	5.6
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	5.9	7.3	7.5	6.5	7.4	6.3	6.3	8.2	5.4
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q									
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	5.8	7.7	7.9	6.8	7.8	6.4	6.5	8.8	5.3
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	6.8	7.7	8.0	7.1	8.1	7.1	7.1	8.9	5.9
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q									
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	6.1	7.7	7.9	6.8	7.7	6.5	6.6	8.7	5.4
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	6.1	7.7	7.9	6.9	7.6	6.4	6.5	8.7	5.7
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q									

Muestra	137-132-98	137-135-98	137-132-115	137-135-103	137-134-118	137-134-120	137-134-127	137-133-88	137-134-118c	137-134-112/b
<b>TEMPERATURAS(°C)</b>										
Gt-Hbl,Powell'85	732.7	680.9	587.0	704.2	557.7	543.8	683.0	687.3	556.9	682.1
Gt-Hbl,Krogh'00	874.0	-	646.9	-	581.5	559.1	749.2	752.6	-	-
Gt-Amph,Perchuk'91										
T,simplif.	723.3	673.9	645.3	663.5	616.5	606.0	674.8	668.6	615.8	673.9
T,completo	812.9	776.7	673.5	789.1	638.2	623.0	751.8	750.2	671.7	778.0
Anf-Plag,Blundy & Holland'90	807.5	1025.2	848.2	1010.8	859.2	862.4	820.4	813.0	1076.9	1024.7
Ed-Tr, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	740.0	1212.2	726.5	1192.1	763.1	762.6	768.7	759.6	1284.0	1211.4
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	681.4	-	657.6	-	715.7	714.1	735.6	750.8	-	-
<b>PRESIONES (kbar)</b>										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,P'85)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.5	10.2	6.1	10.9	6.0	5.8	8.4	8.5	7.7	10.2
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	8.2	9.9	5.9	10.6	5.9	5.8	8.2	8.3	7.4	9.9
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.6	11.3	5.7	12.0	5.6	5.3	8.5	8.6	7.9	11.3
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	8.6	12.3	6.8	13.0	7.0	6.8	8.9	9.0	10.2	12.4
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.7	-	6.0	-	6.0	5.8	8.4	8.5	-	-
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	9.0	-	6.1	-	6.0	5.8	8.5	8.7	-	-
<b>TEMPERATURAS(°C)</b>										
Gt-Hbl,Powell'85	768.4	704.9	704.9	675.8	744.2	589.2	683.7	692.0	543.1	744.5
Gt-Hbl,Krogh'00	919.3	739.1	739.1	789.1	877.2	681.5	696.5	776.1	581.2	799.7
Gt-Amph,Perchuk'91										
T,simplif.	734.9	675.7	675.7	697.3	699.3	645.6	655.5	676.6	607.3	699.6
T,completo	846.4	765.4	765.4	756.9	808.8	667.3	735.9	754.0	618.4	808.1
Anf-Plag,Blundy & Holland'90	813.5	831.9	776.6	839.9	789.3	572.7	779.9	835.8	861.1	823.2
Ed-Tr, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	749.8	775.6	747.2	741.0	715.7	705.2	746.6	756.9	722.7	777.2
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	691.1	771.4	746.5	675.7	719.6	695.4	744.7	735.7	702.4	776.2
<b>PRESIONES (kbar)</b>										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,P'85)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.8	8.5	9.5	7.2	8.7	5.6	9.3	8.2	5.4	9.1
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	8.5	8.4	9.3	7.0	8.5	5.4	9.2	8.0	5.3	8.9
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.8	8.7	9.7	7.2	8.8	5.6	9.5	8.3	4.7	9.2
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	8.7	9.1	9.8	7.7	8.8	5.4	9.8	8.8	6.3	9.3
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)										
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	9.0	8.6	9.6	7.2	8.9	5.4	9.3	8.3	5.3	9.2
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q	9.3	8.6	9.5	7.4	9.3	5.7	9.2	8.5	5.5	9.2

tabla VI.3.- Tabla resumen con los datos P-T obtenidos en las rocas acumulativas de Mérida (asociaciones granulíticas) según los diversos autores citados (Continuación).

tabla VI.3.- Tabla resumen con los datos P-T obtenidos en las rocas acumulativas de Mérida (asociaciones granulíticas) según los diversos autores citados (Continuación).

Muestra BM-81B	35-41-29c	35-41-27c	35-33-49b	45-41-49b	45-42-51c	39-41-51c	39-44-29	39-33-29	39-41-29	35-42-56
<b>TEMPERATURAS(°C)</b>										
Gt-Hbl,Powell'85	592.5	547.5	828.6	591.4	529.4	526.1	608.7	818.5	592.5	516.7
Gt-Hbl,Krogh'00	581.1	482.8	1213.4	626.7	495.0	486.7	588.9	1089.1	581.1	-
Gt-Amph,Perchuk'91										
T,simplif.	626.1	563.6	904.6	660.3	585.3	582.0	642.4	850.6	626.1	576.6
T,completo	670.7	605.8	995.3	693.6	586.9	607.1	682.5	946.4	670.7	573.2
Anf-Plag,Blundy & Holland'90	903.2	904.2	882.0	910.4	841.7	884.7	820.8	826.4	865.2	850.1
Ed-Tr, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	943.4	944.2	696.9	948.2	728.4	925.6	787.2	703.5	910.9	730.3
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	821.5	821.4	-	817.2	747.1	799.8	770.7	-	801.8	747.9
<b>PRESIONES (kbar)</b>										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,P'85)	7.3	7.1	7.5	6.7	5.6	6.7	7.5	9.1	7.9	5.4
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	7.2	7.2	6.7	6.4	5.6	6.6	7.4	8.4	7.7	5.4
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	7.3	7.1	7.5	6.5	5.0	6.5	7.6	9.1	8.1	4.6
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.7	9.0	6.9	7.7	6.7	8.3	8.4	8.4	9.2	6.4
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	7.3	7.1	7.6	6.7	5.7	6.7	7.5	9.6	7.9	-
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	7.1	6.9	8.0	6.6	5.5	6.5	7.3	9.7	7.6	-
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										
<b>Muestra BM-80</b>										
<b>TEMPERATURAS(°C)</b>										
Gt-Hbl,Powell'85	712.0	782.9	800.5	672.5	705.8	704.5	688.4	685.9	719.2	833.0
Gt-Hbl,Krogh'00	870.8	1049.1	1108.2	909.4	852.8	870.4	826.8	825.5	874.5	1165.2
Gt-Amph,Perchuk'91										
T,simplif.	724.4	781.9	803.8	711.7	711.9	721.3	702.2	694.4	709.5	817.4
T,completo	798.4	879.7	907.5	762.4	785.9	791.4	766.4	759.7	797.2	943.7
Anf-Plag,Blundy & Holland'90	812.3	765.2	848.9	830.6	834.9	838.0	838.8	855.5	846.2	837.9
Ed-Tr, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	743.2	703.8	752.7	715.7	723.7	723.0	722.8	776.4	779.1	719.5
Ed-Ri, Holland & Blundy'94, CMP,116,433-447	759.0	664.1	723.3	699.3	759.7	758.0	757.6	767.8	773.2	702.2
<b>PRESIONES (kbar)</b>										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,P'85)	7.7	10.2	8.9	7.2	8.4	8.2	8.1	8.0	8.6	10.9
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	7.4	9.6	8.3	6.9	8.0	7.8	7.8	7.8	8.3	10.2
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	7.8	10.1	9.0	7.2	8.5	8.3	8.3	8.2	8.8	7.1
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	7.9	9.5	8.6	7.5	8.7	8.5	8.6	8.6	9.0	7.4
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										
Gt-Anf-Plag, Kohn & Spear'90 (T,B&H)	7.8	10.9	9.4	7.2	8.5	8.4	8.2	8.2	8.8	7.1
An + Trem = Gros + Pir + Tsch + Q	8.1	11.2	9.9	7.9	8.8	8.6	8.5	8.5	9.1	12.4
An + Fe-Act = Gros + Alm + Fe-Tsch + Q										

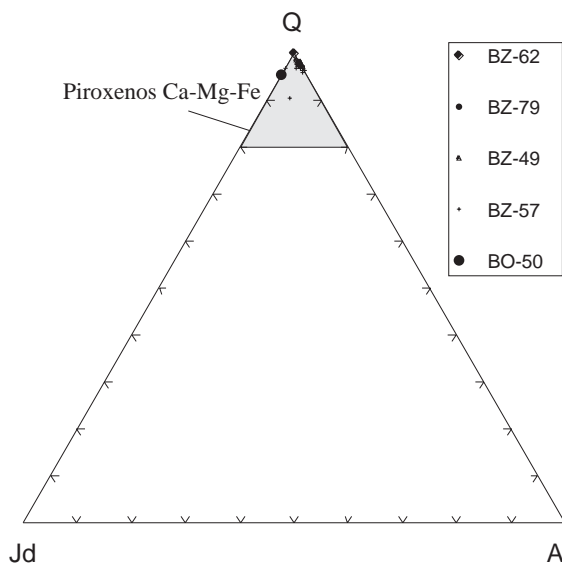
**VI.G. Quimismo mineral de las rocas dioríticas banales.**

En este apartado se describen las características químicas del anfíbol, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y piroxeno de gabros y dioritas de muestras procedentes del macizo de Valle de la Serena (cinco muestras; tres gabros, una diorita de grano fino y otra de grano grueso), Valsequillo (una muestra de la facies diorítica) y Guareña (una muestra procedente de las facies de mezcla de composición granodiorítica y otra muestra de dioritas gneisificadas). De forma puntual se han analizado otros minerales (epidota, clinozoisita, ilmenita y esfena) los cuales no se incluyen en este estudio.

**VI.G.1. Piroxeno.**

Los análisis realizados sobre piroxenos se recogen en las tablas II.23-II.25 del anexo C. Los puntos analizados se han representado en los diagramas de ternarios de Morimoto et al. (1988), (Fig. VI.17).

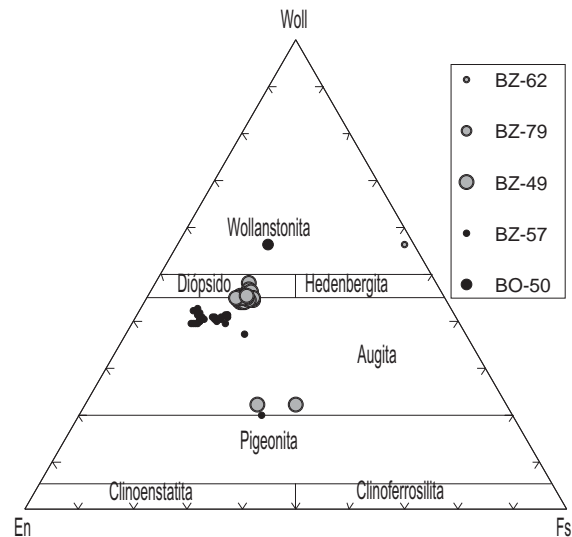
Al igual que en el caso de los piroxenos de los gabros de Mérida, la variación química de estas muestras es mínima. El contenido en jadeíta es de 0 a 6 %. En el diagrama de Morimoto las muestras se clasifican como piroxenos de Ca-Fe-Mg, muy próximos al vértice Q. En el diagrama de clasificación de Morimoto et al. (1988) las muestras se agrupan según las láminas analizadas, con un acierta dispersión en el caso de los piroxenos urilitizados. Son piroxenos de tipo augítico y diópsido.



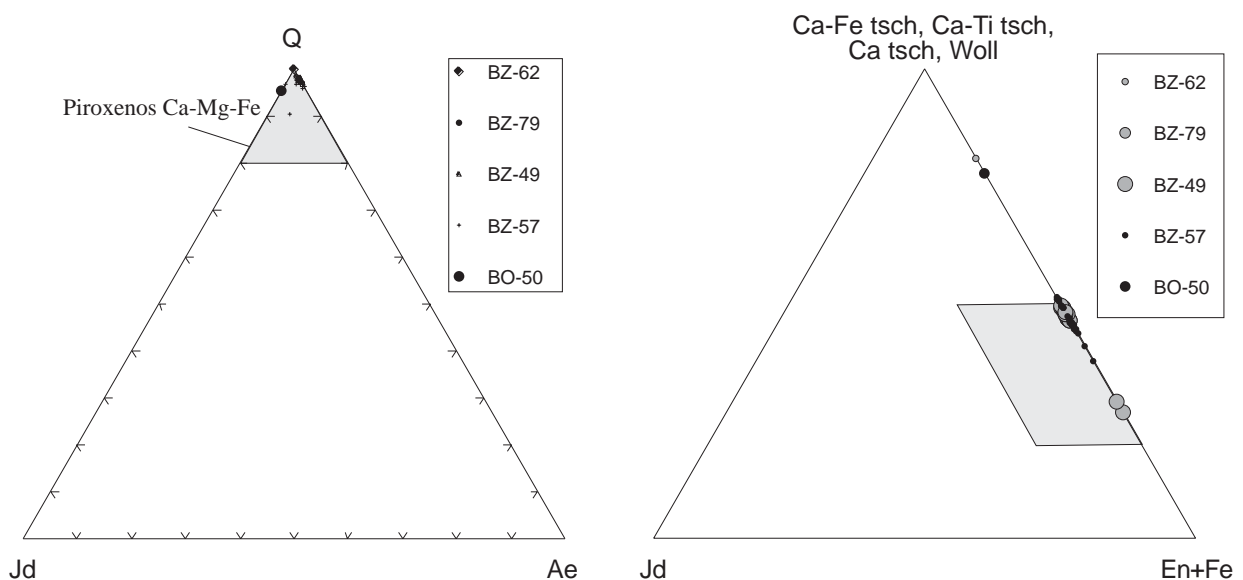
**VI.G.2. Anfíbol.**

Se han analizado una serie de anfíboles de las muestras ya citadas con objeto de caracterizar estas mineralogías y, en segundo lugar, compararlos con los análisis efectuados a las litologías del macizo de Mérida, tanto de las facies acumulativas (con o sin granate) como del resto de facies analizadas.

La composición de los distintos anfíboles analizados se recogen en las tablas II.21-II.24 del anexo C de Geoquímica Mineral. Las muestras analizadas se han



**Fig. VI.19.- Clasificación de los piroxenos procedentes de los gabros de Valle de la Serena y Guareña en el diagrama ternario de Morimoto et al., 1988.**



**Fig. VI.17 y VI.18.- Representación de los piroxenos de los gabros de Valle de la Serena y de las dioritas de mezcla de Guareña según los términos finales de Cawthorn y Collerson (1974). Diagrama triangular con la clasificación de los citados piroxenos según Morimoto et al. (1988).**



C.VI.- Química Mineral dioritoides

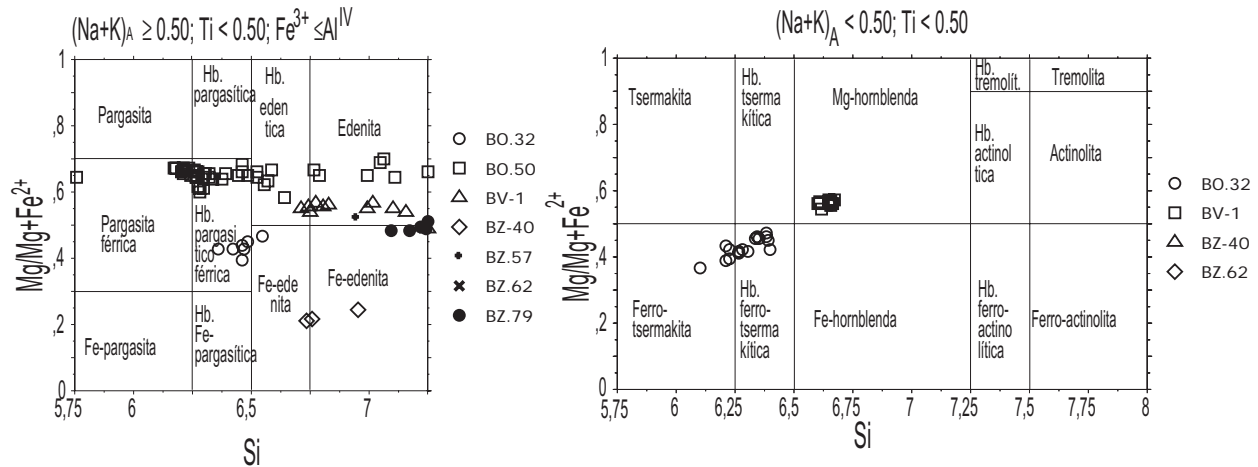


Fig. VI.20.- presentación en el diagrama de Leake (1978) para anfíboles cálcicos de los anfíboles analizados en las dioritas y gabros de Valle de la Serena (BZ-40; BZ-62; BZ-57; BZ-79), Valsequillo (BV-1) y Guareña (BO-32 y BO-50).

representado en los diagramas de Leake (1978) para anfíboles cálcicos (Fig.VI.20). Al igual que en el caso de los anfíboles analizados para el macizo de Mérida, los análisis muestran una amplia dispersión. No obstante los anfíboles analizados dentro de las diferentes láminas presentan una agrupamiento importante, y únicamente en los análisis procedentes del la granodiorita de mezcla se observa una gradación composicional acusada, la cual estaría condicionada por los procesos magmáticos asociados a la mezcla e hibridación de magmas detectada en cartografía.

Los anfíboles analizados que muestran valores de  $A > 0.5$  se clasifican como hornblendas pargasítico férricas y edenitas, con algunas muestras que se proyectan en los campos intermedios (principalmente como hornblendas edeníticas). Todo el conjunto de anfíboles analizados muestran una evolución continua desde términos de pargasitas férricas hasta edenitas. Los análisis con valores de  $A < 0.5$  se clasifican (Leake, 1978) como ferro-tsermakitas, hornblendas ferro-tsermakitas y como magnesio-hornblendas. En este diagrama se proyectan únicamente muestras de dioritas gneisificadas y de dioritas de Valsequillo, mostrándose ambas muy agrupadas y con una perfecta disposición lineal.

Se han realizado una serie de análisis químicos para estudiar posibles zonaciones en estos anfíboles. Las pequeñas variaciones detectadas no son indicativas de ningún tipo de patrón de zonación claro.

Tal y como se explicó en el caso de los anfíboles analizados para las facies acumulativas y asociadas del macizo de Mérida, las variaciones composicionales de los anfíboles pueden ser evaluadas mediante la determinación de las sustituciones químicas. Contrasta el hecho de que el estudio de los anfíboles procedentes de Valle de la Serena, Valsequillo y Oliva de Mérida, muestran una pauta global de evolución similar a la detectada en las rocas del macizo de Mérida, aunque con sustituciones

químicas ligeramente diferentes.

Se han estudiado las tendencias composicionales de estos anfíboles del mismo modo que se ha hecho para los análisis del macizo de Mérida, destacando las sustituciones del tipo edenítica, alumínicas y ferri-tsermakíticas. El diagrama Al (IV) frente a A-sites (posiciones estructurales de tipo A), (FIG XX) muestra dos tendencias muy definidas, paralelas entre sí y próximas a la recta de relación 2:1, que ponen de manifiesto la actuación de las sustituciones de tipo edenítico y tsermakítico.

Los diagramas de Al (VI y VI) frente a Al (total) ponen de manifiesto una evolución muy bien definida y única, si bien en el caso del Al (IV), se diferencian dos evoluciones paralelas muy próximas entre sí. Estos diagramas ponen de manifiesto que las sustituciones de Al octaédrico y tetraédrico tienen una importancia similar, si bien son ligeramente más importante las de tipo octaédrico. El diagrama de Al (IV) frente a Al (VI) define una tendencia muy grosera para las muestras analizadas, la cual puede subdividirse en dos evoluciones muy similares de modo análogo al caso de los anfíboles de Mérida.

El diagrama (FIG XX) de Ti frente a Al (IV) pone, de nuevo, de relieve la existencia de dos tendencias muy bien definidas. La pendiente de estas tentencias no es compatible con la existencia de sustituciones de tipo Ti-tsermakítica, si bien el punto de origen de una de las dos tendencias dibujadas muestra un valor de Al de 0.55 ( $\pm$ ) para valores de Ti de 0.

El diagrama de Al (IV) frente al conjunto de los cationes implicados en las que participa (posiciones de tipo A) dibuja una recta muy definida y continúa, que pone de manifiesto en las sustituciones de tipo ferri-tsermakíticas, edeníticas y tsermakíticas. Con todos los cationes metálicos que ocupan las posiciones de tipo A compensados.

C.VI- Química Mineral dioritoides

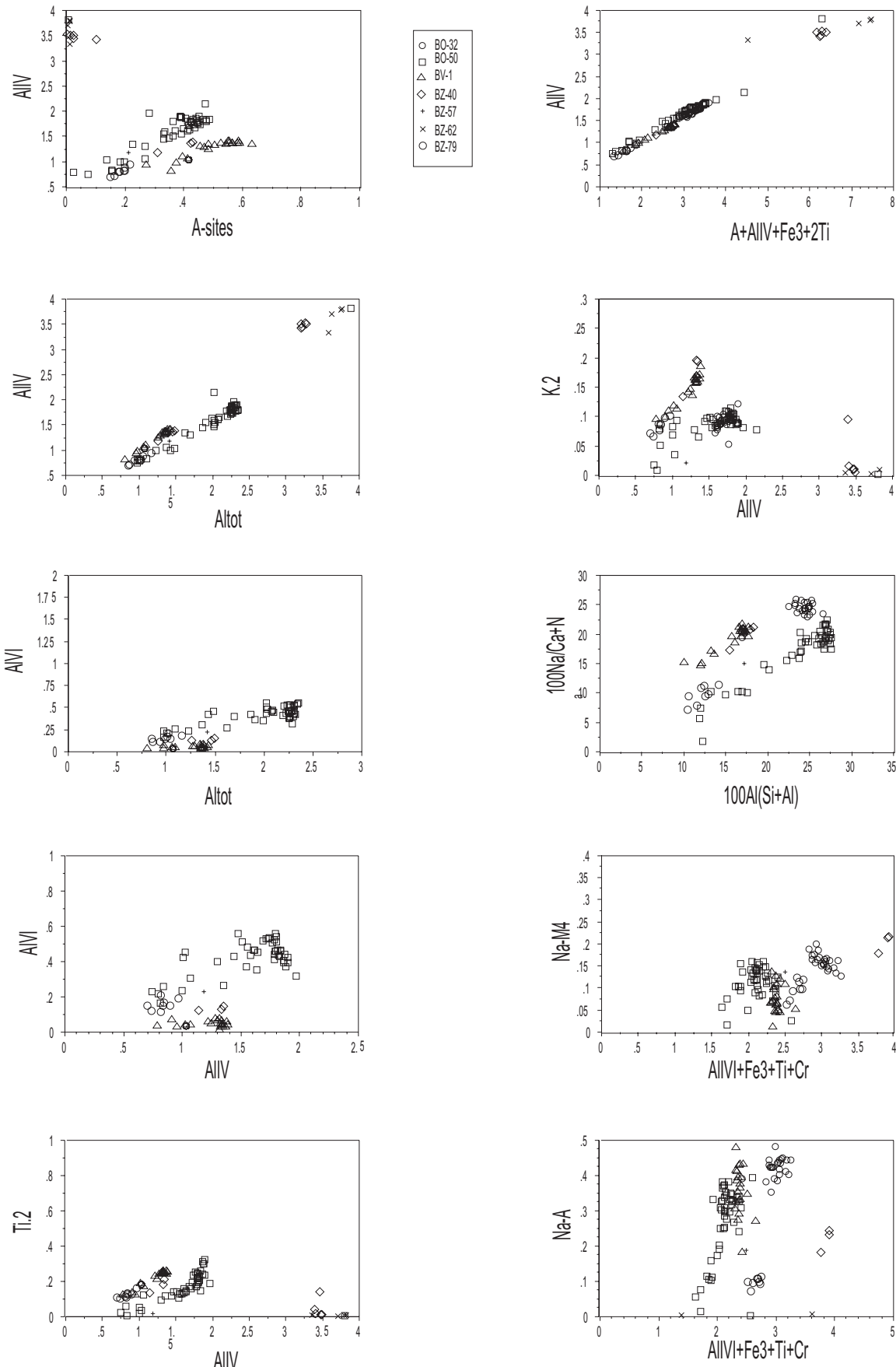


Fig. VI.20.- agramas para la estimación de las sustituciones en los anfíboles analizados. Ver explicación en el texto.

C.VI.- Química Mineral dioritoides

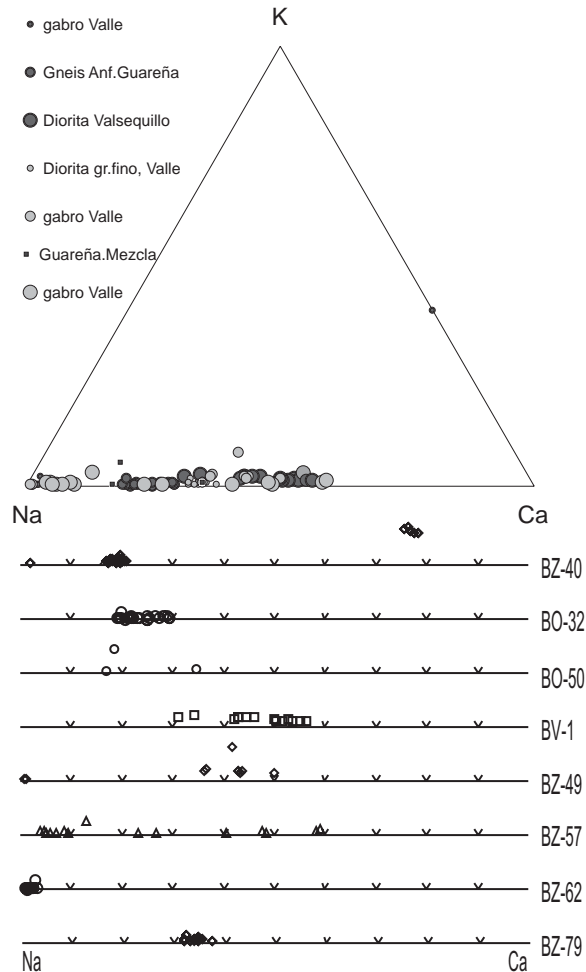


Fig. VI.22.- Diagrama de clasificación de las plagioclasas analizadas An-Ab-Or en conjunto y diferenciadas por láminas.

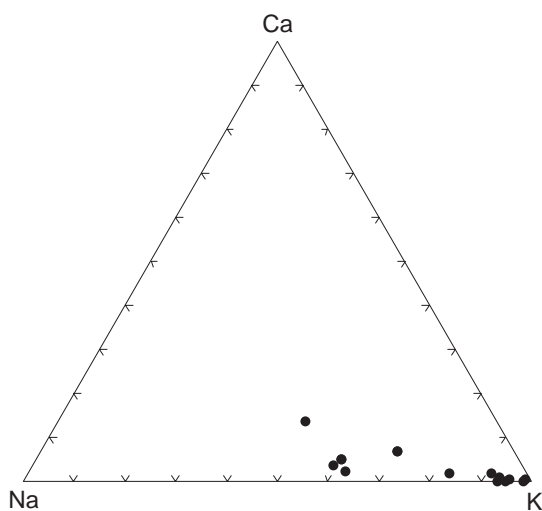


Fig. VI.23.- Diagrama de clasificación de los feldespatos analizados (diagrama Ca-Na-K) de las dioritas de Guareña (BO-50) y de un gabro de Valle de la Serena.

VI.G.3. Plagioclasa.

Las plagioclasas analizadas proceden de las muestras del macizo de Valle de la Serena, Valsequillo y de las granodioritas de mezcla y dioritas del canal del Zújar. La composición química de estas plagioclasas ha sido clasificada en las tablas II.29-II.32 del anexo C de Geoquímica Mineral. La figura VI.22 muestra la distribución de las diferentes composiciones analizadas en el diagrama ternario K-Na-Ca. Los análisis se proyectan en los campos de la albita (albita metamórfica asociada a facies de los esquistos verdes) y en el campo de la oligoclasa, andesina y labradorita (rango composicional de An40-85). Destacan las plagioclasas procedente de un gabro de Valle de la Serena, que muestran composiciones de An80 y contenidos del 10% en feldespato potásico.

A grandes rasgos, excepto los análisis del citado gabro, las plagioclasas analizadas corresponden con soluciones sólidas de albita-anortita relativamente ideales, con contenidos menores del 5% de ortosa.

Los dos grandes grupos de plagioclasas diferenciados corresponden minerales asociados a los procesos de retrogradación en facies de los esquistos verdes (Ab0-10), y el otro gran grupo, mucho más heterogéneo a plagioclasas primarias, asociadas a las mineralogías magmáticas de los gabros y dioritas tratados.

VI.G.4. Feldespato potásico.

Existen feldespatos como minerales primarios en las granodioritas de mezcla que aparecen en el canal del Zújar (Dioritas de Guareña) y como secundarios en el resto de mineralogías básicas de todos los macizos considerados, si bien son minerales muy accesorios y asociados a procesos tardíos, como la retrogradación de plagioclasas primarias junto a albita, con la que da lugar a sustituciones sólidas. La composición química de estos feldespatos ha sido clasificada en la tabla II.33 del anexo C.

Los feldespatos procedentes de las facies de mezcla de magmas de las granodioritas del canal del Zújar poseen una composición química media de  $K_{95}Ab_5$ , si bien algunos de los análisis efectuados muestran una variabilidad más importante, con una composición media que oscila entre  $K_{60-70}Ab_{30-40}$ . Los feldespatos procedentes de un gabro muy retrogradado de Valle de la Serena muestran composiciones variables, con contenidos intermedios entre Ca, K y Na. (Fig.VI.23).

VI.G.5. Biotita.

Se han considerado los análisis con contenidos superiores al 95 % total en peso de óxidos. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre 22 oxígenos y los contenidos en  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$  se han calculado estadística-

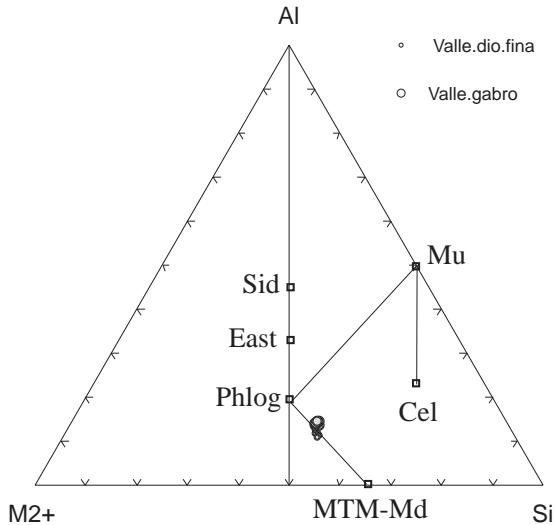


Fig. VI.24.- Proyección de las biotitas de Valle de la Serena en el diagrama Al-M<sup>2+</sup>-Si poniendo de relieve las sustituciones en esta fase mineral (Sid: Siderofilita; Mu: Moscovita; East: Eastonita; Phlog: Flogopita; Cel: Celadonita; MTM: Mica tetrasilícica magnesiánica; Md: Montdiorita).

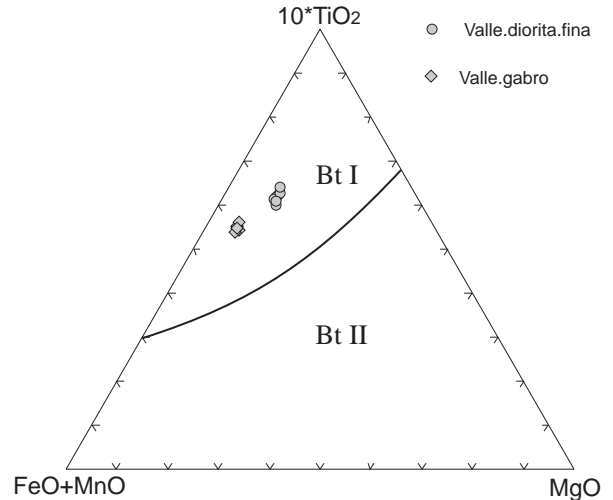


Fig. VI.25.- Diagrama FeO+MnO-MgO-10TiO<sub>2</sub> de Nachit, 1986, usado para discriminar el origen de las biotitas. Bt I: Biotitas primarias. Bt II: Biotitas secundarias. Las biotitas de la muestra del gabro son de origen secundario aunque se proyectan en el campo de biotitas primarias.

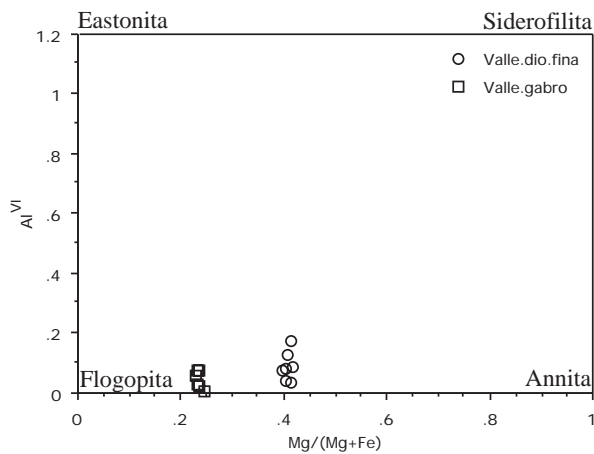


Fig. VI.26.- Proyección de las biotitas analizadas en el diagrama de Al<sup>VI</sup> frente a Mg/(Mg+Fe). Las sustituciones catiónicas que tienen lugar en los tipos de biotitas diferenciados son claramente diferentes.

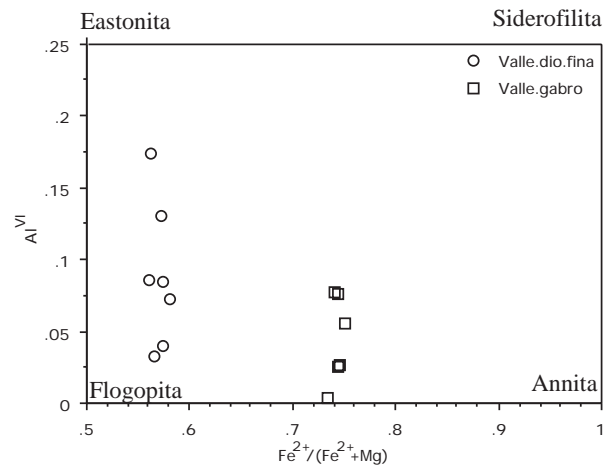


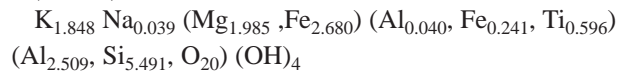
Fig. VI.27.- Proyección de las biotitas analizadas en el diagrama de Al<sup>VI</sup> frente a Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg). Las sustituciones catiónicas que tienen lugar en los tipos de biotitas diferenciados son muy contrastados.

mente (Bruyn et al., 1983). La composición química de estas biotitas ha sido clasificada en la tabla II.28 del anexo C.

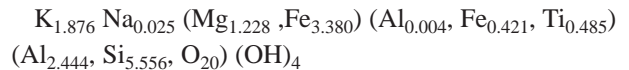
Se han analizado biotitas únicamente en dos muestras de Valle de la Serena. Una de las muestras es una diorita de grano fino con anfíbol y biotita primarias (BZ-79). La otra muestra corresponde con un gabro de grano medio a grueso, sin anfíbol primario y con una paragénesis metamórfica de grado bajo muy desarrollada con biotita, albíta, clinozoisita y anfíbol actinolítico (BZ-40).

La composición media de estas biotitas es:

(BZ-79):



(BZ-40):



La variación química de estas biotitas se explica mediante la solución sólida entre un término intermedio flogopita y annita con otro término intermedio definido por eastonita-siderofilita (Fig. VI.26). Esta variación composicional se explica mediante el intercambio Mg-Fe<sup>2+</sup> y la sustitución tschermakítica (Mg-Fe<sup>2+</sup>+Si<sup>IV</sup> <->



## C.VI.- Materiales paleozoicos

AlIV + AlVI). Si bien la composición de los dos tipos de biotitas son muy similares y ambas se proyectan dentro del campo de las biotitas primarias en el diagrama de Nachit, 1986 de  $\text{FeO}+\text{MnO}-\text{MgO}-10\text{TiO}_2$ , las sustituciones que gobiernan los dos tipos diferenciados muestran sustanciales diferencias (Fig. VI26 y 27). El diagrama Al-M2+-Si (Monier y Robert, 1986; Monier, 1987) se disponen en la recta que une la flogopita con la mica tetrasilícica magnesiana, poniendo de relieve unos campos de estabilidad muy similares para los dos grupos de biotitas analizadas.

## VII. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS DEL DOVPR.

En este apartado se consideran las rocas de edad Tremadoc-Westfaliense. Los materiales paleozoicos que afloran extensamente dentro del DOVPR muestran un metamorfismo regional poco importante, siendo de grado bajo a medio en sectores muy localizados.

Localmente estas rocas están afectadas por el metamorfismo térmico de los cuerpos intrusivos tardihercínicos (Proserpina,...), que da lugar a importantes aureolas de metamorfismo de contacto y que no se consideran en este trabajo por responder a eventos locales.

Los estudios del metamorfismo más relevantes han sido llevados a cabo por Martínez-Poyatos (1997, 2000) quien realiza estudios de la cristalinidad de la illita, moscovita, micas bancas y clorita. Este autor concluye que el metamorfismo de estas rocas se desarrollo en condiciones de anquizona profunda a anquizona-epizona, con variaciones del grado del metamorfismo en los flancos normales e inversos diferenciados.

Apalategui et al., (1988a) cita la presencia de pizarras devónicas con cloritoide, no orientado en el área meridional y occidental de Oliva de Mérida. Gonzalo (1987), con respecto a este mismo mineral cita su presencia en pizarras ordovícicas y considera que es post-fase principal y pre- a sin-fase 2.

Los materiales paleozoicos involucrados en los macizo tectónicos cadomienses del DOVPR, especialmente en los macizo de Valle de la Serena, Palomas y Mérida, desarrollan un metamorfismo sincinemático de grado bajo (facies de los esquistos verdes). Dentro de estos macizos es frecuente encontrar rocas de edad Tremadoc y Devónico involucradas en las bandas de cizalla. Estas rocas, cuarcitas y pizarras, están afectadas por un importante proceso de cizallamiento izquierdo que da lugar a la aparición de Chl-Qtz-Cal-Ep-Opac-Ser- $\text{Ms}\pm\text{Bt}$ .

El metamorfismo de las rocas carboníferas es el propio de la zona de la anquizona media (Martínez-Poyatos, 1997). No obstante de forma local, en los sectores más tectonizados (sectores cabalgados por las rocas del CBBC, en la cuenca del Guadiato) se reconoce paragénesis de clorita-cuarzo-micas bancas que son indicativas de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo.

# *CAPÍTULO VII*

## *CONCLUSIONES GENERALES*



## I. CONCLUSIONES GENERALES

El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR) se sitúa en el sector más septentrional de la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba. En él aflora un zócalo precámbrico similar a las series de igual edad de los sectores meridionales de la ZOM, si bien la secuencia litoestratigráfica y su composición son algo diferentes.

Este trabajo se ha focalizado al estudio litoestratigráfico, petrológico, geoquímico y estructural de las rocas precámbricas, por lo que se han realizado cartografías detalladas de los principales afloramientos de rocas preordovícicas, además del sector de Fuente Obejuna en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC), en las que se ha prestado especial atención a los aspectos estructurales. De igual forma, dado que nos encontramos ante un marco tectónico poliorogénico, se ha realizado un esfuerzo especial para separar las estructuras producidas durante las orogénias Cadomiense y Hercínica.

Los principales afloramientos de rocas precámbricas están constituidos de forma mayoritaria por dioritoides, con cantidades subordinadas de rocas ácidas-intermedias, por lo que se han denominado macizos. Con este término pretende resaltarse el hecho de que, la gran mayoría, se encuentran limitados por accidentes que individualizan cuerpos tectónicos bien diferenciados en cartografía, que, por lo general, corresponden a sigmoides transcurrentes.

Los principales cuerpos estudiados en el DOVPR son de sureste a noroeste: El Hoyo-El Entredicho, Valsequillo, Valle de la Serena, Palomas-Puebla de la Reina, Oliva de Mérida y Mérida. Además se han realizado cortes locales en afloramientos de rocas precámbricas sitas en los extremos sur, Granitoide de El Escribano, y norte, Villar del Rey-La Roca de la Sierra y, dentro del CBBC el sector de Fuente Obejuna.

### 1.A. LITOESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Desde el punto de vista estratigráfico, las rocas más antiguas reconocidas en el DOVPR son una serie de esquistos y metapelitas, con cuarcitas negras, calizas, anfibolitas de afinidad toleítica y metavulcanitas que afloran, de forma fragmentaria, en el sector de Don Álvaro y que pueden correlacionarse con la parte baja de la Serie Negra, definida en el sector de Monesterio como Formación Montemolín. A techo pasa a la Serie Volcanoclástica de Don Alvaro, reconocida de forma exclusiva en el macizo de Mérida, que está constituida por rocas vulcanoclásticas de grano fino, metavulcanitas ácidas y anfibolitas de grano fino, con metasedimentos subordinados. El contacto entre la Serie Negra y las

rocas vulcanoclásticas de Don Álvaro no se ha podido establecer con precisión y ha sido interpretado como un contacto gradual y concordante. Hacia techo se disponen concordantes las Vulcanitas de Oliva de Mérida constituidas por potentes tramos de riolitas masivas, que intercalan cantidades subordinadas de anfibolitas, tobas volcánicas, cineritas, gneises riódacíticos de grano fino y micasquistos con granate y estauroлита. Pese a que han sido diferenciadas en este trabajo, es posible que las dos últimas series, dadas sus similitudes estratigráficas y geoquímicas, correspondan a un único evento magmático y tectónico.

Sobre las unidades volcánicas precedentes, en paso gradual, pero rápido, aparece la serie pelítica del embalse de Alange. Está constituida por una alternancia decimétrica de cuarcitas de grano fino, limolitas y pelitas con abundantes estructuras de plataforma somera, con niveles volcánicos en la base y cuya potencia alcanza varios cientos de metros. Esta serie solo muestra una suave estructuración, previa al emplazamiento del granitoide de Palomas y, en consecuencia, cadomiense.

Las secuencias descritas muestran una historia tectono-sedimentaria común, con claras semejanzas con respecto a las sucesiones precámbricas de los dominios centrales y meridionales de la ZOM y muy diferentes de las series coetáneas de la Zona Centro Ibérica (Complejo Esquisto-Grauváquico; Grupo Domo Extremeño, constituido por rocas flichoides).

La edad absoluta de estas rocas es desconocida, pero se encuentran intruidas por el ortogneis glandular de Valle de la Serena, cuya edad ha sido establecida en  $573 \pm 13$  M.a., y por numerosos dioritoides y rocas básicas, algunos de los cuales tienen edades que oscilan entre 577 y 554 M.a. Si se tiene en cuenta que las edades más antiguas obtenidas sobre rocas de la ZOM son de ca 620 M.a. y que el techo de la Serie Negra ha sido establecido en ca 565 (Schäfer et al., 1992) la edad de estos materiales puede encuadrarse en el intervalo 620-565 M.a. y, por lo tanto, constituyen las rocas más antiguas de la ZOM.

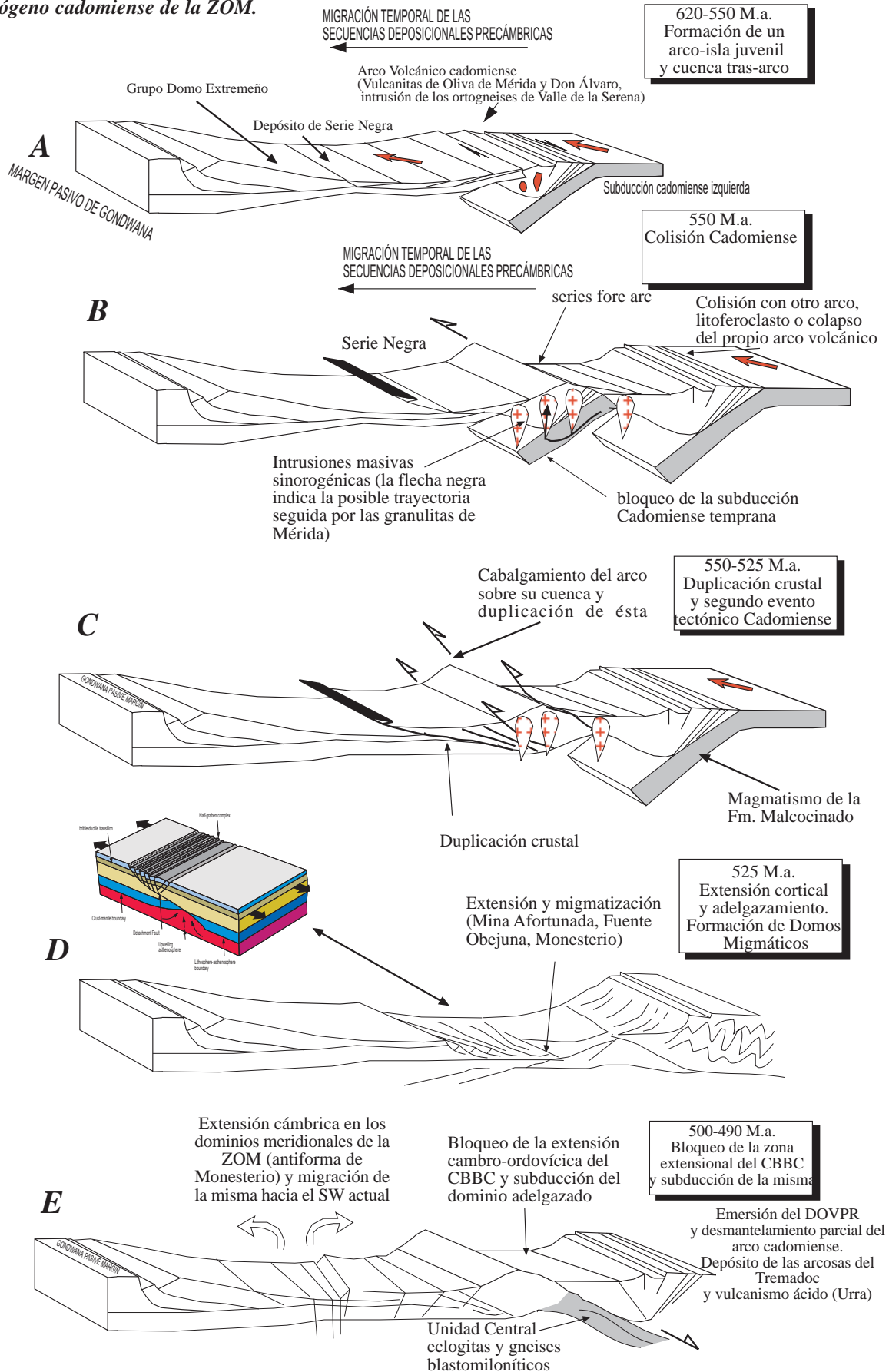
En discordancia angular y cartográfica sobre las unidades precedentes se deposita la Formación Malcocinado. Corresponde a un vulcanismo calcoalcalino bimodal muy desarrollado que intercala calizas mármóreas y potentes pasadas de conglomerados poligénicos que incluyen abundantes cantos de rocas ígneas básicas (similares a los dioritoides de Mérida y Palomas).

Dentro del sector de Fuente Obejuna aflora la Serie Negra similar a la de los sectores meridionales de la ZOM. Dentro de ella se ha diferenciado una zona con asociaciones Sil-Kfs de alto grado y migmatización con desarrollo de diatexitas de composición granodiorítica, similares a la granodiorita de Mina Afortunada. Un accidente extensional de edad precámbrica constituido por una banda de 200-500 m de milonitas y ultramilonitas, desarrolladas esencialmente a partir de las rocas de alto grado, también milonitizadas, lo separa de una zona de bajo grado de Serie Negra sobre la que se encuentra una



C.VII.- Conclusiones

Fig. VIII.1.- Esquema de evolución del orógeno cadomiense de la ZOM.



banda de materiales de la formación Malcocinado.

Discordantes sobre las unidades antedichas aparecen algunos afloramientos dispersos, en los sectores de Alange y Oliva de Mérida, de materiales detríticos de la Formación Torreárboles y de la Formación carbonatada del Cámbrico (calizas de Mérida), similares a las secuencias cámbricas del centro de la ZOM (Fm. Alconera o Calizas de Zafra).

La Formación de El Hoyo está constituida por micasquistos, cuarzoquistos, carbonatos, cuarcitas y arcosas. Aflora en el sector de Fuente Obejuna, en contacto mecánico con un zócalo constituido por dioritoides tipo Mérida (zócalo diorítico-anfibolítico de El Entredicho), anfibolitas con granate rocas migmatíticas pertenecientes a las unidades gneísicas de alto grado del CBBC y que es la primera vez que se cita en esta zona. Es una Formación azoica, de edad controvertida, aunque ha sido correlacionada con las formaciones de La Albariza y Atalaya, que en este trabajo, por correlación regional y estratigrafía, ha sido atribuida al Cámbrico Medio-Superior.

Intrusivos en el zócalo preordovícico aparecen numerosos plutones de naturaleza diorítica, emplazados generalmente en los términos más bajos de dichas series. Se trata de cuerpos máficos que incluyen términos ultramáficos acumulativos con granate, leucotonalitas, granodioritas y algunos granitoides subvolcánicos y microgranitos asociados. Corresponden a materiales relacionados con arcos volcánicos juveniles y características calcoalcalinas (adakítica) y ambiente sin a post-colisional, que definen una alineación casi continua de más de 200 Km entre Mérida y Montoro.

El conjunto diorítico evoluciona por cristalización fraccionada de anfíbol pargasítico (que evoluciona a Mg-hornblenda en las rocas dioríticas y granodiorítica) y de plagioclasa hacia términos leucotonalíticos y granodioríticos subordinados cuantitativamente. Debe reseñarse la presencia de acumulados de anfíbol con relaciones complejas con plagioclasitas, acumulados gabroicos y dioritas leucocráticas con granate, cuyo estudio no se ha desarrollado en este trabajo.

La presencia de paragénesis granulíticas (Grt-Pl-Hbl-Px-Rt) en el complejo acumulativo, afectadas por cizallas izquierdas y texturas ígneas se ha enmarcado en un proceso de subducción, asociado al arco volcánico juvenil deducido (series volcánicas cadomienses del DOVPR), en el que se forman magmas calcoalcalinos muy hidratados que inician la cristalización en profundidad (paragénesis granulíticas) y ascienden con posterioridad a la primera fase cadomiense emplazándose en niveles de corteza media o superior y un ambiente post-colisional transtensivo. Con los datos disponibles no puede descartarse una historia más compleja con subducción de un arco muy joven con magmas adakíticos asociados y exhumación durante la segunda fase cadomiense.

Discordantes sobre las series precámbricas y cuerpos

intrusivos de edad cadomiense aparecen arcosas y conglomerados azoicos de edad Tremadoc, que han sido originados por el desmantelamiento de las unidades subyacentes durante una etapa de arrasamiento de edad Cámbrico Superior-Tremadoc y que incorporan, asimismo, materiales volcánicos ácidos equivalentes a la serie de Urra que aflora en el sector portugués del DOVPR.

Las rocas incluidas en la cobertera paleozoica responden a un comportamiento transcurrente o transtensivo del zócalo en el Ordovícico-Devónico. Tienen grandes semejanzas con las rocas de igual edad del margen meridional de la ZCI (Almadén, Sierra de San Pedro etc.). La cuarcita Armoricana presenta facies más groseras e inmaduras que en la ZCI y su depósito tiene un fuerte control tectónico con importantes variaciones laterales y de potencia y son facies que no aparecen al sur de la Falla de Hornachos, donde el paleozoico muestra peculiaridades propias de la ZOM, con un carácter más parecido a un margen pasivo totalmente estable.

El Carbonífero se deposita con posterioridad a la primera fase de deformación hercínica, con un fuerte control estructural durante el mismo. Se inicia como una cuenca amplia (Pedroches) que al final del Viseense queda compartimentada en cuencas transcurrentes con geometría en relevo y máximo desarrollo en el sector central del DOVPR, coincidiendo con el cambio de vergencias en el zócalo. Se trata de secuencias detríticas y volcanoclásticas, que a techo pasan a series intramontañosas sin a post-tectónicas con niveles de carbón asociados.

## I.B. FASES DE DEFORMACION

Se han reconocido dos etapas orogénicas mayores, cada una de las cuales tiene dos fases de deformación principales, y dan lugar a discordancias regionales.

Las dos primeras fases de deformación se han atribuido a la orogenia cadomiense. La primera está asociada a un evento compresivo con cinemática lateral izquierda que lleva asociado una metamorfismo de grado bajo a medio y que se ha originado por la amalgamación oblicua de un arco volcánico juvenil. En las etapas finales de esta fase tiene lugar el emplazamiento de gran cantidad de rocas plutónicas básicas que incluyen masas de acumulados con paragénesis de alto grado que podrían responder al proceso de subducción previo, y que tiene lugar probablemente en un marco permitido de tipo transtensivo.

La segunda fase cadomiense, reconocida en el sector de Fuente Obejuna (comparable con el sector de Mina Afortunada, Monesterio, etc.) es de carácter extensional y es la responsable de la formación de los domos migmatíticos citados y lleva asociado un metamorfismo de alto grado que se desarrolla con mayor intensidad en el bloque inferior, donde origina diatexitas de composición granodiorítica, que se han interpretado como cuerpos

## C.VII.- Conclusiones

ígneos poco desenraizados.

Este ciclo queda marcado por una discordancia angular y erosiva mayor de las series volcanosedimentarias de la Fm. Malcocinado sobre el zócalo precámbrico del DOVPR. Si bien tradicionalmente esta formación se ha asociado a una fase de deformación cadomiense ligada a un margen continental activo de tipo andino, dentro del DOVPR no se han encontrado evidencias claras de una fase de deformación asociada. La fase Sárdica, atribuida a la discordancia del Ordovícico inferior (Arenig) sobre su substrato, podría representar una etapa de exhumación y arrasamiento originada por el cambio del esquema tectónico con posterioridad a la orogenia cadomiense y ligado. Así, mientras hasta el Cámbrico medio las secuencias litoestratigráficas de los sectores meridionales de la ZOM y del DOVPR son análogas, a partir del Tremadoc el DOVPR pasa a mostrar una clara afinidad sedimentaria con la ZCI. Este cambio conlleva la emersión y erosión del DOVPR y el emplazamiento de cuerpos ígneos alcalinos en alineaciones bien definidas. La alineación más septentrional coincide con la traza de la falla de Hornachos y corresponde a los ortogneises de El Álamo. La segunda, separa la Unidad Central del CBBC del Dominio de Domos Migmáticos e incluye los ortogneises de Minillas, Ribera del Fresno, Aceuchal y Almendralejo, entre otros. La más meridional sigue la traza de la falla de Azuaga, incluyendo todos los ortogneises tipo Higuera de Llerena. Esta evolución puede explicarse en un esquema de rotación del sector meridional de la ZOM con respecto al DOVPR articulado en el CBBC que conduce al emplazamiento del DOVPR entre la ZOM y la ZCI. Este proceso de giro se activa durante el Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior y da lugar a una subducción parcial de las unidades blastomiloníticas del CBBC bajo el dominio de Domos Migmáticos y del DOVPR, dando lugar a un metamorfismo de altas presiones que afecta a las rocas tipo Fm. El Hoyo y a los ortogneises alcalinos citados.

Las fases de deformación variscas están condicionadas por la estructuración previa originada durante la orogenia cadomiense. No obstante la estructuración de la banda de cizalla de Badajoz-Córdoba es el resultado de las fases de deformación variscas.

Se ha reconocido dos estilos de deformación claramente diferenciados para las rocas del DOVPR. Las unidades del zócalo cadomiense están afectadas por una tectónica de strike-slip muy acusada que conduce al cabalgamiento de estas rocas sobre los materiales paleozoicos de la ZCI. Las rocas paleozoicas, a su vez, están afectadas por un estilo estructural definido por pliegues vergentes en las rocas ordovícicas y por pliegues verticales en los materiales devónicos. Las rocas carboníferas, afectadas únicamente por la segunda fase varisca, dan lugar a pliegues verticales, laxos y sin vergencias.

La primera fase varisca se desarrolla en condiciones de metamorfismo de grado bajo en las rocas de zócalo pre-Ordovícico y de grado muy bajo a nulo en las rocas de la

cobertera paleozoica, y sólo de forma puntual alcanza el grado medio en la base de la Fm. El Hoyo. Dentro del zócalo cadomiense esta fase se expresa por una tectónica transcurrente muy intensa que gneisifica y milonitiza de forma variable estas rocas, dando lugar al cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro en el sector más septentrional del DOVPR. Este accidente se ha propuesto como un nuevo límite tectónico entre la ZOM y la ZCI. En las rocas paleozoicas que constituyen la cobertera dan lugar a pliegues vergentes hacia el NE, que se desarrollan especialmente en la Cuarcita Armoricana, la cual constituye uno de los mejores niveles guía para establecer la geometría de la estructura varisca del DOVPR. Esta fase de plegamiento está muy afectada y condicionada por la tectónica de strike-slip cabalgante hacia el NE del zócalo y a escala cartográfica y de foto satélite los trenes de pliegues paleozoicos dibujan estructuras sigmoidales complementarias con las que dibujan, de forma análoga, las rocas del zócalo.

Con posterioridad a la primera fase varisca, datada como Frasnense, tiene lugar un episodio extensional, de edad Carbonífero inferior y que da lugar a la formación de cuencas alargadas articuladas como graben y semi-graben.

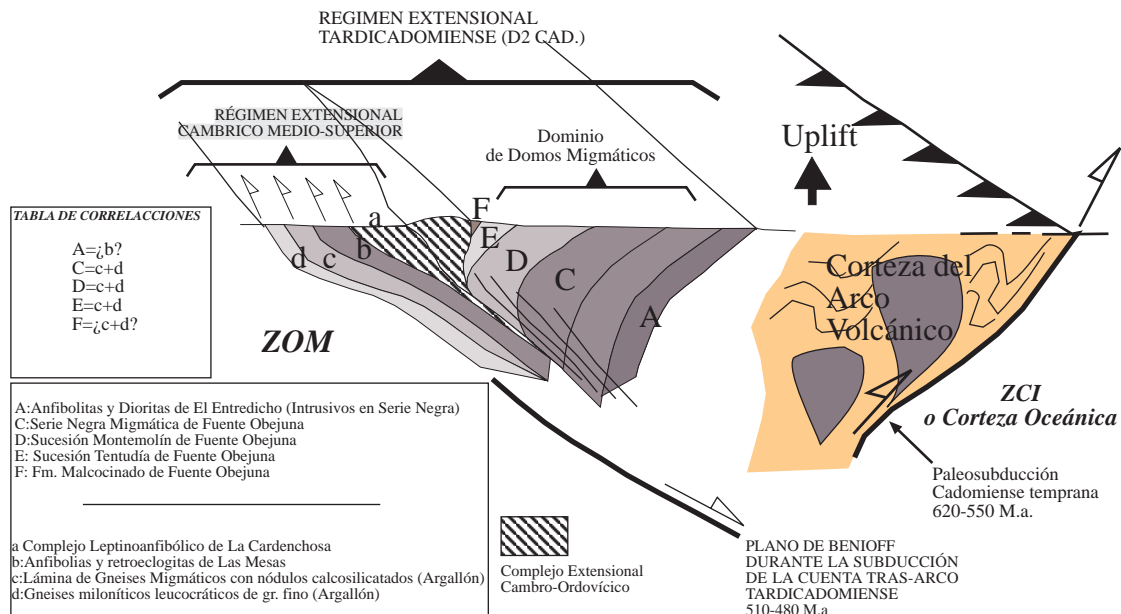
La segunda fase de deformación varisca se expresa como una etapa de crenulación y verticalización generalizada. La tectónica de strike-slip se detiene y las rocas del zócalo precámbrico desarrollan una crenulación variablemente desarrollada, mientras que, en la cobertera paleozoica, las estructuras de primera fase se verticalizan y, localmente desarrollan una crenulación mesoscópica de plano axial subvertical y coincidente con los pliegues desarrollados en los materiales carboníferos.

## I.C. CONDICIONES DE LA DEFORMACION

La primera fase cadomiense tiene lugar en condiciones de metamorfismo de grado bajo a medio y da lugar a una esquistosidad milonítica o foliación gneísica, que está cortada por los cuerpos dioríticos cadomienses.

La segunda fase lleva asociada una deformación milonítica con lineaciones de estiramiento muy penetrativas desarrolladas en condiciones de alto grado en los bordes de los domos anatéticos de alto grado de la Serie Negra (Domo de Fuente Obejuna), pero poco desarrollada en las rocas de grado bajo del bloque superior del mismo sector. En el resto del DOVPR esta fase de deformación no tiene expresión.

La primera fase de deformación varisca se desarrolla en condiciones de los esquistos verdes y muestra una cinemática no coaxial izquierda que da lugar a la deformación plástica del cuarzo y frágil de anfíbol, plagioclasa y feldespato. Las texturas reconocidas son propias de una deformación a temperaturas menores de 500°C típicas de la corteza media, lo que implica que las rocas del



**Fig. VII.2.- Esquema simplificado de la disposición de las principales unidades tectónicas presentes dentro de los dominios septentrionales de la ZOM. Dentro del CBBC se reconocen con claridad dos grandes unidades; una septentrional denominada dominio de domos migmáticos, con vergencias hacia el NE, en el sector de Fuente Obejuna, y otra meridional, con vergencias hacia el SW (sector de arroyo Argallón). A techo del cual se reconoce una secuencia de rocas alcalinas y peralcalinas de edad cambro-ordovícica, asociadas a rocas metasedimentarias afectadas por un metamorfismo de altas presiones.**

zócalo sufren una exhumación de 10-15 Km máximo en la zona septentrional del DOVPR (Cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro).

#### I.D. METAMORFISMO

La primera fase de metamorfismo es sincinemática, de grado bajo a medio y da lugar a paragénesis con Grt-St-Bt. La segunda da lugar a asociaciones de grado alto que alcanzan la isograda Sil-Kfs. En las anfibolitas con Grt-Pl-Hbl-Px de Fuente Obejuna se han obtenido 650-800°C y 7.8-10.9 Kb como condiciones mínimas del metamorfismo asociado a la segunda fase de deformación cadomiense.

En las rocas acumulativas de Mérida que afloran en el Arroyo Albarregas los datos geotermobarométricos indican presiones de 10-12 Kb y 650-800°C, pudiendo observarse zonaciones en los granates que indican un metamorfismo progrado que comienza a 5-6 Kb, si bien no se ha podido realizar un estudio exhaustivo. En cualquier caso, si el zonado responde solo al incremento de P-T la evolución sería compatible con la formación de estas rocas y los magmas que la acompañan en una corteza oceánica que subduce, se deshidrata y funde parcialmente, generando magmas que arrastran fragmentos del residuo granulítico generado.

#### I.E. MARCO GEODINAMICO Y MODELO DE EVOLUCION DE LA ZOM

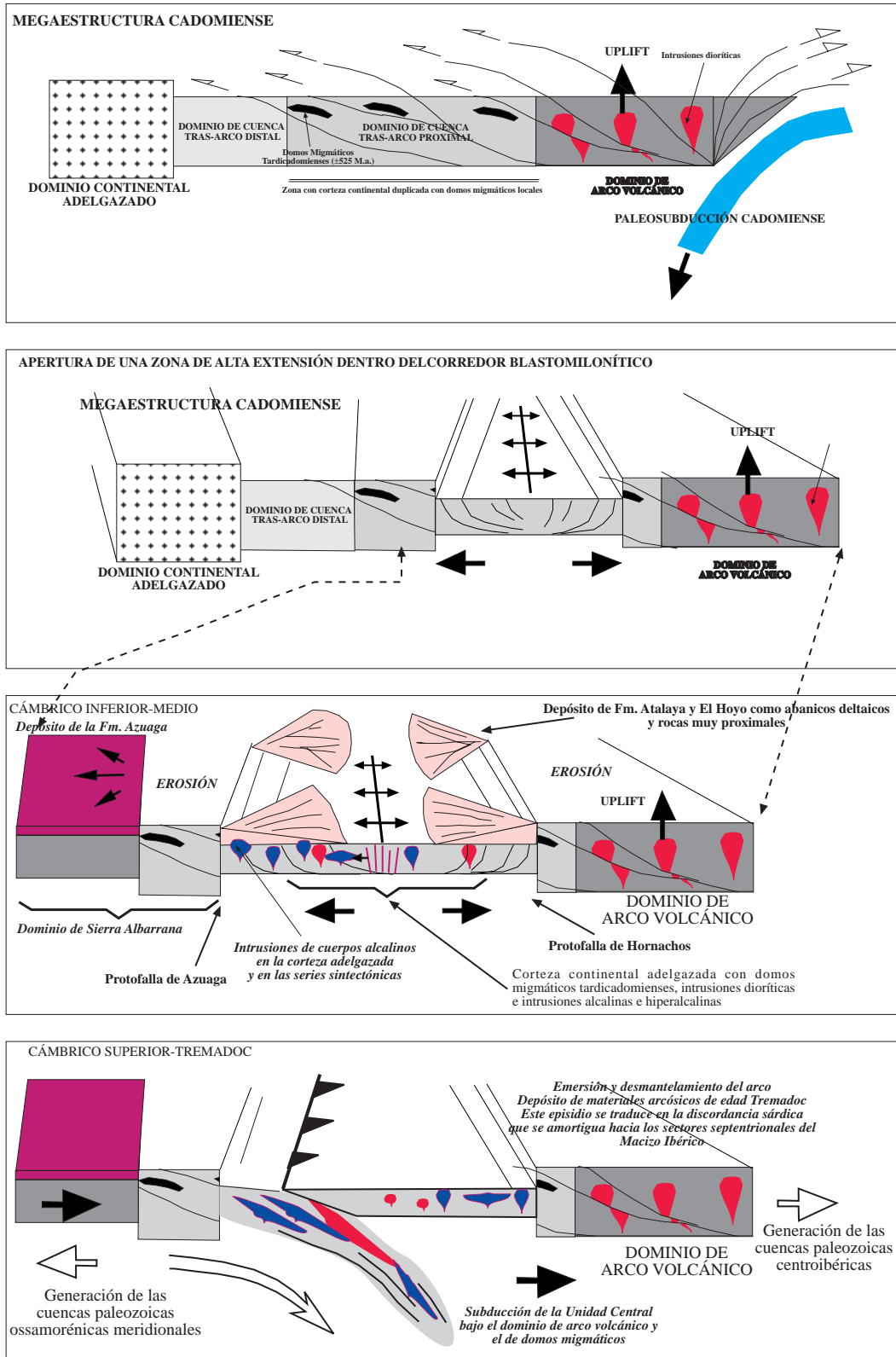
El DOVPR se ha formado en un marco tectónico precámbrico de arco volcánico en el margen occidental de Gondwana análogo al propuesto para otros segmentos del orogeno cadomiense como Bretaña, Bohemia, Avalonia etc, con los que habría constituido un margen convergente activo entre 700 y 450 M.a. El área estudiada representa la zona más externa y juvenil del arco, que está constituido por rocas volcánicas y plutónicas dioríticas a tonalíticas cuyas edades oscilan entre 580 y 550 M.a. Hacia el sur se encuentra una cuenca intraarco de escaso desarrollo y cuyo cierre durante el paleozoico inferior va a dar lugar al CBBC. Más al sur el sector continental del arco constituido por materiales precoces estaría representado por la zona meridional de la ZOM. Finalmente la cuenca tras-arco principal correspondería a la ZCI, rellena con series sinorogénicas que incorporan materiales de la zona antigua del arco (cuarcitas negras retrabajadas).

Por tanto en concordancia con otras interpretaciones propuestas, la evolución de este sector podemos subdividirla en las siguientes etapas:

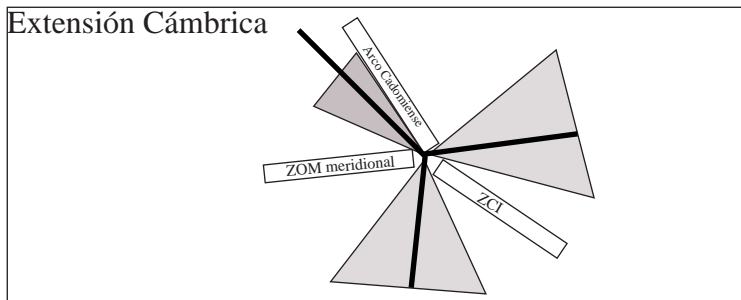
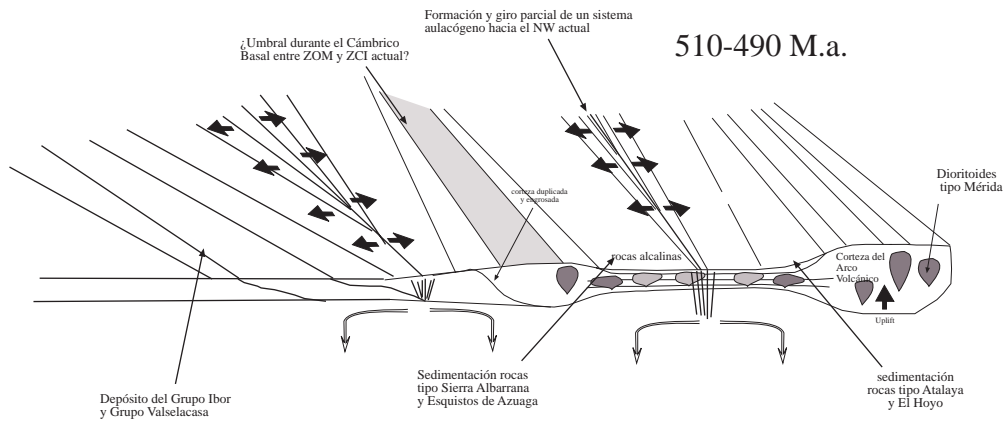
- 1.- Subducción cadomiense y formación del arco cuyo desmantelamiento parcial va a dar lugar al depósito de la Serie Negra de los sectores meridionales de la ZOM.
- 2.- Apertura de la cuenca tras arco que comienza a rellenarse con materiales sinorogénicos procedentes del



C.VII.- Conclusiones



**Fig. VII.3.-Modelo de evolución del CBBC durante el Cámbrico. La Unidad Central, previamente adelgazada durante la segunda fase de deformación cadomiense subduce bajo los dominios septentrionales de la ZOM. esta subducción se asocia a la etapa de emersión y arrasamiento del DOVPR que da lugar a la discordancia sárdica. Con posterioridad a este proceso las rocas subducidas son exhumadas a lo largo del ciclo paleozoico estructurándose en la Unidad Central.**



**Fig. VII.4.- Esquema simplificado de la apertura, casi simultánea de dos sistemas extensionales, uno en el CBBC y otro en los sectores meridionales de la ZOM. El segundo evoluciona has dar lugar a las cuencas sedimentarias paleozoicas y bloquea la extensión del CBBC.**

arco y del continente (¿Gondwana?).

3.- Engrosamiento del arco por colisión (primera fase de deformación cadomiense) y colapso con formación de domos anatéticos (segunda fase de deformación cadomiense).

4.- Etapa final y bloqueo de la subducción con formación de vulcanismo bimodal calcoalcalino (Malcocinado) seguido por la rápida instauración de una plataforma siliciclástica y finalmente carbonatada la cual es generalizada en los dominios meridionales de la ZOM (Antiforoma de Olivenza-Monesterio) y posterior exhumación del DOVPR.

5.- Inicio del proceso de Rifting que se acelera a partir del cámbrico superior y da lugar al inicio del giro de la ZOM respecto al margen de Gondwana, el cual se articula en el CBBC, en donde tiene lugar una subducción parcial de la corteza continental adelgazada durante el proceso de rifting temprano que afecta a este sector. Este episodio de extensión Cámbrica es la responsable de la intrusión de abundantes rocas alcalinas ácidas

(Almendrales, Aceuchal, Las Minillas, El Álamo, Ribera del Fresno,...) y básicas (Los Pocillos, El Cuartel,...)

6.- Progresión del giro que condiciona el cierre y subducción de la cuenca intra-arco y la formación de las vulcanitas de Urrea y arcosas volcanogénicas del Tremadoc en el DOVPR.

7.- Desplazamiento izquierdo del DOVPR que desliza respecto al borde meridional de la ZCI hasta su ubicación actual.

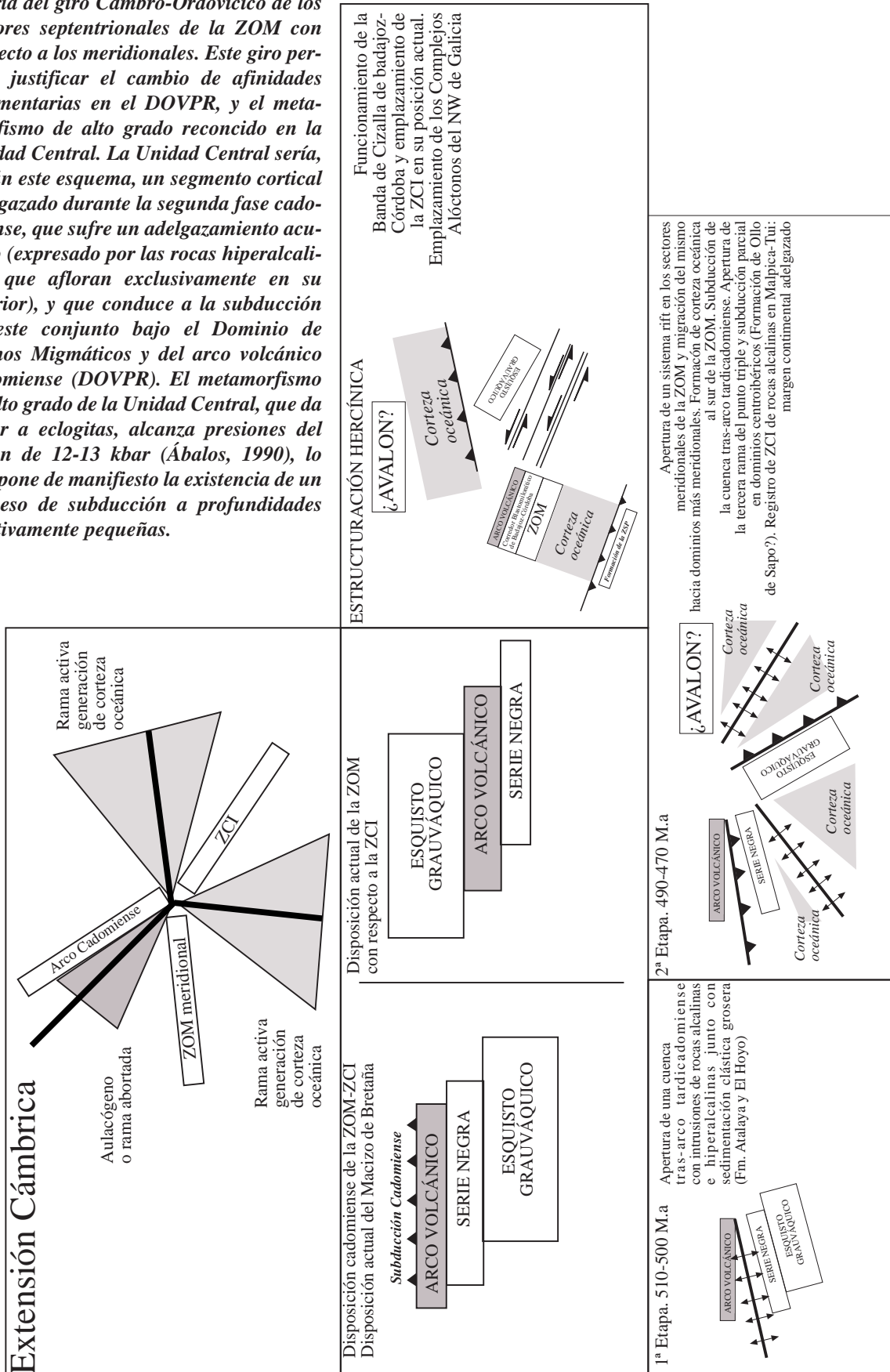
## II. CUESTIONES ABIERTAS

- Caracterización del magmatismo cadomiense y de las rocas acumulativas de Mérida en especial.

- Caracterización del metamorfismo de la primera fase cadomiense.

- Metamorfismo de altas presiones del CBBC y su significado geodinámico y edad.

**Fig. VII.5.- Modelo sintético de la geometría del giro Cambro-Ordovícico de los sectores septentrionales de la ZOM con respecto a los meridionales. Este giro permite justificar el cambio de afinidades sedimentarias en el DOVPR, y el metamorfismo de alto grado reconocido en la Unidad Central. La Unidad Central sería, según este esquema, un segmento cortical adelgazado durante la segunda fase cadomiense, que sufre un adelgazamiento acusado (expresado por las rocas hiperalcalinas que afloran exclusivamente en su interior), y que conduce a la subducción de este conjunto bajo el Dominio de Domo Migmático y del arco volcánico cadomiense (DOVPR). El metamorfismo de alto grado de la Unidad Central, que da lugar a eclogitas, alcanza presiones del orden de 12-13 kbar (Ábalos, 1990), lo que pone de manifiesto la existencia de un proceso de subducción a profundidades relativamente pequeñas.**



# **BIBLIOGRAFÍA**





- Ábalos, B. y Eguíluz, L., 1991: Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 229-249.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L., 1992: The Late Proterozoic suture zone of SW Iberia: a link for the reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican transpressive orogen of the Circum-Atlantic region. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314: 691-698.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L., 1989: Structural analysis of deformed early lineations in black quartzites from the Central Badajoz-Córdoba shear zone (Iberian variscan fold belt). *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (1-2): 95-102.
- Ábalos, B., 1989a: Deformation of pre-hercynian granitic rocks in a transpressive regime (para-autochthonous units of the Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain). *Terra Abstracts*, 1: 382.
- Ábalos, B., 1989b: Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 103-112.
- Ábalos, B., 1990: Cinemática y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-430 pp.
- Ábalos, B., 1992: Variscan shear-zone deformation of the late Precambrian basement in SW Iberia: implications for Circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 14-7: 807-823.
- Ábalos, B., Eguíluz, L. y Apalategui, O., 1989: Unidades tectónicas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. Abstract. XI Reunión de Geología y Minería del NO Peninsular: 19-20.
- Ábalos, B., Eguíluz, L. y Gil Ibarguchi J.I., 1990: Tectonothermal evolution of a pan-African orogenic wedge complex: the eclogite-bearing Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). Abstract. IGCP project 233: Terrales in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens.
- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, I. y Eguíluz, L., 1991: Structural and metamorphic evolution of the Almaden de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South Portuguese zones of the Iberian Variscan fold belt. *Tectonophysics*, 191: 365-387.
- Abatí, J., 2000: Petrología Metamórfica y Geocronología de la unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico). Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 1-200 pp.
- Almarza, J. L., 1996: Petrología y geoquímica de los yacimientos de uranio del sureste de Badajoz. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 1-349 pp.
- Almarza, J., 1976a: Petrología del sector El Álamo-El Vacar. Sierra Morena. Córdoba. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 1-164 pp.
- Almarza, J., 1976b: Unidades precámbricas en el área de Álamo-Campo Alto (Sierra Morena, provincia de Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7: 141-159.
- Alonso-Olazábal, A., Aranguren, A., Carracedo, M. y Larrea, F.J., 1995: Petrología y estructura del plutón de Campanario-La Haba y del stock de Los Berrocales (Badajoz): datos preliminares. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 20: 139-149.
- Alonso, A., Aranguren, A., Carracedo, M. y Larrea, F.J., 1996: Tipología del plutón de Campanario-La Haba: implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, 20: 590-593.
- Alonso Olazábal, A. 2001: Petrología y estructura del plutón de Campanario-La Haba. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-185 pp. (en prep.).
- Álvarez-Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserin, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. y Sole, F.J., 1988: Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. *Congr. Geol. Esp., Comunicaciones*, 1: 19-22.
- Apalategui, O. e Higuera, P., 1983: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 855 (Usagre) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O. y Pérez-Lorente, F., 1983: Nuevos datos en el borde meridional de la zona Centro-Ibérica, El dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stud. Geol. Salmant. XVIII*: 193-200.
- Apalategui, O. y Quesada, C., 1987: Transversal Geológica Zona de Ossa-Morena. Libro-Guía Excursión IGME, Ossa-Morena (Aracena-Zafra). Publ. IGME, Madrid: 1-90.
- Apalategui, O., Borrero, J., Delgado-Quesada, M., Roldán, F.J. y Eguíluz, L., 1985b: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 878 (Azuaga) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Borrero, J., Delgado-Quesada, M., Roldán, F.J. y Sánchez-Carretero, R., 1985c: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Borrero, J., Delgado-Quesada, M., Roldán, F.J. y Eguíluz, L., 1985a: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 879 (Peñarroya-Pueblonuevo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.

## Bibliografía

- Apalategui, O., Borrero, J., Pérez de la Blanca, J.C., Roldán, F.J., Soubrier, J. y Sánchez-Carretero, R., 1985d: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 902 (Adamuz) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Borrero, J.D. e Higuera, P., 1983a: División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geológico-Mineros*, V Reun. G.O.M.: 73-80.
- Apalategui, O., Contreras, F., Jorquera, A., Villalobos, M. y Eguíluz, L., 1988a: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 804 (Oliva de Mérida) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Eguíluz, L. y Quesada, C., 1990: Ossa-Morena Zone: Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 280-292.
- Apalategui, O., Garrote, A., Higuera, P., Odriozola, J.M. y Peón, A., 1983b: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 877 (Llerena) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Higuera, P., Contreras, F., Arriola, A., Garrote, A., Eguíluz, L. y Sánchez-Carretero, R., 1988b: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 830 (Hornachos) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Jorquera, A. y Villalobos, M., 1988c: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 803 (Almendralejo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apalategui, O., Roldán, F.J. y Pérez-Lorente, F., 1985e: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 880 (Espiel) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Apraiz, A., Ortega, L.A. y Eguíluz, L., 1999: Caracterización geoquímica de la granodiorita anatóctica cadomiense del Garrotal (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico). En: J.A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 57-70.
- Apraiz, A., 1998: Geología de los macizos de Lora del Río y Valungo (Zona de Ossa-Morena). Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico. Tesis doctoral, Univ. País Vasco, 1-575 pp.
- Aranguren, A., Alonso Olazábal, A., Carracedo, M. y Larrea, F.J., 1998: La anisotropía de la susceptibilidad magnética en diques de composición ácida e intermedia del complejo filoniano asociado al Batolito de los Pedroches. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 355-368.
- Aranguren, A., Larrea, F.J., Carracedo, M., Cuevas, J. y Tubía, J.M., 1997: The Los Pedroches batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. En: J.L. Bouchez et al. (Eds.): *Granite: From Segregation of Melt to emplacement Fabrics*. Netherlands. Kluwer Academic Publishers, 215-229.
- Araújo, A.A. y Ribeiro, A., 1995: Tangential transpressive strain regime in the Evora-Aracena Domain (Ossa-Morena Zone). *Bol. Geol. Min.*, 106 (2): 111-117.
- Arche, A., 1992: Deltas. En: *Sedimentología*, Vol. I. (Coord. Arche, A.). Ed. Nuevas Tendencias. CSIC. Madrid, 397-493.
- Arenas, R., 1988: Evolución petrológica y geoquímica de la Unidad Alóctona Inferior del Complejo Metamórfico Básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico Parautoctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 1-540 pp.
- Arenas, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquín, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Ortega Girones, E., De Pablo Macia, J.G., Peinado, M. y Rodríguez Fernández, L.R., 1988: Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras os Montes. II Congr. Geol. Esp., Vol. Simposios: 75-84.
- Armengot De Pedro, J., Pérez Domínguez, H., Ramírez, J. y Castelló, R., 1973: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 903 (Montoro) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Arriola, A., Chacón, J., Eraso, A., Eguíluz, L., Garrote, A., Soubrier, R. y Vargas, I., 1983: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 829 (Villafranca de los Barros) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Arriola, A., Eguíluz, L., Fernández Carrasco, J., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R., 1984: Zonación metamórfica en el área de Monesterio-Fuente de Cantos; criterios texturales y mineralógicos. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 8: 17-46.
- Atherton, M.P., 1968: The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contrib. Mineral Petrol.*, 18: 347-371.
- Auvray, B., Charlot, R. y Vidal, Ph., 1980: Données nouvelles sur le protéroïque inférieur du domaine

- nord-armoricain (France): âge et signification. *Can. Jour. Earth Sci.*, 17: 532-538.
- Azcárraga, J., 2000: Evolución tectónica y metamórfica de los mantos inferiores de grado alto y alta presión del complejo de Cabo Ortegal. Serie Nova Terra nº 17. A Coruña. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-338 pp.
- Azor A., González Lodeiro F. y Simancas J.F., 1993: Análisis estructural de los límites septentrional (región de Hornachos) y meridional (Región de Sierra Albarrana) de la banda de alta deformación de Badajoz-Córdoba. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2): 15-21.
- Azor, A., 1994: Evolución Tectonometamórfica del límite entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1-312 pp.
- Azor, A., Bea, F., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F., 1995: Geochronological constraints on the evolution of a suture: the Ossa-Morena / Central Iberian contact (Variscan belt, south-west Iberian Peninsula). *Geol. Rundsch*, 84: 375-383.
- Azor, A., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F., 1992: Structure and Kinematics of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D. y Simancas, F., 1994: regional significance of kilometric-scale north-east vergent recumbent folds associated with east to south-east directed shear on the southern border of the Central Iberian Zone (Hornachos-Oliva region, Variscan Belt, Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau*, 83: 377-387.
- Babaie, H.A., Babaei, A. y Hadizadeh, J., 1991: Initiation of cataclastic flow and development of cataclastic foliation in nonporous quartzites from a natural fault zone. *Tectonophysics*, 200: 67-77.
- Bailey, C.M., 1995: Heterogeneous strain in granitic mylonites from the Rockfish Valley Fault Zone, Central Virginia. *Jour. Geodynamics*, 19-3/4:177-194.
- Bailey, C.M., Simpson, C. y De Paor, D.G., 1994: Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, Central Appalachians. *Jour. Struct. Geol.*, 16-10: 1403-1416.
- Balé, P. y Brun, J.P., 1983: Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint Briec (Massif Armoricaín). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 297: 359-362.
- Balé, P. y Brun, J.P., 1989: Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Jour. Struct. Geol.*, 11: 391-405.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999a: Volcanoclastic series of Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina Domain (Zona de Ossa-Morena Zone, Iberian Massif). XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts*, Cambridge Public., 4 (3): 1005-1006.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999b: The Granitic Belt of the Northern area of the Ossa-Morena Zone. A major feature of the Iberian Cadomian Orogen. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts*, Cambridge Public., 4 (3): 1005.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999c: Deformation of the Mérida Massif (Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, Spain). XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts*, Cambridge Public., 4 (3): 1005.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999d: Deformation in the Valle de la Serena Massif. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts*, Cambridge Public., 4 (3): 1005.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999d: Litoestratigrafía de la Formación El Hoyo (zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico, España). *Geogaceta*, 26: 3-6.
- Bandrés, A. y Eguíluz, L., 1999e: Field Guide: An introduction to the Ossa-Morena Geology. RGOP-XV: 4º day: Recognition of the DOVPR. XV-RGOP. Badajoz.
- Bandrés, A., Eguíluz, L. y Apraiz, A., 2000a: El granito precámbrico de Valsequillo (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico, España). *Geogaceta*, 28: 11-14.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Gonzalo, J.C. y Carracedo, M., 1999b: El Macizo de Mérida, un arco volcánico cadomiense reactivado en el hercínico. *Geogaceta*, 25: 27-30.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Menéndez, M., Ortega, L.A. y Gil Ibarguchi, J.I., 2000b: The Cadomian Massif of Mérida (SW Spain): petrography, geochemistry and geodinamical significance. En: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basement tectonics 15*, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 7.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Menéndez, M., Ortega, L.A. y Gil Ibarguchi, J.I., 2000c: El macizo precámbrico de Mérida (suroeste de España): petrografía, geoquímica, geocronología y significado geodinámico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 25: 159-163.
- Bandrés, A., Ordóñez-Casado, B., Eguíluz, L. y Carracedo, M., 1999a: El complejo ígneo de Valle de la Serena. Características y significado geodinámico. *Geogaceta*, 25: 31-34.
- Barboza, S.A. y Bergantz, G.W., 2000: Metamorphism and Anatexis in the Mafic Complex Contact Aureole, Ivrea Zone, Northern Italy. *J. Petrology*, 41:1307-1327.
- Bard, J.P., 1969: Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Tesis Doctoral, USTI, Montpellier, 1-397 pp.



- Bard, J.P., 1970: Composition of hornblenses formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Arcana Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Mineral Petrol.*, 28: 117-134.
- Bard, J.P., 1971: Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique: comparaison de la variabilité des caracteres géotectoniques de ces zones avec les orogènes orthotectoniques. *Bol. Geol. Min., España*, 82: 324-345.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, Ph. y Ribeiro, A., 1980: La Chaîne Hercynienne d'Europe occidentale en termes de Tectonique des Plaques. En: *Géologie de l'Europe, du Précambrien aux basins sédimentaires post-Hercyniennes*. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 108: 233-246.
- Bard, J.P., Capdevila, R. y Matte, Ph., 1971: La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. *Publ. Inst. Fr. Pétrole*, 22: I.4.1-I.4.67.
- Barriga, F.A.S., 1990: Metallogénesis in the Iberian Pyrite Belt. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 368-379.
- Bastida, F., 1981: La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trab. Geol., Univ. de Oviedo*, 11: 35-54.
- Bastida, F., Marquínez, J., Pérez-Estaun, A. y Pulgar, J.A., 1984: II Seminario de esquistosidades, tipos y mecanismos de formación. *Ciclo de Seminarios de Geología Estructural, Lluarca. Div. Geol. IGME*, 1-96.
- Batchelor, R.A. y Bowden, P., 1985: Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- Bea, F., Fertshtater, G., Montero, P., Smirnov, V. y ZinKova, E., 1997: Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen. *Tectonophysics*, 276: 103-116.
- Beach, A., 1980: Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 257-263.
- Bell, T.H. y Hammond, T., 1984: On the internal geometry of mylonite zones. *Jour. Geol.*, 92: 667-686.
- Berman, R.G. y Brown, T.H., 1987: GEO-CALC: software for calculation and display of P-T-X phase diagrams. *Amer. Miner.*, 72: 861-862.
- Berman, R.G., 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Mineral.*, 29: 833-855.
- Berman, R.G., Aranovich, L.Y. y Pattison, D.R.M., 1995: Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange: II. Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 30-42.
- Bialek, D., 1999: Chemical changes associated with deformation of granites under greenschist facies conditions: the example of the Zawidów Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). *Tectonophysics*, 303: 251-261.
- Bigoggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A. y Vezzoli, L., 1995: The Cerro Mecenas volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *GSA Bulletin*, 107-9: 1108-1122.
- Blacic, J.D., 1975: Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27: 271-294.
- Bladier, V., 1974: Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne Herynienne Sud-Ibérique á l'ouest d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques –classification –interpretation. Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, 1-97 pp.
- Blatrix, P. y Burg, J.P., 1981: 40Ar-40Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Mineral. M.*, 10: 470-478.
- Blundy, J.D. y Holland, T.J.B., 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral Petrol.*, 104: 208-224.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T y Rochette, P., 1990: Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184: 157-171.
- Bouyx, E., 1961: Au sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 27: 64-66.
- Bouyx, E., 1970: Contribution a l' étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73: 1-263.
- Brasier, M.D., 1980: The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies in western Europe. *Jour. Geol. Soc. London*, 137: 695-703.
- Brown, E.H., Berman, R.G. y Perkins, E.H., 1988: GEO-CALC: software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computer Geosci.*, 14: 279-289.
- Brown, M., 1994: The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Reviews*, 36: 83-130.
- Brown, M., Power, G.M., Topley, C.G. y D'Lemos, B.S.,

- 1990: Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. In: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 81-213.
- Brown, M., Power, G.M., Topley, C.G. y D'Lemos, B.S., 1990: Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 181-213.
- Bruyn, H., Westuizen, W. y Schoth, E., 1983: The stimulation of FeO, F y H<sub>2</sub>O by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe analysis*, 1: 339-313.
- Brun, J.P. y Martin, H., 1978: Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatique: le massif de Saint Maló (France). *Bull. Soc. Geol. France*, 7-20: 91-101.
- Brun, J.P. y Balé, P., 1990: Cadomian tectonics in northern Brittany. D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. & Topley, C.G. (Eds.): *The Cadomian orogeny*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 51: 95-114.
- Brun, J.P., 1977: La zonation structurales des dômes gneissiques. Un exemple: le Massif de Saint Maló (Massif Armoricain, France). *Can. Jour. Earth Sci.*, 14: 1697-1707.
- Burg, J.P. y Laurent, Ph., 1978: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47: 15-42.
- Burg, J.P., Balé, P., Brun, J.P. y Girardeau, J., 1987: Stretching lineations and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodinámica Acta*, 1: 71-81.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. y Ribeiro, A., 1981: Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 15-42.
- Bürgmann, R. y Pollard, D.P., 1994: Strain accommodation about strike-slip fault discontinuities in granitic rock under brittle-to-ductile conditions. *Jour. Struct. Geol.*, 16-2: 1655-1674.
- Burgos, J.C. y Pascual, E., 1976: El stock básico del Norte de Villaviciosa de Córdoba (Complejo Los Ojuelos-La Coronada). *Sierra Morena (España)*. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7: 69-122.
- Bushman, B., Jonas, P., Elicki, O., Linnemann, U. y Nasdala, L., 1999: Reconstruction of the Cadomian Foldbelt: outer marginal setting of the terminal Neoproterozoic to Early Cambrian at the NE of the Bohemian Massif and tectonostratigraphic relations to Central and Western European Cadomian terranes. In: *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain. Gámez-Vintaned, J. A., Eguíluz, L. y Palacios, T., (Eds.), 71-73.
- Cabanis, B. y Lecolle, M., 1989: Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309: 2023-2029.
- Cabanis, B., Chantraine, J. y Rabu, D., 1987: Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the northern Armorican Massif (France). Implications for geodynamic evolution during the cadomian. En: T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale y D. Rickard (Eds.): *Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 33: 525-539.
- Calvez, J.Y. y Vidal, P., 1978: Two billion year old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 395-399.
- Capdevila, R., 1969: Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord oriental (NW de l'Espagne). Thesis Univ. Montpellier, 1-485 pp.
- Capdevila, R., Matte, Ph. y Paredes, J., 1971: La nature du précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena Centrale (Sud de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273: 1359-1362.
- Carreras, J., 1985: Zonas de cizalla y milonitas en la península de Cap de Creus. III. Seminario sobre bandas miloníticas y zonas de cizalla. Ciclo de Seminarios de Geología Estructural. Rodríguez-Fernández, R. (Coord.). IGME, 1-45.
- Carrington da Costa, J., 1950: Noticia sobre una carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 1-28 pp.
- Carvalhosa, B.A., 1965: Contribuição para o conhecimento geológico da regiao entre Portel y Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 11: 1-130.
- Castillo, P.R., Janney, P.E. y Solidum, R.U., 1999: Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134: 33-51.
- Castro, A., De La Rosa, A.D., Fernández, C. y Moreno-Ventas, I., 1995: Unstable flow, magma mixing and magma-rock deformation in a deep-seated conduit: the Gil-Márquez Complex, south-west Spain. *Geol. Rundschau*, 84: 359-374.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De La Rosa, J.D., 1990a: Implicaciones de los enclaves máficos microgranulares en la petrogénesis de los granitoides calcoalcalinos hercínicos. *Geogaceta*, 8: 13-16.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De La Rosa, J.D., 1990b: Microgranular enclaves as indicator of hybridization processes in granitoid rocks. Hercynian belt, Spain. W. Pitcher's Special Issue. *Geol. Jour.*, 25: 391-404.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De La Rosa J.D., 1994: Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico. *Bol. Geol. Min.*, 105-3: 285-305.

## Bibliografía

- Castro, A., 1987: Implicaciones de la Zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la cadena hercínica europea. *Estudios Geol.* 43: 249-260.
- Castro, A., 1988: Los granitoides deformados de la banda del Guadalmez (La Serena, Badajoz). En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López y M.D. Rodríguez (Eds.): *Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a García Figuerola*, 413-426.
- Castro, A., 1990: Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2): 7-21.
- Castro, A., Quesada, C. y Munha, J., 1987: Metamorphic regime in the Beja-Acebuches ophiolite (SW Iberia).- In "Tectonothermal evolution of the West African Orogens and Circum-Atlantic terranes linkages". Nouakchott, Mauritania, December 8-11. Abstracts.
- Cawthorn, R.G. y Collerson, K.D., 1974: The recalculation of pyroxenes end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Miner.*, 59: 1203-1208.
- Cogné, J., 1990: The Cadomian orogeny and its influence on the variscan evolution of western Europe. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 305-311.
- Coleman, J.C. y Wright, L.D., 1970: Modern river deltas: variability processes and sand bodies. En *Deltas, Models for exploration*. Broussard (Ed.). *Houston Geol. Soc.*, 90-149.
- Contreras Vázquez, F., Apalategui, O., Flores, P., Gabaldón, V. y Fernández, J., 1989: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 nº 857 (Valsequillo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Correia, J.M., 1994: Litoestratigrafía e tectónica do Grupo das Beiras (Complejo Xisto-Grauváquico (CXG)), entre o rio Piñsul e rio Erges, Beira Baixa (Portugal). *Bol. Geol. Min.*, 105-6: 521-530.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979: The interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin. Londres, 1-450 pp.
- Cózar, P. y Rodríguez, S., 2000: Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Visense Superior de Sierra Boyera (Área del Guadiato, SO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 91-104.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M., 1991: The Boundary between the Ossa-Morena and Southportuguese Zones (Southern Iberian Massif): a major suture in the European Hercynian Chain. *Geol. Rundschau*, 80/3: 691-702.
- Crespo-Blanc, A., 1987: El Macizo de Aracena (Macizo Ibérico Meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos. *Bol. Geol. Min. España*, 98: 507-515.
- Crespo-Blanc, A., 1989: Evolución tectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Arcana y Arroche (Macizo Ibérico Meridional: un contacto mayor en la cadena hercínica europea. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 1-560 pp.
- Crespo-Blanc, A., 1992: Structure and Kinematics of a sinistral transpressive suture between the Ossa-Morena and the South Portuguese Zones, South Iberian Massif. *Jour. Geol. Soc.*, 149: 401-411.
- Cuesta, A., 1989: Petrología granítica del plutón de Caldas de Reyes (Pontevedra, España). Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 1-363 pp.
- Chacón, J., 1979: Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1-728 pp.
- Chacón, J., Delgado-Quesada, M. y Garrote, A., 1974: Sobre la existencia de diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, 85: 713-717.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. y Oliveira, J.T., 1983: La estructura de la Zona de Ossa-Morena. En: Libro Jubilar J.M. Ríos: *Geología de España*. Publ. IGME: 490-504.
- Chakraborty, S. y Ganguly, G., 1991: Compositional zoning and cation diffusion in garnets. En: J. Ganguly (Ed.): *Diffusion, Atomic Ordering and Mass Transport: Selected Problems in Geochemistry*. Springer-Verlag, New York, 1-357 pp.
- Chantraine, J. y Chauvel, J.J., 1999: L'orogène cadomien dans l'ouest de la France. En: J. A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 76-79.
- Chantraine, J., Chauvel, J.J., Balé, P., Denis, E. y Rabu, D., 1988: Le Brioverien (Proterozoic supérieur á terminal) et l'orogénese cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. Geol. France*, 8-4: 815-829.
- Chester, F.M., Friedman, M. y Logan, J.M., 1985: Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, 111: 139-146.
- Christiansen, P.P. y Pollard, D.D., 1997: Nucleation, growth and structural development of mylonitic shear zones in granitic rock. *Jour. Struct. Geol.*, 19-9: 1159-1172.
- D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., (Eds.), 1990: The cadomian orogeny in the North Armorican Massif. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51: 3-12.

- Dabrio, C. J., 1992: Plataformas siliciclásticas. En: *Sedimentología*, Vol. I. (Coord. Arche, A.). Ed. Nuevas Tendencias. CSIC. Madrid, 495-453.
- Dallmeyer, R.D., Strachan, R.A. y D'Lemos, R.S., 1991: Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint Brieuc (North Brittany, France): evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages. *Can. Jour. Earth Sci.*, 28: 762-773.
- Dallmeyer, R.D. y Martínez-García, E., 1990: Introduction to the Iberian Pre-Mesozoic Geology. En: R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg.
- Dallmeyer, R.D. y Quesada, C., 1989: Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southeast Iberia). *Terra Abstracts*, 1: 366.
- Dallmeyer, R.D. y Quesada, C., 1992: Cadomian v.s. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- Dallmeyer, R.D., D' Lemos, R.S., Strachan, R.A. y Mueller, P.A., 1991: Tectonothermal chronology of early Cadomian arc development in Guernsey and Sark, Channel Islands. *Jour. Geol. Soc.*, 148: 691-702.
- Dallmeyer, R.D., Fonseca, P.E., Quesada, C. y Ribeiro, A., 1993:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics*, 222: 177-194.
- De La Roche, H. y Leterrier, J., 1973: Trasposition du tetraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de clasificación des roches basaltique. *C.R. Acad. Sci. París*, 276: 3115-3118.
- Debon, D. y Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of plutonics rocks and associations. *Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences*, 73: 135-197.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. y Stewart, R.H., 1992: The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Jour. Geol. Soc. London*, 149: 569-579.
- Delgado Quesada, M., Liñán, E., Pascual, E. y Pérez-Lorente, F., 1977: Criterios para la diferenciación de dominios en la Sierra Morena Central. *Studia Geol. Salmanticensia*, 12: 75-99.
- Delgado-Quesada, M., 1971: Esquema geológico de la Hoja número 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82: 277-286.
- Delgado-Quesada, M., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R., 1985: El magmatismo de la Alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental (Zona de Ossa-Morena). *Temas Geol. Min.*, 7: 41-64.
- Dell'Angelo, L.N., Tullis, J. y Yund, R.A., 1987: Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, 139: 325-332.
- Días, R. y Ribeiro, A., 1994: Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Jour. Struct. Geol.*, 16-11: 1543-1554.
- Díaz Azpiroz, M., 2000: Evolución tectonometamórfica del Dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena. Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 1-556 pp.
- Díaz García, F. 1993: Análisis comparativo de la foliación regional y estructuras asociadas en el Dominio de Santiago y su autóctono relativo (Galicia, NW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 105-114.
- Díez-Balda, M.A., Vegas, R y González Lodeiro, F., 1990: Centroiberian Zone: Structure. En: R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 172-188.
- Dissler, E., Doré, F., Duprey, L., Gresselin, F. y Le Gall, J., 1988: L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Geol. France*, (8) 4: 801-814.
- Donaire, T., 1995: Petrología y geoquímica de rocas granitoides y enclaves asociados del batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico). Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 1-232 pp.
- Dorendorf, F., Wiechert, U. y Worner, G., 2000: Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Letters*, 175: 69-86.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z. y Zulauf, G., 1998: U-Pb zircon ages and structural development of meta-granitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geol. Rundschau*, 87: 1-15.
- Dostal, S., Keppie, J.D., Cousens, B.L., Murphy, J.B., 1996: 550-580 M.a. Magmatism in Cape Breton Island (Nova Scotia, Canada): the product of NW-dipping subduction during the final stage of amalgamation of Gondwana. *Precamb. Res.*, 76 (1-2): 93-113.
- Dupret, L., Dissler, F., Doré, F., Gresselin, F. y Le Gall, J., 1990: Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). En D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (Eds.): *The Cadomian orogeny*, *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 51: 115-131.
- Eckert, J.O., Newton, R.C. y Kleppa, O.J., 1991: The AH reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, 76: 148-160.
- Eguíluz, L. y Ábalos, B., 1992: Tectonic setting of



- Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). *Precamb. Res.*, 56: 113-136.
- Eguíluz, L. y Quesada, C., 1980: La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz): nota preliminar. *Temas Geol. Min.*, 1: 123-141.
- Eguíluz, L. y Ramón-Lluch, R., 1983: La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena. *Stud. Geol. Salmant.*, 18: 171-192.
- Eguíluz, L., 1988: Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-694 pp.
- Eguíluz, L., Ábalos, B. y Ortega, L.A., 1990: Anfibolitas proterozoicas del sector Central de la Zona de Ossa-Morena. *Geoquímica e implicaciones geodinámicas. Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 119-131.
- Eguíluz, L., Ábalos, B. y Ramón-Lluch, R., 1989: El cabalgamiento de Monesterio (Zona de Ossa-Morena). Microestructuras e implicaciones geodinámicas. Abstract. XI Reunión de Geología y Minería del NO Peninsular, 14-15.
- Eguíluz, L., Apraiz, A. y Ábalos, B., 1997: Metamorfismo cadomiense en el sector español de la Zona de Ossa Morena. *Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves (Araújo, A. A. y Pereira, M. F. Eds.)*. Univ. Evora, 91-118.
- Eguíluz, L., Apraiz, A., Ábalos, B. y Martínez-Torres, L., 1995: Evolution de la zone d'Ossa-Morena (Espagne) au cours du Proterozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Géologie de la France*, 3: 35-47.
- Eguíluz, L., Apraiz, A., Martínez-Torres, L.M. y Palacios, T., 1997c: Estructura del sector de Zafra: implicaciones en la subdivisión de unidades cámbricas de la Zona de Ossa-Morena (ZOM). *Geogaceta*, 22: 59-62.
- Eguíluz, L., Carracedo, M., Apraiz, A. y Bandrés, A., 1999a: The orogenic late cadomian vulcanism in the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Massif). XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts, Cambridge Public.*, 4 (3): 1008.
- Eguíluz, L., Casas, A., Bandrés, A. y Pinto, V., 1999b: Alegrete-San Pedro de Mérida Thrust, the limit between Ossa-Morena and Central Iberian Zones. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts, Cambridge Public.*, 4 (3): 1009.
- Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. y Apraiz, A., 2000: Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bull.*, 112: 1398-1413.
- Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. y Bandrés, A., 1999e: Cadomian-Variscan orogenic evolution of the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts, Cambridge Public.*, 4 (3): 1009.
- Eguíluz, L., Martínez-Torres, L.M., Apraiz, A. y Ábalos, B., 1993: La zona de Ossa-Morena. Evolución y relaciones del sector central y Corredor Blastomilonítico en el área española. XII RGOP. Mérida. *Guía de las Excursiones*.
- Eguíluz, L., Ordóñez-Casado, B., Gil Ibarguchi, J.I., Apraiz, A. y Ábalos, B., 1999c: Superposición de ciclos orogénicos: el ejemplo de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Libro Homenaje al profesor Truyols. *Trabajos de Geología. Univ. Oviedo*, 21: 79-96.
- Eguíluz, L., Ortega, L.A. y Bandrés, A., 1999d: Anatexis of quartz pellitic rocks during Cadomian orogeny in the Ossa-Morena zone. Examples of Monesterio, Mina Afortunada and related cores. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts, Cambridge Public.*, 4 (3): 1009.
- Eguíluz, L., Ortega-Cuesta, L.A. y Apraiz, A., 1997: Cadomian anatectic granitoids of the Monesterio Antiform (Ossa-Morena Zone, SW Spain). Origen and correlations. *EUG 9, Abstract book*, 463.
- Erdmer, Ph., 1985: An examination of the cataclastic fabrics and structures of parts of Nisuttin, Anvil and Simpson allochthons, central Yukon: test of the arc-continent collision model. *Jour. Struct. Geol.*, 7: 57-72.
- Etchecopar, A., 1974: A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39: 121-139.
- Etchecopar, A., 1974: Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par eciasement et cisaillement. Tesis Doctoral, Univ. de Nantes, 135pp.
- Evans, J.P., 1988: Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Jour. Struct. Geol.*, 10-5: 437-443.
- Evans, J.P., 1990: Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks. En: R. J. Knipe y E. H. Rutter (Eds.): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54: 29-39.
- Evensen, M.M., Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K., 1978: Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Expósito, I., Martínez-Poyatos, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. y Azor, A., 1999: Geometry and Kinematics of the Variscan evolution on both sides of the Ossa-Morena/Central Iberian Boundary. XV RGOP-99, Badajoz. *Jour. Conf. Abstracts, Cambridge Public.*, 4 (3): 1011.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquín, J., Martín Parra, L.M., Martínez

- Catalán, J.R., De Pablo Macía, J.G. y Rodríguez Fernández, L.R., 1987: Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Mem. Fac. Cienc., Univ. Porto, 1: 411-431.
- Febrel, T., 1963: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 nº 857 (Valsequillo) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Fedonkin, M., Liñán, E. y Perejón, A., 1983: Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 81 (1-2): 125-138.
- Fernández Caliani, J.C., Galán, E. y Liso, M.J., 1996: Mineralogía, geoquímica y evolución diagenética de los materiales carbonatados del área de Mérida (Badajoz). Estudios Geol., 52 (1-2):3-9.
- Fernández Caliani, J.C., 1996: Geología, mineralogía y génesis de las mineralizaciones de wollastonita de Mérida. Tesis doctoral, Univ. Sevilla, 1-255.
- Fernández, C. y Castro, A., 1999: Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust. The example of the Central Extremadura batholith, Spain. Jour. Struct. Geol., 21: 1143-1149.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Jackson, S.E., (1998): Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (Northern Spain): their bearing on the Cadomian-Avalonian evolution of northwest Iberia. Can. Jour. Earth Sci., 35: 1-15.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A. y Tubrett, M.N., 2000: New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. Precamb. Res., 102: 185-206.
- FitzGerald, J.D. y Stünitz, H., 1993: Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: Reactions and grain size reduction. Tectonophysics, 221: 269-297.
- Floyd, P.A. y Winchester, J.A., 1983: Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope amphibolite suite, Scotland. Chem. Geol., 39: 1-15.
- Floyd, P.A. y Winchester, J.A., 1975: Magma tipe and tectonic setting discriminations using immobile elements. Earth. Planet. Sci. Lett., 27: 211-218.
- Fonseca, P. y Ribeiro, A., 1993: Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. Geol. Rundschau, 82: 440-447.
- Franke, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. En: R.D. Dallmeyer (Ed.): Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Geol. Soc. Amer. Spec., 230: 67-90.
- Fricke, W., 1941: Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis Doctoral, Universidad de Berlín, 1-91 pp.
- Gabalión, V., Garrote, A. y Quesada, C., 1983: Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la zona de Ossa-Morena. V Reunión del G.O.M., 101-134. IGME.
- Galán, E., Liso, M.J., Hernández, M.J. y Fernández-Caliani, J.C., 1993: El contexto geológico de las mineralizaciones de wollastonita de Mérida (Extremadura). Bol. Soc. Esp. Min., 16-1: 51-52.
- Galindo, C., Portugal Ferreira, M.R., Casquet, C. y Priem, H.N.A., 1990: Dataciones Rb-Sr en el complejo plutónico de Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). Geogaceta, 8: 7-10.
- Galindo, C., Muñoz, M. y Casquet, C., 1991: El enjambre filoniano básico intrusivo en el Complejo plutónico Táliga-Barcarrota (Ossa-Morena, Badajoz). Geogaceta, 10: 87-90.
- Gama Pereira, L.C., 1987: Tipologia e evoluçao sa sutura entre a ZCI e a ZOM, nos sectores de Alviázere e de Figueiró dos Vinhos. Tesis Doctoral, Univ. Coimbra, 1-331 pp.
- Gapais, D., 1989: Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. Geology, 17: 1144-1147.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y. y Marquer, D., 1987: Bulk kymematics from shear zone patterns: some field examples. Jour. Struct. Geol., 9: 635-646.
- García Guinea, J. y Martínez Frías, J., 1992: Materiales Gemológicos Españoles (659-661). En: García Guinea y Martínez Frías (Eds.): Recursos Minerales de España. CSIC. Madrid, 1-1448 pp.
- García Guinea, J. y Galán, E., 1986: Caracterización mineralógica de algunos topacios españoles. Bol. Soc. Esp. Min., 9: 263-271.
- García Guinea, J., Liso, M.J. y Galán, E., 1978: Estudio de los topacios de Valle de la Serena (Badajoz). Estudios Geol., 34: 139-142.
- García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. y Priem, H.N.A., 1985: Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. Geol. Rundschau, 77/2: 379-384.
- García-Casquero, J.L., Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M. y Chacón, J., 1988: Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. Geol. Rundschau, 77/2: 483-489.
- García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. y Priem, H.N.A., 1985: Rb-Sr evidence for presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. Geol. Rundschau, 74: 379-384.
- Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R., 1983: Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero Inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-

## Bibliografía

- Morena). Com. Serv. Geol. Portugal, 69(2): 249-257.
- Garrote, A., 1976: Asociaciones minerales del Núcleo Metamórfico de Sierra Albarrana (Córdoba). Sierra Morena Central. Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82: 17-39.
- Gebauer, D. y Friedl, G., 1993: A 1.38 Ga protholith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone) of the Southern Bohemian Massif. NE- Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. Eur. Jour. Mineral., 5: 115.
- Getty, S.R., Selverstone, J., Wernicke, B.P., Jacobsen, S.B., Aliberti, E. y Lux, D.R., 1993: Sm-Nd dating of multiple garnet growth events in an arc-continent collision zone, northwestern U.S. Cordillera. Contrib. Mineral Petrol., 115: 45-57.
- Ghent, E.D., 1976: Plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz: a potential geobarometer- geothermometer. Amer. Miner., 61: 710-714.
- Ghosh, D.K., 1995: Nd-Sr isotopic constraints on the interactions of the Intermontane Superterrane with the western edge of North America in the southern Canadian Cordillera. Can. J. Earth. Sci. 32; 1740-1758.
- Gibbons, W. y Horák, J., 1990: Contrasting metamorphic terranes in northwest Wales. En D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 315-327.
- Gibbons, W. y Horák, J., 1990: Contrasting metamorphic terranes in northwest Wales. En D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. and Topley, C.G. (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 315-327.
- Gibbons, W., 1990: Transcurrent ductile shear zones and the dispersal of the Avalon superterrane. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 407-423.
- Gibbons, W., 1990: Transcurrent ductile shear zones and the dispersal of the Avalon superterrane. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (Eds.): The Cadomian Orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 407-423.
- Gibson, R. G., 1990: Nucleation and growth of retrograde shear zones: an example from the Needle Mountains, Colorado, USA. Jour. Struct. Geol., 12/3: 339-350.
- Giese, U. y Bühn, B., 1993: Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa-Morena Zone of south-west Spain. Geol. Rundschau, 83: 143-160.
- Gil Cid, M.D., 1991: Caracterización paleontológica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y sus paleorrelaciones con Marruecos y Centroeuropa. Bol. Geol. Min., 102-1: 3-18.
- Gil Iburguchi, J.I. y Arenas, R., 1990: Metamorphic evolution of the Allochthonous Complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. En: R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. Berlín, 237-246.
- Gil Toja, A. y Pardo Alonso, M.V., 1991: Estratigrafía y estructura de las series preordovícicas de la región de Coria (Provincia de Cáceres). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 16: 145-152.
- Gill, J.B., 1981: Orogenic andesites and Plate Tectonics. Minerals and Rocks, 16. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 1-390 pp.
- Gonçalves, F., 1971: Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. Mem. Serv. Geol. Portugal, Nova Série, 18: 1-62.
- Gonzalo, J.C., 1985: Estudio de la petrografía, deformación y microestructuras de los ortogneises de Mérida (Badajoz). IX RGOP. Porto. Mem. Mus. Lab. Mineral. Geol., Porto, 1: 215-247.
- Gonzalo, J.C., 1989: Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). Bol. Geol. Min., 100-1: 48-72.
- Gonzalo, J.C., 1987: Petrología y estructura del Basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 1-327 pp.
- Gonzalo, J.C., 1988: El plutonismo hercínico en el área de Mérida (Extremadura Central, España). En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso (Eds.): Libro homenaje a L.C. García Figuerola; Geología de los granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico, 345-355.
- Goodwin, L.B. y Wenk, H.R., 1995: Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. Jour. Struct. Geol., 17-5: 689-707.
- Graviou, P., 1992: Reconnaissance d'une suture majeure su sein de la chaîne cadomienne. C. R. Acad. Sci., Paris, 315-2: 1799-1802.
- Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B. y Vidal, Ph., 1988: The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. Hercynica, 4: 1-13.
- Green, T.H. y Adam, J., 1991: Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. Jour. Metamorphic Geology, 9: 341-347.
- Grünenfelder, M., Popescu, G., Soroiu, M., Arsenescu, V. y Berza, T., 1983: K-Ar and U-Pb Dating of the Metamorphic Formations and associated Igneous Bodies of the Central South Carpathians: Ann. Inst. Geol. Geofiz. Bucaresti, 61: 37-61.
- Guermani, A. y Pennacchioni, P., 1998: Brittle precursors of plastic deformation in a granite: an example from the Mont Blanc massif (Helvetic, wes-

- tern Alps). *Jour. Struct. Geol.*, 20, 2/3: 135-148.
- Guerrot, C. y Peucat, J.J., 1990: U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. En the cadomian Orogeny. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51: 13-26.
- Gumiel, P., 1984: Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. I Congr. Esp. Geol., V: 183-216.
- Gundersen, L.C.S. y Gates, A.E., 1995: Mechanical response, chemical variation and volume change in the brookneal and Hylas shear zones, Virginia. *Jour. Geodynamics*, 19 n° 3/4: 231-252.
- Gutiérrez Alonso, G., Fernández Suárez, J., 1996: Geología y Geoquímica del granitoide pre-varisco de Puente de Selce (Antiforma del Narcea, Asturias). *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 227-239.
- Gutiérrez Marco, J.C., Apalategui, O. y Rábano, I., 1987: Fósiles ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba); aportación paleobiográfica a la concepción del límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico. *Geogaceta*, 3: 22-24.
- Gutiérrez-Alonso, G. y Gross, M.R., 1999: Structures and mechanisms associated with development of a fold in the Cantabrian Zone thrust belt, NW Spain. *J. Struct. Geol.*, 21: 653-670.
- Handy, M.R., 1990: The solid-state flow of polymineralic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 95: 8647-8661.
- Hanmer, S., 1982: Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 197-213.
- Hanmer, S. y Passchier, C.W., 1991: Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 90: 1-71.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G., 1986: Geochemical characteristics of collision-zones magmatism. En: M.P. Coward y A.C. Ries (Eds.): *Collision tectonics*. *Geol. Soc. Special Publication*, 19: 67-81.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Mcdermott, F. y Ellam, R.M., 1991: Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *Austr. Jour. Earth Sci.*, 38: 577-594.
- Hebert, R., 1993: Evolution tectonometamorphique d'un arc insulaire au proterozoïque Supérieur: le Domaine de Saint-Brieuc (Massif Armoricaín). Tesis Doctoral, Univ. Rennes, BRGM n° 228, 1-357 pp.
- Helz, R.T., 1982: Phase relations and composition of amphiboles preceding studies of the melting behavior of rocks (RTH Reviews in Mineralogy, 13, Min. Soc. Amer., 279-353).
- Hernández Henrile, J.I., 1971: Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol y Min.*, 82: 359-370.
- Herranz, P., 1970: Nota preliminar sobre el estudio geológico de las Sierras Paleozoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz). *Seminarios de estratigrafía*, 6: 1-16.
- Herranz, P., 1983: El Precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. En: Libro Jubilar J.M. Ríos, *Geología de España*, I. Publ. I.G.M.E., 100-109.
- Herranz, P., 1984: Las discontinuidades estratigráficas principales en el sector central del NE de Ossa-Morena: rango y significado tectosedimentario. *Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 51-80.
- Herranz, P., 1985: El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la Provincia de Badajoz. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 1-1220 pp.
- Herranz, P., San José, M.A. y Vilas, L., 1977: Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. *Estudios Geol.*, 33: 327-342.
- Herreros, V.M. y Bellido, F., 1993: Transformaciones producidas por un proceso de milonitización en rocas graníticas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18: 47-63.
- Heuse, T., 1999: The Cadomian uncorformity of Thuringia and Lausatia, Germany: some biostratigraphical aspects. En: J.A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 141-145.
- Hippert, F. J., 1998: Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 20 2/3: 175-193.
- Hippert, F.J. y Tohver, E., 1999: On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, 21: 1603-1614.
- Hofmann, A.W. y White, W.M., 1982: mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57: 421-436.
- Holland, T.J.B. y Blundy, J.D., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116: 433-447.
- Holland, T.J.B. y Powell, R., 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Jour. Metamorphic Geology*, 8: 89-124.
- Holland, T.J.B. y Richardson, S.W., 1979: Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 143-148.
- Hollister, L.S., 1966: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154: 1647-1651.
- Horák, J.M., Doig, R., Evans, J.A. y Gibbons, W., 1996: Avalonian magmatism and terrane linkage: new



- isotopic data from the Precambrian of North Wales. *Jour. Geol. Soc.*, 153: 91-99.
- Hunter, R.H., 1987: Textural equilibrium in layered igneous rocks. En: *Origins of Igneous Layering* (Eds. I. Parsons), Reidel, Dordrecht, 473-503.
- Ikeda, T., 1993: Compositional zoning patterns of garnet during prograde metamorphism from the Yanai district, Ryoke metamorphic belt, southwest Japan. *Lithos*, 30: 109-121.
- Ingles, J., Lamoroux, C., Soula, J-C., Guerrero, N. y Debat, P., 1999: Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. *Jour. Struct. Geol.*, 21: 555-576.
- Insúa, M., Carbajal, A., Apalategui, O., Huerta, J. y Matía, G., 1991: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 nº 805 (Castuera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Jacobsen, S.B. y Wasserburg, G.J., 1980: Sm-Nd isotope evolution of chondrites. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 50: 139-155.
- Janecke, S.V., Evans, J.P., 1988: Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology*, 16: 1064-1067.
- Julivert, M., 1983: Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo Hercínico, Generalidades. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos: Geología de España*, Tomo I. Publ. IGME, 59-71.
- Julivert, M., 1987: The structure and evolution of the Hercynian Fold Belt in the Iberian Peninsula. En: J.P. Scheery Rodgers (Eds.): *The Anatomy of Mountain Belts*. Princeton Univ. Press, 65-103.
- Julivert, M., Fonboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.A., 1974: Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000 y memoria explicativa. Publ. IGME, 1-113.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. y Cousens, B.L., 1997: Palaeozoic within-plate volcanic rocks in Nova Scotia (Canada) reinterpreted: isotopic constraints on magmatic source and palaeocontinental reconstructions. *Geol. Mag.*, 134-4: 425-447.
- Kohn, M.J. y Spear, F.S., 1990: Two new geobarometers for amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Amer. Miner.*, 75: 89-96.
- Kosaka, K., Shimizu, M. y Takizawa, S., 1999: Delineation of deformation grades of low-strain granitoids using assemblages of elementary deformation textures. *Jour. Struct. Geol.*, 21: 1525-1534.
- Krogh, E., 2000: Distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*, 53: 265-277.
- Krogh, E.J., 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol*, 99: 44-48.
- Laird, J., 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. En *Amphiboles. Petrology and experimental phase relations*, 9B, Min. Soc. Amer., Chelsea, 113-135.
- Lancelot, J.R. et Allegret, A., 1982: Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *N. Jb. Mineral. M.*, 9: 385-394.
- Larrea, F.J., 1998: Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de los pedroches. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-459 pp.
- Laurent, P., 1974: Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba a l'ouest d'Azuaga. Tesis Doctoral, Univ. Montpellier, 1-105 pp.
- Le Fort, J.P. y Ribeiro, A., 1980: La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle controlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?. *Bull. Soc. Geol. France*, 22: 455-462.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., 1989: A classification of igneous rocks and glosary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leake, B.E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42: 533-563.
- Leistel, J.M., Marcoux, E., Thiéblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, E. y Sáez, R., 1998: The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineral. Deposita*, 33: 2-30.
- Lin, A., 1999: S-C cataclasite in granitic rocks. *Tectonophysics*, 304: 257-273.
- Linares, E., Pellitero, E. y Saavedra, J., 1987: Primeras dataciones radiométricas en el área estanno-wolframífera de Morille Martinamor (centro-oeste de España). *Bol. Geol. Min.*, 98: 52-58.
- Linnemann, U., 1995: The Neoproterozoic terranes of Saxony (Germany). *Precamb. Res.*, 73 (1-4): 235-250.
- Linnemann, U., 1999: The Cadomian orogeny and related geotectonic events preserved in peri-Gondwanan Central Europe (Saxo-Thuringian Terrane, Germany). En: *International Meeting on Cadomian Orogens. XV RGOP*, Badajoz, Spain. Gámez-Vintaned, J. A., Eguíluz, L. y Palacios, T., (Eds.), 171-173.
- Liñán, E., 1984: Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (¿Precámbrico?- Cámbrico Inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos (Badajoz).

- Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8: 47-74.
- Liñán, E. y Fernández-Carrasco, J., 1984: La Formación Torreárboles y la Paleogeografía del límite Cámbrico-Precámbrico en Ossa-Morena (flanco norte de la alineación Olivenza-Monesterio). Cuad. Lab. Geol. Laxe, 8: 315-328.
- Liñán, E. y Palacios, T., 1983: Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba (España). Com. Serv. Geol. Portugal, 69 (2): 227-234.
- Liñán, E. y Perejón, A., 1981: El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SO de España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 79: 125-148.
- Liñán, E. y Quesada, C., 1990: Part. V. Ossa-Morena Zone. 2. Stratigraphy. 2.2. Rift Phase (Cambrian). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 229-266.
- Liñán, E., 1978: Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1-212 pp.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W., 1984: S-C Mylonites. Jour. Struct. Geol., 6: 217-638.
- Loomis, T.P., 1986: Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and mineral simulations of the crystallization of garnet. Jour. Metamorphic Geology, 4: 201-229.
- López-Díaz, F., 1993: La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Rev. Soc. Geol. España, 6: 145-163.
- Losh, S., 1989: Fluid-rock interaction in an evolving ductile shear zone and across the brittle-ductile transition Central Pyrenees, France. Amer. Jour. Sci., 289: 600-648.
- Lotze, F., 1945: Zur Gliedrung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotckt. Forsch. 6: 78-92 (Trad. en Publ. Extr. Geol. España 5:149-166).
- Lotze, F., 1956: Das Präkambrium Spaniens. Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monath., 8: 373-380.
- Llopis, N., San José, M.A. y Herranz, P., 1970: Notas sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. Bol. Geol. Min., 81: 586-592.
- Magloughlin, J.F., 1992: Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasis-pseudotachylyte connection. Tectonophysics, 204: 243-260.
- Mahoney J.B., Friedman R.M. y McKinney S.D., 1995: Evolution of an Middle Jurassic volcanic arc: stratigraphic, isotopic, and geochemical characteristics of the Harrison Lake Formation, southwestern British Columbia. Can. Jour. Earth Sci., 32-10: 1759-1776.
- Marqués, F.G., Ribeiro, A. y Pereira, E., 1992: Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança and Morais massifs (Tras-os-Montes, NE Portugal). Geodinámica Acta, 5 (1-2): 135-151.
- Martín-Barajas, A., Stock, J., Hausback, B., Renne, P., López-Martínez, M., 1995: Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. GSA Bulletin, 107-4: 407-424.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abatí, J., 1997: Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. Geology, 25: 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abatí J. y Marquínez, J., 1996: Subduction and syncollisional exhumation of a paleozoic continental margin: an integrated study based on structures and P-T paths of the Basal Units in the Ordenes Complex (Galicia, Spain). Geogaceta, 20-4: 867-870.
- Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaun, A., Bastida, F., Pulgar, J.A. y Marcos, A., 1990: West Asturian-Leonese Zone. Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, 103-114.
- Martínez-Poyatos, D.J., 1997: Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1-222 pp.
- Martínez-Poyatos, D., Azor, A., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F., 1995: Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa-Morena/Central-Iberian contact (southwest Iberian Massif). C.R. Acad. Sci. Paris, 321.II: 609-615.
- Martínez-Poyatos, D., Nieto, F., Azor, A. y Simancas, J.F., 2000: Metamorphic reaction progress enhanced by strain: examples from the southern Central Iberian zone (Iberian Massif). 15th Inter. Confer. Basam. Tecton., 126-128.
- Martínez-Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A. y González Lodeiro, F., 1998a: Evolution of a Carboniferous piggyback basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SW Spain). Bull. Soc. Geol. France, 169 (4): 573-578.
- Martínez-Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A. y González Lodeiro, F., 1998b: La estructura del borde meridional de la zona centroibérica (Macizo Ibérico) en el norte de la provincia de Córdoba. Rev. Soc. Geol. España, 11 (1-2): 87-94.
- Matte, P., 1968: La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Rev. Geol. Alp., 44: 1-128.

## Bibliografía

- Matte, P., 1986: La Chaîne Varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France*, 28: 9-24.
- Matte, Ph., 1991: Accretinary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Matte, Ph., Maluski, H., Rajlich, P. y Franke, W., 1990: Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of large scale variscan shearing. En: Ph. Matte (Ed.): *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Tectonophysics*, 177: 151-170.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M.J., 1996: Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Geol. France*, 167 (5): 579-595.
- McCarthy, T.C. y Patiño Douce, A.E., 1997: Experimental evidence for high-temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. *Geology*, 25: 463-466
- Medina, J. y Rodríguez Alonso M.D., 1991: O Complexo xisto-grauváquico (Grupo Das Beiras) na região da Barragem da Aguieira. *Litoestratigrafia e estrutura. Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 112: 573-582.
- Mendía, M., 2000: Petrología de la unidad eclogítica del complejo de Cabo Ortegal (NW de España). Serie Nova Terra nº 16. A Coruña. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-438 pp.
- Menhert, K.R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. *El vaevier*, Amsterdam, 1-393 pp.
- Meschede, M., 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- Michard, C.F., Gurriet, P., Soudant, M. y Albarede, F., 1985: Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49, 601-610.
- Michibayashi, K. y Masuda, T., 1993: Shearing during progressive retrogression in granitoids: abrupt grain size reduction of quartz at the plastic-brittle transition for feldspar. *Jour. Struct. Geol.*, 15-12: 1421-1432.
- Millán Chagoyen, A., García Guinea, J., Arribas, J.G. y Calderón, T., 1990: Caracterización óptica de fluoritas españolas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13: 99-108.
- Mitra, G., 1984: Brittle to ductile transition due large strain along the White rock thrust, Wind River mountains, Wyoming. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 1/2: 51-61.
- Mitra, G., 1978: Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. Jour. Sci.*, 278: 1057-1084.
- Miyashiro, A., 1974: Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin LTD, Londres, 1-492 pp.
- Mongkoltip, P. y Ashworth, J.R., 1986: Amphibolitization of metagabbros in the Scottish Highlands. *Jour. Metamorphic Geology*, 4: 261-283.
- Monier, G. y Robert, J.L., 1986: Muscovite solid solutions in the system K<sub>2</sub>O-MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: an experimental study at 2 Kbar PH<sub>2</sub>O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag.*, 50: 257-266.
- Monier, G., 1987: Cristalochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy*, 14: 1-347 pp.
- Moore, D.E. y Lockner, D.A., 1995: The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite. *Jour. Struct. Geol.* 17/1: 95-114.
- Moreno-Eiris, E., 1987a: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos de Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y facies. *Bol. Geol. Min.*, 98 (3): 295-317.
- Moreno-Eiris, E., 1987b: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos de Cámbrico Inferior de Sierra Morena. II Las algas calcáreas. *Bol. Geol. Min.*, 98 (4): 449-459.
- Moreno-Eiris, E., 1987c: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos de Cámbrico Inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis. *Bol. Geol. Min.*, 98 (5): 591-621.
- Moreno-Eiris, E. 1987d: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos de Cámbrico Inferior de Sierra Morena. IV: Bioestratigrafía y Sistemática de Arqueociatos. *Bol. Geol. Min.*, 98 (6): 729-779.
- Morimoto, N., Fabries, G., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, 39: 55-76.
- Mullen, E.D., 1983: MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 62: 53-62.
- Murphy, J.B. y MacDonald, D.L., 1993: Geochemistry and tectonic discrimination of Late Proterozoic arc-related volcanoclastic turbidite sequences, Antigonish Highlands, Nova Scotia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 30: 2273-2282.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., 1999: Fault reactivation with Avalonia: plate margin to continental interior deformation. *Tectonophysics*, 305: 183-204.
- Murphy, J.B., Nance, R.C., Keppie, J.D., Dostal, J., Cousens, B.L., 1995: Odyssey of West Avalonia:

- Isotopic Constraints for Late Proterozoic III-Early Silurian Paleogeography. En: J. P. Hibbard, C. R. Van Staal y P. A. Cawood (Eds.): *Current Perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen*. Geol. Assoc. Can., Spec. Pub., 41: 227-238.
- Nachit, H., 1986: Contribution à l'étude analytique et expérimentales des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Tesis Doctoral, Univ. Brest, 1-93 pp.
- Nägler, T., Schäfer, H.J., Gebauer, D., 1993: A new approach for the determination of the age of partial or complete homogenization of Pb isotopes - Example: anchimetamorphic, detrital sediments of the Central Iberian Zone, Spain. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 107: 191-199.
- Nägler, Th.F., 1990: Sm-Nd, Rb-Sr and Common Lead Isotope Geochemistry on fine-grained sediments of the Iberian Massif. Ph.D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9245, 141pp.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., D'Lemos, R.S. y Taylor, G.K., 1991: Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precamb. Res.*, 53: 41-78.
- Naranjo, J.A., 1992: Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in the north Chilean Andes. *Geol. Mag.*, 129 (6): 723-740.
- Navidad, M. y Carreras, C., 1995: Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Pyrenees (Cap de Creus and Albera Massif) and its geodynamical setting. *Geol. Mijnb.*, 74: 65-77.
- O'Hara, 1988: Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, USA. *Tectonophysics*, 156: 21-36.
- Ochsner, A., 1993: U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny. ETH-Zürich Diss. n° 10.392: 1-249 pp.
- Ochsner, A., Schäfer, H.J., Gebauer, D., 1992: The geochemistry and age of granitoids of the Ossa-Morena Zone (SW Spain): Implications for the Late Precambrian and early Paleozoic geodynamic evolution. En: I. Rábano y J.C. Gutiérrez Marco (Eds.): *Res. Conf. Int. Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Publ. Mus. Geol. Extremadura, 1: 112-114.
- Odrizola, J.M., Peón, A. y Vargas, I., 1983: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 854 (Zafra) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Oliveira, J.T., 1990: Southportuguese Zone: Stratigraphy and synsedimentary tectonism. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 334-347.
- Onézime, J., Charvet, J., Faure, M., Chauvet, A. y Panis, D., 1999: Thrusting and wrenching in the Pulo do Lobo antiform (South Portuguese Zone, Spanish area). En: J. A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 185-189.
- Ordóñez-casado B., Gebauer, D., Eguíluz, L., 1997b: Shrimp zircon ages dating protolith formation of orthogneisses and their hercynian migmatization: results from the Coimbra-Badajoz-Cordoba Shear Belt. XIV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Vilarreal, 165-168.
- Ordóñez-Casado B., Gebauer, D., Eguíluz, L., 1997a: Late cadomian formation of two anatectic gneiss domes in the Ossa-Morena zone: Monesterio and Mina Afortunada. XIV Reun. Geol. Oeste Penins., Vilarreal, 161-163.
- Ordóñez-Casado, B., 1998: Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. ETH-Zürich Diss. n° 12.940: 1-235 pp.
- Ortega-Cuesta, L.A. 1995: Estudio petrogenético del granito sincinemático de dos micás de A Espenuca (A Coruña). Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-376 pp.
- Palacios, T. y Moczudlowska, M., 1998: Acritarch biostratigraphy of the Lower-Middle Cambrian boundary in the Iberian Chains, province of Soria, northeastern Spain. *Revista Española de Paleontología*, n° extr. Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal, 65-82.
- Palacios, T. y Vidal, G., 1996: El Neoproterozoico Superior-Cámbrico Inferior del centro de España. En: T. Palacios y R. Gonzalo (Eds.): *Comunicaciones de las XII Jornadas de Paleontología*. Badajoz, 30 de Octubre-2 de Noviembre de 1996. Univ. Extremadura, 170-179.
- Palacios, T., 1989: Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región Central de la Península Ibérica). *Mem. Mus. paleontológico Univ. Zaragoza*, 1-91 pp.
- Palero, F.J., 1993: Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudía y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector Meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. Min.*, 104 (3): 227-242.
- Pardo Alonso, M.V., 1999: The southern boundary of the Central Iberian Zone (Spain), a new proposal: The Castuera-San Benito Fault. *RGOP-XV*, 1017.
- Pardo Alonso, M.V. y García Alcalde, J.I., 1996: El Devónico de la Zona Centroibérica. *Revista Española de Paleontología N° Extraordinario*: 72-



- 81.
- Pardo Alonso, M.V., 1995: El Devónico al sur de Cabeza del Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España). *Geogaceta*, 17: 12-15.
- Pascual, E y Pérez Lorente, F., 1988: La alineación o eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López y M.D Rodríguez (Eds.): *Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a García Figuerola
- Pascual, E., 1985: El complejo anular del S de Villaviciosa de Córdoba (Córdoba, España): datos petrológicos y geoquímicos y relaciones con otras rocas ígneas del área. V Reunión del GOM. *Temas Geol. Min.*, 81-89.
- Passchier, C.W., 1991: Geometric constraints on the development of shear band in rocks. *Geol. Mijnb.*, 70: 203-211.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996: *Microtectonics*. Ed. Springer. Berlin. 1-289 pp.
- Passchier, C.W., 1984: The generation of ductile and brittle shear bands in a low angle mylonite zone. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 273-281.
- Patterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T., 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struct. Geol.*, 11 (3): 349-363.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R., 1971: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 12: 339-349.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R., 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Pearce, J.A., 1982: Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries, En: R.S. Thorpe (Ed.): *Andesites*. Wiley, New York, 535-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discriminations for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25: 956-983.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C., 1975: The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 24: 419-426.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C., 1977: The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 121-132.
- Perchuk, L.L., 1991: Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. En: L.L. Perchuk (Ed.): *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology*, Cambridge, 93-111.
- Perdigão, J.C., 1973: A fauna dos grès o quartzitos silúrico-devónicos de Portalegre e a sua posição estratigráfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 56: 5-32.
- Pereira, M.F. y Silva, J.B., 1996: Contraste de estilos estruturais entre o soco Proterozóico superior e a cobertura do Cámbrico inferior na Faixa Blastomilonítica (Campo Maior-Nordeste Alentejano). 2ª Conf. Anual, Grupo Geol. Estruct. Tect., Soc. Geol. Portugal: 66-70.
- Pereira, M.F., 1995: Estudo tectónico da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo maior: A Faixa Blastomilonítica e o limite setentrional da zona de Ossa-Morena com o autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano). Diss. Mestr., Univ. Lisboa, 1-108 pp.
- Pereira, M.F., 1999: Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da zona de Ossa-Morena e seu limite com a zona centro-iberica, no nordeste Alentejano. Tesis Doctoral, Univ. Évora, 1-115 pp.
- Pereira, M.F. y Silva, J.B., 1997: A estrutura nos domínios setentrionais da zona de Ossa-Morena: a faixa blastomilonítica e a zona de transição com o autóctone centro-ibérico (Nordeste Alentejano-Portugal). Livro Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Araújo, A. A. y Pereira, M. F. (Eds.). Universidade de Évora, 183-204.
- Pérez-Estaun, A., 1973: Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Brev. Geol. Asturica*, 17-1: 5-16.
- Pérez-Lorente, F., 1971: Estudio Geológico de la Sierra de Los Santos (El Hoyo, Sierra Morena, Córdoba). Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 1-29 pp.
- Pérez-Lorente, F., 1979: Geología de la zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Villaviciosa de Córdoba-Bélmez). Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 281: 1-375 pp.
- Pérez-Lorente, F., 1988: Los cuerpos intrusivos prehercínicos de la parte Norte de la Zona de Ossa-Morena en su sector oriental. En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López y M.D. Rodríguez (Eds.): *Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a García Figuerola, 357-363.
- Pesquera, A. y Velasco, F., 1993: Metamorphic Features in Sulfide Mineralizations at Cinco Villas Massif, Western Pyrenees, Spain: Ore textures and Geological Significance. *Resource Geology Special Issue*, 17: 314-323.
- Peucat, J.J., 1986: Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatic gneisses from the Saint-Maló Massif, NE Brittany, France. *Jour. Geol. Soc. London*, 143: 875-885.
- Pieren, A. y García Hidalgo, J.F., 1999: El Alcudiense Superior del Anticlinal de Alcudia revisado

- (Ciudad Real, España central). En: J.A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 207-214.
- Pieren, A.P., 1999: Tabla cronoestratigráfica de la Península Ibérica y Baleares. Dpto. Estratigrafía. U.C. Madrid.
- Pieren, A.P., Pineda, A. y Herranz, P., 1987: Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2: 26-29.
- Pin, C., 1990: Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. En: Ph. Matte (Ed.): *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. *Tectonophysics*, 177: 215-227.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T. y Valenzuela, A., 1999: Late Proterozoic crustal growth in Ossa-Morena: Nd isotope and trace element evidence from the Sierra de Córdoba volcanics. XV RGOP. Badajoz. Gámez-Vintaned, J.A., Eguíluz, L. y Palacios, T. (Eds.): 215-218.
- Powell, R. y Holland, T.J.B., 1985: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and a worked example. *Jour. Metamorphic Geology*, 3: 327-342.
- Powell, R. y Holland, T.J.B., 1988: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Metamorphic Geology*, 6: 173-204.
- Powell, R., 1985: Regression diagnostic and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Jour. Metamorphic Geology*, 3: 231-243.
- Pryer, L.L., 1993: Microstructures in feldspar from a major crustal shear zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Jour. Struct. Geol.*, 15: 21-36.
- Quesada, C. y Dallmeyer, R.D., 1994: Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): Characteristic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231: 195-213.
- Quesada, C., 1991: Geological constraints on the Palaeozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Quesada, C., 1992: Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). En: J.G. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Univ. de Extremadura, 173-190.
- Quesada, C. y Dallmeyer, R.D., 1990:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages of Late Precambrian tectonothermal events in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Geol. Soc. Amer. Annual Meeting*, Dallas. Abstract nº 3868: A98.
- Quesada, C. y Munha, J., 1990: Ossa-Morena Zone: Metamorphism. En: R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 314-320.
- Quesada, C., 1990: Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51: 553-562.
- Quesada, C., 1996: Estructura del sector español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. *Bol. Geol. Min.*, 107: 265-278.
- Quesada, C., 1997: Evolución geodinámica de la Zona Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. *Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves (Araújo, A. A. y Pereira, M.F. Eds.)*. Univ. Evora, 205-230.
- Quesada, C., 1998: A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineral. Deposita*, 330: 31-44.
- Quesada, C., 1999: Tectonostratigraphic evolution of the Iberian Pyrite Belt. *Post-Conference field trip*. En: J.A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 1-30.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguíluz, L., Liñán, E. y Palacios, T., 1990: Ossa-Morena Zone: Precambrian. In: Dallmeyer, R.D. y Martínez-García, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg: 250-258.
- Rabu, D., Chantraine, J., Chauvel, J.J., Denis, E., Balé, R. y Bardy, Ph., 1990: The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif: En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 353-362.
- Ramsay, J.G., 1980: Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 83-99.
- Ramsay, J.G. y Allison, I., 1979: Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian granit, Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 59: 251-279.
- Ramsay, J.G. y Graham, R.H., 1970: Strain variation in shear belts. *Can. Jour. Earth Sci.*, 7: 786-813.
- Ramsay, J.G., 1967: *Folding and Fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 1-568 pp.
- Ribeiro, A., Días, R. y Silva, J., 1995: Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinámica Acta* 8-4: 173-184.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Días, R., 1990: Structure in the

- Northwest of the Iberian Peninsula. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 220-236.
- Ribeiro, A., Quesada, C. y Dallmeyer, R.D., 1990: Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 399-409.
- Ringwood, A.E., 1974: The petrological evolution of island arc system. *Jour. Geol. Soc. London*, 130: 183-204.
- Ringwood, A.E., 1990: Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, 82: 187-207.
- Robardet, M. y Gutiérrez-Marco, J.C., 1990: Ossa-Morena Zone: Passive margin phase (Ordovician-Silurian-Devonian). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 267-272.
- Robardet, M., 1976: L'originalité du segment hercynienne sud-Ibérique au Paleozoïque Inferieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la Province de Séville (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 283: 999-1002.
- Roberts, D., 1998: High-strain zones from meso- to macro-scale at different structural levels, Central Norwegian Caledonides. *Jour. Struct. Geol.* 20 2/3: 111-119.
- Roberts, S., Sanderson, D.J., Dee, S. y Gumiel, P., 1991: Tectonic setting and fluid evolution of auriferous quartz veins from the La Codosera area, Western Spain. *Econ. Geol.*, 86: 1012-1022.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. y Doolan, B.L., 1982: Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Rev. Mineral.*, 9B: 1-228.
- Roldán García, F.J. y Rodríguez Fernández, J., 1987: La cuenca carbonífera de Valdeinfierno (dominio de Sierra Albarrana, Zona de Ossa-Morena). Un ejemplo de sedimentación relacionada con accidentes de desgarre. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 321-327.
- Roldán, F.J., 1983: La cuenca Tournaisiense de Valdeinfierno, interpretación tectónica y paleoambiental (Córdoba, España), En: M.L. Lemos de Sousa (Ed.). *Cont. Carb. Geol.*, Pal., ef. I. P., 41-50. Porto.
- Roso de Luna, I. y Hernández Pacheco, F., 1950: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 777 (Mérida) del Mapa Geológico de España (IGME), Madrid.
- Russo, A. y Bechstadt, T., 1994: Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la formación Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 7:299-310.
- Rutter, E.H. y Hadizadeh, J., 1991: On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks. *Jour. Struct. Geol.* 13(5): 609-614.
- Rutter, R.H., 1986: On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *J. Struct. Geol.* 12/2: 381-387.
- San José, M.A., 1983: El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. En: Libro Jubilar J.M. Ríos, T. 1: 91-99. IGME, Madrid.
- San José, M.A., 1984: Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real, España central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 81-117.
- San José, M.A., Pieren, A., García-Hidalgo, J.F., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R. y Perejón, A., 1990: Ante-Ordovician Stratigraphy. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 147-159.
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L. y Alonso Olazábal, A., 1999: Magmatismo alcalino tardi cadomiense en la zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico): cartografía, petrografía y geoquímica preliminar del macizo de almendral. *Geogaceta*, 26: 87-91.
- Sánchez España, J., 2000: Mineralogía y geoquímica de Yacimientos de Sulfuros masivos en el área Nor-oriental de la faja Pirítica Ibérica (San Telmo-San Miguel-Peña del Hierro), Norte de Huelva, España. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 1-307 pp.
- Sánchez-Carretero R., Carracedo M., Gil Ibarra J.I. y Ortega Cuesta L.A., 1989b: Unidades y datos geoquímicos del magmatismo hercínico de la alineación de "Villaviciosa de Córdoba-La Coronada" (Ossa-Morena oriental). *Stud. Geol. Salmant.*, 4: 105-130.
- Sánchez-Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O., 1989a: El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. de España*, 2: 7-21.
- Sánchez-Cela, V. y Gabaldón, P., 1973: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 831 (Zalamea de la Serena) del Mapa Geológico Nacional (IGME), Madrid.
- Sánchez-Cela, V. y Gabaldón, V., 1977: Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 n° 856 (Maguilla) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Sanderson, D.J. y Marchini, V.R.D., 1984: Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 449-458.
- Sanderson, D.J., Roberts, S., Mc Gowan, J.A. y Gumiel,

- P., 1991: Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 148: 893-898.
- Santos García, J.A. y Casas Ruiz, J., 1979: Geología del sinclinorio de Sao Mamede-La Codosera, zona española (provincias de Cáceres y Badajoz). *Bol. Geol. y Min. España*, 45: 25-47.
- Santos, J.F., 1990: Petrologia do sector ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja). Thesis Doctoral, Universidad de Aveiro, 1-226 pp.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munha, J., 1985: Hercynian magmatism in the DSanta Suzana region (Alcácer do Sal, South Portugal): Identification of a carboniferous convergent plate margin in the southern branch of the Iberian Hercynian Chain. VIII Reunião do Grupo de Ossa-Morena, Lisbon (Villafranca de los Barros), Instituto de Geologia Económica, Universidad Complutense Madrid, 16-17.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munha, J., 1987: Contribuição para a conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Suzana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 73 1/2: 29-48.
- Saquaque, A., Benharref, H., Abia, H., Mruni, Z., Reuber, I. y Karson, J.A., 1992: Evidence for a pan-African volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Rundschau*, 81 (1): 1-13.
- Saunders, A.D., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J. Y., Pubellier, M. y Rangin, C., 1993: Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007-1010.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. y Tarney, J., 1988: Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Jour. Petrol., Lithosphere Issue*, 415-445.
- Saunders, A.D., Tarney, J y Weaver, S.D., 1980: Transverse variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 46: 344-360.
- Schäfer, H.J., 1990: Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Ph. D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9246, 1-153 pp.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, Th.F. y Von Quadt, A., 1988: U-Pb zircon and Sm-Nd studies on various rocks-types of the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain). *Simposio Sobre Cinturones Orogénicos. SGE*, 51-57.
- Schäfer, H.J., Nägler, Th.F. y Gebauer, D., 1989: Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Abstracts*, 1: 350-351.
- Schumacher, R., 1991: Compositions and phase relations of calcil amphiboles in epidote- and clinopyroxene-bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108: 196-211.
- Segall, P. y Simpson, C., 1986: Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures, *Geology*, 14: 56-59.
- Sequeira, A.J.D. y De Sousa, M.B., 1991: O grupo Das Beiras (Complexo Xisto Grauváquico) da regiao de Coimbra-Lousa. *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 112: 1-13.
- Serrano Pinto, M., 1983: Geochronology of Portuguese granitoids: A contribution. *Stud. Geol. Salmant.*, XVIII: 277-306.
- Shelley, D., 1992: Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferred orientations Ed. Chapman and Hall. Londres, 1-445 pp.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A., 1990: Structural outline of the South Portuguese Zone. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez Catalán (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 348-362.
- Silva, J.B., Ribeiro, A., Oliveira, J.T., Piçarra, J.M., Araujo, A., 1994: Thin skinned model for the Ossa-Morena Zone. *Bol. Geol. Min.*, 105(6): 531-536.
- Simancas, J.F., Galindo-Zaldívar, J. y Azor, A., 2000: Three-dimensional shape and emplacement of the Cardenchoa deformed pluton (Variscan Orogen, southwestern Iberian Massif). *Jour. Struct. Geol.*, 22: 489-503.
- Simpson, C., 1983: Strain and shape-fabrics variations associated with ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 5(1): 61-72.
- Simpson, C., 1985: Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.*, 7/5: 503-511.
- Skrotzki, W., Tamm, R., Oertel, C.G., Röseberg, J. y Brokmeier, H.G., 2000: Microstructure and texture formation in extruded lead sulfide (galena). *Jour. Struct. Geol.*, 22: 1621-1632.
- Soldevila, J., 1992: La sucesión paleozoica en el sinforme de la Codosera-Puebla de Obando (Provincia de Cáceres y Badajoz, SW de España.). *Estudios Geol.* 48 (5-6): 353-362.
- Sos Baynat, V., 1962: Mineralogía de Extremadura (estudio sobre especies, yacimientos y génesis). *Bol. Geol. Min.*, 73: 1-191.
- Sos Baynat, V., 1963: Geología de las inmediaciones de Mérida (Badajoz). *Bol. Geol. y Min.*, 25: 211-311.
- Spear, F.S., 1981: An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, 281: 697-734.



## Bibliografía

- Spear, F.S., 1989: Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. En: F.S. Spear y S.M. Peacock (Eds): *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. Short course in Geology*, Amer. Geophys. Un. Geol. Soc. Amer., DC, 1-55.
- Spear, F.S., 1993: *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time-paths*. Min. Soc. Amer. Monograph, Washington, 779 pp.
- Spear, F.S., Peacock, S.M., Kohn, M.J., Florence, F.P. y Menard, T., 1991: Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. *Amer. Miner.*, 76: 2009-2012.
- Stanton, R.L. y Gorman-Willey, H.G., 1971: Recrystallization softening and hardening in sphalerite and galena. *Econ. Geol.*, 66: 1232-1238.
- Stanton, R.L. y Gorman-Willey, H.G., 1972: Experiments on a specimen of galena ore from Coer d'Alene, Idaho. *Econ. Geol.*, 22: 26-32.
- Stanton, R.L., 1972: *Ore Petrology*. McGraw-Hill, New York, 1-713 pp.
- Strachan, R.A. y Roach, R.A., 1990: Tectonic evolution of the Cadomian Belt in North Brittany. En: R.S D'Lemos, R.A. Strachan, and Topley, C.G. (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 133-150.
- Strachan, R.A. y Taylor, G.K. (Eds.), 1990: *Avalonian and Cadomian geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, 1-252 pp.
- Strachan, R.A., Roach, R.A. y Treloar, P.J., 1990: Cadomian terranes in the North Armorican Massif, France. En: R.A., Strachan y G. Taylors (Eds.): *Avalonian and Cadomian geology of the North Atlantic*. Blackie, Glasgow, 65-92.
- Stünitz, H. y FitzGerald, J.D., 1993: Deformation of granulites at low metamorphic grade. II: granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, 221: 299-324.
- Sun, S.S., 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. Roy. Soc. Edin., London*, 297: 409-445.
- Tadesse, T., Hoshino, M. y Sawada, Y., 1999: Geochemistry of low-grade metavolcanic rocks from the Pan-African of the Axum area, northern Ethiopia. *Precamb. Res.*, 99: 101-124.
- Takagi, H., 1989: Ductile shear zones: microstructures of mylonites, En: S.I. Karato y M. Toriumi (Eds.): *Rheology of Solids and of the Earth*. Oxford University Press, Oxford.
- Tardy, M., Lapierre H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De La Pinay, B., Martínez, J., Talavera, O., Ortiz Stein, G., Bourdier, J.L. y Yta, M., 1994: The Guerrero suspect terrane (Western México) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230: 49-73.
- Tarney, J. y Jones, C.E., 1994: Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Jour. Geol. Soc.*, 151: 855-868.
- Tatsumi, Y., 1989: Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 4697-4707.
- Teixeira, C., 1954: Os Conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico ante-silurico. Sua importancia geológica e paleogeográfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 35: 33-49.
- Teixeira, C., 1955: *Notas sobre geologia de Portugal. O Complexo Xisto-grauvaquico Ante-Ordoviciano*. (Ed. Autor). Emprenta Lit. Fluminense. Lisboa, 50 pp.
- Thiéblemont, D., Chevremont, P., Castaing, C., Triboulet, C. y Feybesse J.L., 1994: La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces. Réévaluation d'après une base de données et application á la chaîne panafricane du Togo. *Geodinámica Acta*, 7 (3): 139-157.
- Thompson, J.B., Laird, J. y Thompson, A.B., 1982: Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *Jour. Petrol.*, 23: 1-27.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Pakry, S.J., 1984: An assessment on the relative growth and late Precambrian-early Palaeozoic plate tectonic evolution of England and Wales. *Jour. Geol. Soc., London*, 141: 521-536.
- Tikoff, B. y Greene, D., 1997: Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Struct. Geol.*, 19: 29-39.
- Tikoff, B., Teyssier, C. y De Saint Blanquat, M., 1998: Nucleation, growth and structural development of mylonitic shear zones in granitic rocks: Discussion. *Jour. Struct. Geol.* 20 (12): 1795-1799.
- Tobisch, O.T., Barton M.D., Vernon, R.H. y Paterson, S.R., 1991: Fluid-enhanced deformation: transformation of granulites to banded mylonites, western Sierra Nevada, California, and southeastern Australia. *Jour. Struct. Geol.* 13/10: 1137-1156.
- Todd, S.P., Murphy, F.C. y Kennan P.S., 1991: On the trace of the Iapetus suture in Ireland and Britain. *Jour. Geol. Soc.*, 148: 869-880.
- Tourigny, G. y Tremblay, A., 1997: Origen and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. *Jour. Struct. Geol.* 19 (1): 15-27.
- Tracy, R.J., 1982: Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. En: J.M. Ferry (Ed.): *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, Min. Soc. Amer. Rev. Miner.,

- 10: 355-397.
- Treloar, P.J. y Strachan, R.A., 1990: Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 151-168.
- Tribe, I. y D'Lemos, R.S., 1996: Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Jour. Geol. Soc.*, 153: 127-138.
- Tucker, R.D. y Pharaoh, T.C., 1991: U-Pb zircon ages for Late Precambrian igneous rocks in southern Britain. *Jour. Geol. Soc.*, 148: 435-443.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1980: Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 439-451.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1985: Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13: 238-241.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1987: Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures. *Geology*, 15: 606-609.
- Tullis, J., Snoke, A.W. y Todd, V.R., 1982: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10: 227-230.
- Turner, S., McDermott, F., Hawkesworth, C. y Kepezhinskas, P., 1998: A U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutians: constraints on source composition and melting processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133: 217-234.
- Unrug, R., Haranczyk, C. y Chocyk-Jaminska, M., 1999: Easternmost Avalonian and Armorican-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian-Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, 302: 133-157.
- Valín, M.L., Pérez-Estaun, A., Martín-Izard, A. y Marcos, A., 1994: Variación de la textura y química mineral de rocas metabásicas en una zona de cizalla (Complejo de Cabo Ortegal, NW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 179-189.
- Vegas, R., 1970: Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series ante-ordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. *Estudios Geol.*, 26: 225-231.
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A., Grant, S.W.E., 1994: Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131(6): 729-765.
- Vidal, P., Auvray, B., Charlot, R. y Cogné, J., 1981: Precadomian relics in the Armorican Massif; their age and role in the evolution of the western and central European cadomian-hercynian belt. *Precamb. Res.*, 14: 1-20.
- Vignerresse, J.L. y Bouchez, J.L., 1997: Sucesive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Jour. Petrol.*, 38: 1767-1776.
- Vilas, L., Herranz, P., San José, M.A. y de Peláez, J.R., 1981: El Precámbrico y sus relaciones con el paleozoico inferior en el sector centro meridional del macizo Ibérico. *R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat.*, Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG. Madrid, I: 76-93.
- Von Quadt, A., 1992: U-Pb zircons and Sm-Nd Geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (eastern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 57-67.
- Wagner, R.H., 1999: Peñarroya, a strike-slip controlled basin of early Westphalian age in Southwest Spain. *Bull. Czech Geol. Surv.*, 74 (2): 87-108.
- Walsh, J.N., Beckinsale, R.D., Skerlhorn, R.R. y Thorpe, R.S., 1979: Geochemistry and petrogenesis of tertiary granitic rocks from the Mull Island, Northwestern Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 99-116.
- Weaver, B.L. y Tarney, J., 1981: Continental crust composition and nature of the lower crust: constraints from the mantle Nd-Sr isotope correlation. *Nature*, 286: 342-346.
- Whalen, J.B., Jenner, G.A., Currie, K.L., Barr, S.M., Longstaffe, F. J. y Hegner, E., 1994: Geochemical and Isotopic Characteristics of granitoids of the Avalon Zone, Southern New Brunswick: Possible evidence for Repeated Delamination Events. *Jour. Geol.*, 102: 269-282.
- White, J.C. y White, S.H., 1983: Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. *Jour. Struct. Geol.*, 5: 579-589.
- White, S.H., Burows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J., 1980: On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 175-187.
- Wilson, M., 1989: *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman (Londres): 1-466 pp.
- Willie, J.P. y Sekine, Y., 1982: The formation of mantle phogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 375-380.
- Winchester, J.A., 1983: The geochemistry of the Strathconon amphibolites, Northern Scotland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 33: 289-306.
- Winchester, J.A. y Max, M.D., 1984: Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *Jour. Metamorphic Geology* 2: 1-11.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- Wolf, M.B. y Wyllie, P.J., 1993: Garnet Growth during Amphibolite Anatexis: Implications of a Garnetiferous Restite. *Jour. Geol.*, 101: 357-373.
- Wolf, M.B. y Wyllie, P.J., 1994: Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature

## Bibliografía

- and time. *Contrib. Mineral Petrol.*, 115: 369-383.
- Wood, D.A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Letters*, 50: 11-30.
- Woodhead, J., Eggins, S. y Gamble, J., 1993: High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Letters*, 114: 491-504.
- Wright, J.E. y Wyld, S.J., 1994: The Rattlesnake Creek terrane, Klamath Mountains, California: An early Mesozoic volcanic arc and its basement of tectonically disrupted oceanic crust. *GSA Bulletin*, 106 (8): 1033-1056.
- Yardley, B.W.D., 1989: An introduction to metamorphic Petrology. Longman, New York, 1-248 pp.
- Yang, A.I., 1994: A revision of the garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 467-473
- Zamarreño, I., 1977: Early Cambrian algal carbonates in southern Spain. En: Flügel (Eds.): *Fossil algae*. Springer Verlag. Berlín, Heidelberg, New York, 360-365.
- Zamarreño, I., 1978: Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España, Cuad. Sem. Est. Ceram. Sagardelos, 27: 287-311.
- Zanettin, B., 1984: Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7: 19-20.
- Zulauf, G., Dörr, W., Finger, F., Fiala, J. y Vejnar, Z., 1999a: Cadomian tectonometamorphic imprints in the central part of the Bohemian Massif (Teplá Barrandian Unit). *Terra Nostra*, 99 (1): 216-217.
- Zulauf, G., Dörr, W., Finger, F., Fiala, J. y Vejnar, Z., 1999b: Cadomian tectonometamorphic events in the Bohemian Massif (Czech Republic). En: J.A. Gámez-Vintaned, L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.): *International Meeting on Cadomian Orogens*. XV RGOP, Badajoz, Spain, 234-236.
- Zulauf, G., Schitter, F., Riegler, G., Finger, F., Fiala, J. y Vejnar, Z., 1999c: Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z. dt. geol. Ges.* 150 (4): 627-369.

# **ANEXOS**

***Mapas***

***Análisis de roca total***

***Análisis de fases minerales***

***Diagramas multielementales***





## ANEXO A

Mapa Geológico del macizo de Mérida a escala 1:50.000

Mapa Geológico del macizo de Valle de la Serena a escala 1:50.000

Mapa Geológico del granito de Valsequillo a escala 1:50.000

Mapa Geológico del sector de Oliva de Mérida-Palomas-Alange a escala 1:50.000

Mapa Geológico del sector de Fuente Obejuna a escala 1:25.000

Mapa Geológico del sector de El Hoyo-El Entredicho a escala 1:25.000

## ANEXO B

Situación (Coordenadas UTM) de las muestras analizadas para geoquímica de roca total.

Análisis químicos de roca total del macizo de Mérida, Oliva de Mérida, Valle de la Serena, El Mosquil, Ahillones y La Bomba.

## ANEXO C

Análisis químicos minerales de granate, piroxeno, anfíbol, plagioclasa, esfena, ilmenita, epidota/clinozoisita y feldespato potásico de las facies acumulativas del macizo de Mérida.

Análisis químicos minerales de piroxeno, anfíbol, biotita, plagioclasa y feldespato potásico de las dioritas, gabros y granodioritas de Valle de la Serena, Valsequillo y dioritas de mezcla de Guareña.

Análisis químicos minerales de granate, piroxeno, anfíbol y plagioclasa de una anfibolita de alto grado del domo migmático de Fuente Obejuna.

## ANEXO D

Diagramas de variación química de las Vulcanitas de Don Álvaro-Oliva de Mérida frente a la sílice y frente al Mg# (elementos traza y REE).

Diagramas multielementales normalizados frente a condrito (Thompson et al., 1982) de las rocas del macizo de Mérida, Palomas, Valle de la Serena, Oliva de Mérida, Vulcanitas de Oliva de Mérida-Don Álvaro, El Mosquil, Ahillones, La Bomba y anfibolitas del CBBC y de El Cuartel.

MUESTRA	LITOLOGIA	Macizo	Coord. UTM.
BM-04	horblendita grano grueso	Mérida	29SQD43147348
BM-8	toba riolítica	Mérida	29SQD43077380
BM-14	Diorita de gr. Fino	Mérida	29SQD43157443
BM-15	Leucotonalita de San Pedro	Mérida	29SQD43157443
BM-18	dique ácido milonitizado	Mérida	29SQD43157443
BM-20	Leucotonalita con cizallas frías	Mérida	29SQD43107411
BM-21	leucotonalita poco deformada	Mérida	29SQD43107411
BM-22	leucotonatita deformada	Mérida	29SQD43157443
BM-23	Leucotonatita San pedro	Mérida	29SQD43157443
BM-26	diorita acumulativa	Mérida	29SQD43147348
BM-27	diorita leucocrática	Mérida	29SQD43147348
BM-28	Diorita acumulativa	Mérida	29SQD43147348
BM-29	Anfibolititas cumulativas	Mérida	29SQD43147348
BM-30	plagioclasitas Mérida	Mérida	29SQD43147348
BM-31	Diorita grano fino	Mérida	29SQD43157443
BM-32	diorita grano grueso	Mérida	29SQD43157443
BM-33	dique de dioritas de grano fino	Mérida	29SQD43157443
BM-34	diorita de grano grueso	Mérida	29SQD43157443
BM-35	diorita grano medio	Mérida	29SQD43157443
BM-37	Riolita del Canal del Zújar	Mérida	29SQD43047367
BM-40	diorita leucocrática	Mérida	29SQD43147348
BM-48	Gabro de Alange	Mérida	29SQD43047367
BM-51	ortogneis intermedio	Mérida	29SQD43107411
BM-52	roca volcánica básica	Mérida	29SQD43077376
BM-53	riolita vítrea Mérida	Mérida	29SQD43077376
BM-59	leucotonalita valverde	Mérida	29SQD43107411
BM-61	Anfibolita Don Alvaro	Mérida	29SQD43057371
BM-62	granodiorita de Don Alvaro	Mérida	29SQD43057371
BM-62B	granodiorita de Don Alvaro	Mérida	29SQD43057371
BM-64	anfibolita grano medio. Don Alvaro	Mérida	29SQD43057371
BM-105	acumulados con granate	Mérida	29SQD43147348
BO-01	riodacita Oliva	Oliva	29SQD4302759
BO-02	cumulates Oliva	Oliva	29SQD41007650
BO-03	diorita cumulativa	Oliva	29SQD41007650
BO-10	Dioritas de Valdelapeña	Oliva	29SQD41007650
BO-11	Dioritas de Valdelapeña	Oliva	29SQD41007650
BO-13	Riolita con fenocristales	Oliva	29SQD43027570
BO-19	Anfibolita de grano medio	Oliva	29SQD43027568
BO-37	Riolita con fenocristales de cuarzo	Oliva	29SQD43027590
BO-41	metaignimbrita	Oliva	29SQD43027570
BO-42	gneis riolítico	Oliva	29SQD43027590
BO-43	gneis anfibolítico	Oliva	29SQD43027589
BO-45	anfibolita oliva	Oliva	29SQD43027590
BO-50	Dioritas de oliva de Mérida	Oliva	29SQD43027590
BO-51	Dioritas de oliva de Mérida	Oliva	29SQD43027590

**Tabla I.1. Relación de muestras analizadas, descripción y situación (coord. UTM).**





MUESTRA/ ITOLÓGI	BM-21 Dio-grd Mérida	BM-40 Dio-grd Mérida	BM-51 Dio-grd Mérida	BM-59 Dio-grd Mérida	BM-48 Gabro Mérida	BM-62B Grd. Mérida	BM-15 LC Mérida	BM-18 LC Mérida	BM-20 LC Mérida	BM-22 LC Mérida	BM-23 LC Mérida	BM-37 Riolita Vulc.	BO-13 Riolita Vulc.	BO-19 Anf. Vulc.	BO-37 Riolita Vulc.	BO-41 Riolita Vulc.	BO-42 Riolita Vulc.	BO-43 Anf. Vulc.	BO-45 Anf. Vulc.
SiO2	57.93	49.20	46.90	38.36	50.98	65.39	73.78	77.43	71.71	75.87	73.87	77.21	68.23	53.33	75.91	70.69	70.55	45.07	52.54
TiO2	0.71	0.58	0.75	0.56	0.96	0.36	0.05	0.02	0.14	0.08	0.11	0.19	0.83	1435.00	0.14	0.45	0.45	3920.00	1.00
Al2O3	16.14	22.48	19.16	17.04	16.97	16.37	14.20	13.37	14.53	12.51	14.76	11.24	10.31	13.11	12.86	12.57	12.74	12.18	14.65
Fe2O3t	6.05	5.92	9.87	5.66	9.01	3.97	0.75	0.10	1.54	1.14	1.27	1.49	8.16	12.07	1.84	5.55	5.72	18.69	8.79
MgO	2.38	3.00	6.86	3.30	4.41	1.46	0.19	0.04	0.43	0.09	0.45	0.37	2.64	4.19	0.28	1.10	0.94	4.97	6.99
CaO	7.78	9.89	6.44	7.02	4.01	6.71	4.49	0.45	1.49	2.14	2.35	0.28	0.85	8.61	0.62	0.46	0.34	8.27	8.22
MnO	0.12	0.08	0.15	0.11	0.12	0.07	0.03	0.00	0.03	0.02	0.04	0.02	0.10	0.23	0.03	0.10	0.06	0.27	0.15
Na2O	3.36	3.27	2.78	3.26	3.47	4.69	3.42	7.70	5.16	5.52	5.29	2.57	1.73	3.16	4.66	4.17	2.90	2.70	4.05
K2O	0.81	2.09	1.93	1.22	2.36	1.23	3.28	0.15	2.27	0.46	0.92	4.24	2.49	0.77	2.38	2.36	4.27	0.51	0.80
P2O5	0.17	0.08	0.06	0.12	0.26	0.16	0.08	0.08	0.04	0.02	0.10	0.11	0.25	0.18	0.06	0.10	0.10	0.54	0.11
LOI	4.06	3.67	3.87	2.26	6.02	1.96	1.07	0.27	3.01	0.97	0.98	1.57	3.03	0.64	1.32	3.44	1.67	3.28	1.92
TOTAL	99.51	100.26	98.76	98.89	98.57	100.22	98.55	99.60	100.35	98.81	100.13	99.29	98.61	97.73	100.10	100.98	99.74	100.40	99.22
FeO	5.44	5.33	8.88	5.09	8.11	3.66	0.67	0.09	1.39	1.03	1.14	1.34	7.34	10.86	1.66	4.99	5.15	16.82	7.91
Ba	72.75	265.18	1350.00	349.39	521.80	393.05	549.44	222.95	575.37	193.38	328.66	630.00	783.00	873.00	136.00	603.00	784.00	992.00	164.00
Be	2.00	0.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	0.00	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	3.00
Co	43.38	58.50	42.26	34.40	63.65	24.72	39.53	70.57	34.88	89.62	44.33	44.00	42.00	35.00	43.00	56.00	48.00	36.00	83.00
Cr	0.00	373.87	0.00	81.10	0.00	64.42	457.77	28.52	194.22	0.00	85.83	27.00	113.00	103.00	38.00	72.00	0.00	28.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	18.83	0.00	27.65	43.03	0.00	0.00	0.00	17.43	28.00	33.00	27.00	28.00	34.00	0.00	22.00	0.00
Ga	18.06	21.07	17.31	14.97	19.38	16.20	13.90	18.01	18.36	13.91	13.03	17.00	17.00	14.00	19.00	21.00	10.00	17.00	11.00
Hf	1.94	7.65	3.21	4.09	3.46	1.74	1.54	5.26	2.70	0.74	1.52	2.70	2.00	0.90	4.00	1.60	1.40	1.40	0.90
Nb	3.49	49.38	5.71	9.06	4.72	0.00	2.74	26.77	2.89	1.34	2.73	5.00	4.00	0.00	7.00	3.00	5.00	3.00	4.00
Ni	18.84	164.45	0.00	34.04	0.00	29.62	62.12	0.00	94.61	16.88	19.49	19.00	38.00	38.00	26.00	72.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.17	0.00	6.63	9.11	5.41	0.00	0.00	8.19	0.00	0.00	11.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.00	9.00	11.00
Rb	2.17	29.11	58.95	40.66	33.48	52.71	59.67	9.71	63.07	6.95	38.58	42.90	8.52	54.45	55.87	0.00	45.71	0.00	0.00
Sc	19.00	13.00	21.00	17.00	16.00	8.00	7.00	2.00	3.00	2.00	2.00	23.00	4.00	14.00	32.00	5.00	9.00	9.00	44.00
Sr	293.09	383.54	610.00	208.52	441.22	818.67	428.88	271.13	401.72	267.29	414.69	338.00	245.00	77.00	264.00	90.00	36.00	26.00	255.00
Ta	0.13	2.85	0.48	0.66	0.42	0.00	0.22	3.40	0.22	0.24	0.30	0.30	0.30	0.00	0.50	0.10	0.60	0.20	0.60
Th	0.13	3.68	9.21	5.04	1.18	0.33	1.97	2.04	1.24	0.17	5.53	0.90	1.20	0.40	3.30	0.10	2.40	2.70	1.20
Tl	0.00	0.17	0.27	0.22	0.21	0.40	0.30	0.00	0.33	0.00	0.16	0.20	0.20	0.30	0.10	0.10	0.20	0.20	0.30
U	0.00	1.87	3.57	1.22	1.50	0.15	0.68	2.46	0.38	0.17	1.06	0.90	0.40	0.20	0.80	0.00	0.60	1.00	0.40
V	127.00	140.00	310.00	113.00	144.00	67.00	55.00	0.00	9.00	0.00	0.00	144.00	26.00	5.00	300.00	8.00	13.00	0.00	490.00
Y	44.76	32.76	10.77	20.87	12.39	9.02	12.39	64.78	16.01	8.67	13.41	23.00	13.00	57.00	32.00	27.00	84.00	94.00	68.00
Zn	81.60	117.56	42.32	46.05	38.94	33.95	60.11	49.65	75.85	0.00	58.69	65.00	55.00	31.00	95.00	114.00	0.00	75.00	0.00
Zr	49.71	324.55	119.86	155.56	145.73	68.34	51.43	195.33	107.62	26.36	49.75	72.00	132.00	382.00	131.00	132.00	502.00	521.00	211.00
La	5.83	35.61	35.80	31.61	9.69	5.22	10.76	17.16	8.15	2.56	10.48	11.00	7.60	3.60	14.00	6.90	8.80	10.00	5.80
Ce	21.10	72.70	62.27	62.36	17.46	11.00	21.69	33.93	16.77	4.68	21.59	24.00	17.00	8.10	30.00	26.00	15.00	23.00	10.00
Pr	3.96	9.27	6.30	6.73	2.20	1.39	2.59	5.13	6.62	2.18	2.53	3.48	2.23	1.10	3.81	4.46	1.45	3.07	1.03
Nd	19.44	34.56	21.04	23.73	8.59	5.96	9.92	21.71	8.64	3.27	9.06	14.00	9.70	5.10	16.00	24.00	4.60	13.00	3.40
Sm	6.19	8.19	3.54	5.10	2.17	1.52	2.39	6.70	2.32	1.07	2.13	3.30	2.90	1.50	4.70	7.60	0.90	3.40	0.70
Eu	1.65	3.17	1.11	1.33	1.12	0.69	0.79	2.12	2.93	0.64	0.81	0.98	1.00	0.61	1.54	1.72	0.27	1.13	0.18
Gd	7.72	9.01	3.05	4.84	2.41	1.79	2.45	8.14	10.39	2.80	2.46	3.50	3.70	1.70	6.20	7.80	0.90	3.70	0.90
Tb	1.24	1.19	0.36	0.69	0.35	0.27	0.38	1.76	0.44	0.23	0.35	0.50	0.70	0.30	1.10	1.10	0.10	0.60	0.20
Dy	7.53	6.30	1.82	3.75	1.97	1.65	2.13	8.36	10.79	1.35	2.09	2.90	4.00	1.70	7.20	6.20	0.80	3.30	1.20
Ho	1.70	1.21	0.36	0.75	0.45	0.34	0.44	1.90	2.67	0.32	0.47	0.70	0.90	0.40	1.50	1.20	0.20	0.70	0.30
Er	4.98	3.06	1.10	2.30	1.31	0.97	1.35	7.10	1.83	0.97	1.36	1.90	2.60	1.00	4.80	3.20	0.60	2.20	0.80
Tm	0.74	0.38	0.16	0.34	0.20	0.13	0.20	1.07	0.28	0.13	0.21	0.28	0.39	0.15	0.74	0.41	0.10	0.32	0.13
Yb	4.28	2.24	1.09	2.07	1.26	0.84	1.24	6.37	1.78	0.84	1.33	1.70	2.50	0.90	4.60	2.30	0.70	1.90	0.80
Lu	0.62	0.28	0.19	0.29	0.20	0.12	0.18	0.87	0.29	0.12	0.20	0.26	0.36	0.13	0.68	0.28	0.11	0.30	0.11

Tabla I.3. Análisis de roca total de las muestras del Macizo de Mérida y de las Vulcanitas de Don Álvaro y Oliva de Mérida.

Tabla I.4. Análisis de roca total de las muestras de las vulcanitas, dioritas Oliva de Mérida, granodiorita de El Mosquil y Ahillones y de La Bomba.

MUESTRA/ ITOLOGÍ	BM-8 Riolita Vulc.	BM-52 Anf. Vulc.	BM-53 Riolita Vulc.	BM-61 Anf. Vulc.	BM-64 Anf. Vulc.	BO-02 Acum. Oliva	BO-03 Acum. Oliva	BO-10 Dio. Oliva	BO-11 Dio. Oliva	BO-50 Dio. Oliva	BO-51 Dio. Oliva	AHI-1 Ahillones Gt.	AHI-2 Ahillones Gt.	AHI-3 Ahillones Gt.	AHI-4 Ahillones Gt.	AHI-1 Ahillones Gt.	LE-97-81 La Bomba Gt.	MOST-1 El Mosquil Ton.	MOST-2 El Mosquil Ton.
SiO <sub>2</sub>	78.71	52.40	75.59	43.30	52.99	48.29	44.96	52.15	65.94	46.22	53.31	74.12	74.12	74.28	73.27	74.12	69.32	62.59	65.96
TiO <sub>2</sub>	0.11	2445.00	0.19	2885.00	0.28	0.43	0.49	0.33	0.42	0.42	1.68	0.16	0.21	0.20	0.23	0.16	0.24	1.02	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.65	13.01	12.36	11.92	12.35	16.61	24.09	16.02	15.54	20.58	13.78	12.87	13.09	13.30	13.50	12.87	14.12	15.09	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0.90	13.57	1.63	15.39	13.92	7.54	5.03	7.75	4.41	5.89	12.81	1.78	2.48	2.03	2.54	1.78	8.04	6.02	4.35
MgO	0.36	3.39	0.34	7.57	3.41	10.82	3.96	7.63	2.08	6.68	4.20	0.40	0.75	0.62	0.55	0.40	1.01	2.35	2.02
CaO	0.29	8.22	0.82	12.22	6.69	9.84	13.04	7.94	1.22	11.44	5.74	0.70	0.40	0.18	1.89	0.70	0.38	4.43	3.04
MnO	0.02	0.24	0.04	0.27	0.21	0.16	0.09	0.17	0.10	0.15	0.26	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.12	0.07	0.06
Na <sub>2</sub> O	3.40	2.63	4.73	1.48	2.65	2.21	1.67	2.92	4.42	1.87	3.42	3.99	4.14	3.91	4.33	3.99	0.04	3.08	3.21
K <sub>2</sub> O	2.32	0.94	2.84	1.19	1.55	0.38	1.77	1.93	2.04	1.38	0.66	2.68	1.59	1.86	1.44	2.68	4.36	2.87	2.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.25	0.05	0.56	0.28	0.06	0.14	0.11	0.20	0.07	0.25	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07	0.07	0.25	0.16
LOI	1.71	1.50	1.25	2.31	2.85	3.39	4.01	2.27	2.66	3.85	1.84	1.84	1.97	1.93	1.71	1.84	2.68	2.04	1.92
TOTAL	99.53	98.59	99.84	99.09	99.22	99.59	99.18	99.39	98.93	98.54	100.07	98.64	98.90	98.39	99.55	98.64	0.00	99.81	99.40
FeO	0.81	12.21	1.47	13.85	12.53	6.78	4.53	6.97	3.97	5.30	11.53	1.60	2.23	1.83	2.29	1.60	5.42	5.42	3.91
Ba	0.00	963.00	375.00	456.00	1329.00	358.00	140.00	390.00	563.00	140.00	789.00	560.00	260.00	341.00	430.00	560.00	144.22	863.00	982.00
Be	0.00	2.00	2.00	1.00	1.00	2.00	0.00	0.00	1.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.07	2.20	2.20
Co	0.00	36.00	47.00	49.00	24.00	30.86	36.15	57.31	46.46	54.36	72.57	6.00	7.00	7.00	9.00	6.00	35.51	19.00	16.00
Cr	0.00	0.00	0.00	364.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.70	0.00	26.00	25.00	33.00	0.00	0.00	60.00	65.00
Cu	0.00	37.00	12.00	17.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	59.00	0.00	0.00	50.61	32.00	16.00
Ga	0.00	21.00	20.00	12.00	15.00	12.81	23.98	24.84	23.01	8.89	16.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.79	18.00	19.00
Hf	0.00	5.00	2.00	0.70	3.20	3.23	12.38	12.50	7.49	0.93	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb	0.00	11.00	4.00	0.00	8.00	3.42	19.12	21.59	14.84	3.65	5.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.42	13.00	7.30
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.315	6.00	6.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.86	0.00	0.00
Rb	0.00	52.71	59.67	10.12	30.07	50.00	30.00	74.00	15.00	0.00	46.00	34.00	48.00	33.00	13.00	48.00	10.18	79.00	82.00
Sc	0.00	21.00	33.00	17.00	7.00	10.00	27.00	18.00	33.00	36.00	23.00	5.00	6.00	6.00	4.00	5.00	32.64	23.00	13.00
Sr	0.00	742.00	361.00	360.00	652.00	206.00	581.00	802.00	424.00	266.00	627.00	120.00	56.00	57.00	183.00	111.00	132.81	237.00	227.00
Ta	0.00	0.70	0.20	0.00	0.60	0.45	1.37	1.45	0.80	1.35	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.00	2.30	0.70	0.30	7.30	6.69	8.77	9.20	1.28	1.82	5.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.10	19.00	18.00
Tl	0.00	0.80	0.10	0.10	0.20	0.15	0.20	0.80	0.20	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
U	0.00	0.60	0.10	0.00	1.90	2.52	2.24	2.34	0.56	0.62	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	310.00	357.00	113.00	55.00	83.00	114.00	131.00	173.00	219.00	120.00	13.00	21.00	17.00	27.00	13.00	10.12	169.00	105.00
Y	0.00	8.00	48.00	17.00	11.00	20.00	6.00	6.00	12.00	21.00	7.00	14.00	2.00	1.00	3.00	14.00	20.50	31.00	16.00
Zn	0.00	157.00	74.00	38.00	0.00	0.00	69.00	59.68	75.26	0.00	0.00	17.00	13.00	8.00	17.00	17.00	12.28	80.00	43.00
Zr	0.00	25.00	182.00	90.00	135.00	160.00	21.00	23.00	49.00	79.00	27.00	95.00	95.00	95.00	100.00	95.00	167.98	237.00	167.00
La	0.00	14.00	14.00	3.70	42.00	23.50	27.73	45.88	21.28	2.95	20.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	59.04	32.00	0.00
Ce	0.00	35.00	34.00	7.70	75.00	41.28	60.34	93.29	49.37	6.00	35.84	0.00	0.00	0.00	38.00	0.00	60.91	66.00	41.00
Pr	0.00	4.60	4.44	0.98	7.39	4.40	7.31	11.88	6.46	0.56	3.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd	0.00	20.00	20.00	4.30	25.00	15.17	28.90	46.65	28.35	2.09	11.84	0.00	0.00	0.00	0.00	13.00	42.04	0.00	0.00
Sm	0.00	6.30	5.40	1.30	3.90	3.23	8.03	12.07	8.43	0.59	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
Eu	0.00	2.09	1.53	0.64	1.20	0.56	2.10	2.76	2.44	0.18	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.07	0.00	0.00
Gd	0.00	7.50	6.40	1.40	3.50	3.60	10.01	13.97	10.92	0.66	2.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.61	0.00	0.00
Tb	0.00	1.30	1.20	0.40	0.40	0.56	1.88	2.33	1.88	0.14	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	0.00	7.90	7.60	1.40	2.20	3.36	12.27	13.98	11.81	0.90	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.717	0.00	0.00
Ho	0.00	1.60	1.70	0.30	0.40	0.75	2.80	3.09	2.58	0.16	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	4.80	5.40	0.80	1.30	2.50	8.90	9.70	7.66	0.48	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00
Tm	0.00	0.72	0.84	0.13	0.21	0.40	1.41	1.51	1.13	0.08	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.00	4.50	5.40	0.70	1.40	2.64	9.03	9.38	6.91	0.46	1.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.319	0.00	0.00
Lu	0.00	0.64	0.83	0.11	0.21	0.44	1.35	1.43	0.99	0.08	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2014.00	0.00	0.00

**ANEXO C**

**Tabla II.1. Análisis de granates en los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida).**

Sample an.	BM-80W 232c	BM-80W 233c	BM-80W 234c	BM-80W 235b	BM-80W 236b	BM-80W 237b	BM-80W 238b	BM-80W 239b	BM-80W 241b	BM-80W 243b	BM-80W 244b	BM-80W 245b	BM-80W 246c
K2O	0.01	-	-	0.00	7.02	-	0.01	0.02	0.00	-	0.00	0.01	-
CaO	7.20	7.36	7.21	7.17	27.16	7.09	7.31	7.65	7.89	7.18	7.07	7.28	6.48
TiO2	0.15	0.12	0.16	0.17	0.95	0.08	0.06	0.12	0.09	0.12	0.11	0.08	0.05
Cr2O3	0.10	0.04	-	-	-	0.00	0.02	-	-	0.03	0.05	0.02	-
MnO	0.88	1.14	1.08	0.99	0.05	1.03	1.03	0.91	1.04	0.96	0.95	1.16	0.89
FeOt	28.01	28.03	27.06	27.59	4.93	27.01	27.66	26.99	27.16	27.74	28.18	28.35	29.06
NiO	0.07	0.03	-	-	-	0.09	-	0.07	-	0.01	-	-	-
Na2O	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04	0.01	0.03	-	-	0.02	0.01	0.04
SiO2	38.41	38.03	37.89	38.34	0.14	37.95	38.06	38.09	37.61	38.15	38.35	38.38	37.90
Al2O3	20.81	20.27	20.72	20.54	38.26	20.75	20.66	20.72	20.18	20.49	20.00	20.62	20.47
MgO	5.02	4.66	5.02	4.97	20.85	5.08	5.01	4.95	4.80	4.79	4.77	4.53	4.47
TOTAL	100.67	99.68	99.17	99.79	99.36	99.13	99.81	99.54	98.78	99.45	99.51	100.44	99.35
SiO2	2.99	3.00	2.99	3.01	0.01	3.00	2.99	3.00	2.99	3.01	3.03	3.01	3.01
Al.VI	1.91	1.89	1.92	1.90	0.03	1.93	1.90	1.92	1.88	1.91	1.86	1.91	1.91
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	-
Fe3+	0.08	0.10	0.07	0.09	0.28	0.06	0.09	0.07	0.12	0.08	0.13	0.09	0.08
Fe2+	1.75	1.75	1.72	1.73	-	1.72	1.73	1.70	1.69	1.75	1.74	1.77	1.85
Mg	0.58	0.55	0.59	0.58	2.08	0.60	0.59	0.58	0.57	0.56	0.56	0.53	0.53
Ni	0.00	0.00	-	-	-	0.01	-	0.00	-	0.00	-	-	-
Mn	0.06	0.08	0.07	0.07	0.00	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06
Ca	0.60	0.62	0.61	0.60	1.95	0.60	0.62	0.65	0.67	0.61	0.60	0.61	0.55
Andr	0.04	0.06	0.04	0.05	0.12	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04
Gros	0.16	0.16	0.17	0.16	0.41	0.17	0.17	0.18	0.17	0.16	0.14	0.17	0.15
Pyr	0.19	0.18	0.20	0.20	0.52	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18
Alm	0.58	0.58	0.57	0.58	-	0.58	0.58	0.57	0.56	0.59	0.59	0.59	0.62

**Tabla II.2. Análisis de granates en los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida).**

Sample an.	BM-80W 248c	BM-80W 249c	BM-80W 252b	BM-80W 253c	BM-80W 255c	BM-80W 256c	BM-80W 257b	BM-80W 258b	BM-80W 263	BM-81W 89	BM-81W 90	BM-81W 91	BM-81W 93
K2O	-	0.01	0.02	0.01	-	0.02	0.01	-	0.01	0.00	0.01	-	-
CaO	7.49	7.15	7.37	7.30	6.95	7.53	7.58	7.69	7.19	7.87	6.40	6.48	7.30
TiO2	0.08	0.08	0.04	0.15	0.18	0.04	0.07	0.04	0.08	0.16	0.06	0.10	0.10
Cr2O3	-	0.06	0.09	0.01	-	-	0.06	0.07	0.02	0.01	-	0.08	0.00
MnO	1.27	0.93	0.80	0.99	0.95	0.77	0.86	0.75	0.98	0.96	1.15	1.20	1.07
FeOt	27.96	28.21	27.79	27.81	27.40	27.21	27.79	27.42	27.33	27.92	29.35	28.95	29.69
NiO	-	0.14	0.09	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	0.04
Na2O	0.07	0.02	0.07	0.05	0.04	-	0.00	0.03	-	0.00	0.01	-	0.00
SiO2	38.08	38.09	37.74	38.24	38.38	37.79	37.69	38.03	37.85	37.03	37.14	36.92	36.95
Al2O3	20.25	20.54	20.41	20.52	20.38	20.80	20.32	20.47	20.90	21.09	20.96	20.84	21.01
MgO	4.65	5.04	5.05	4.82	4.73	4.91	4.86	4.90	5.19	4.55	4.46	4.40	4.25
TOTAL	99.83	100.26	99.46	99.89	99.09	99.07	99.24	99.41	99.55	99.60	99.53	98.96	100.42
SiO2	3.00	2.98	2.98	3.01	3.04	2.99	2.98	3.00	2.98	2.92	2.94	2.94	2.91
Al.VI	1.88	1.88	1.87	1.90	1.91	1.93	1.88	1.90	1.92	1.88	1.90	1.90	1.85
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr	-	0.00	0.01	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Fe3+	0.11	0.11	0.12	0.09	0.08	0.07	0.11	0.09	0.08	0.11	0.09	0.09	0.14
Fe2+	1.73	1.74	1.71	1.74	1.73	1.73	1.73	1.72	1.72	1.74	1.85	1.84	1.81
Mg	0.55	0.59	0.59	0.57	0.56	0.58	0.57	0.58	0.61	0.53	0.53	0.52	0.50
Ni	-	0.01	0.01	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Mn	0.08	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.08	0.08	0.07
Ca	0.63	0.60	0.62	0.62	0.59	0.64	0.64	0.65	0.61	0.67	0.54	0.55	0.62
Andr	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.07
Gros	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.18	0.16	0.18	0.17	0.17	0.14	0.14	0.14
Pyr	0.18	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.18	0.18	0.17	0.17
Alm	0.58	0.58	0.57	0.58	0.59	0.58	0.58	0.57	0.57	0.58	0.62	0.61	0.60

**Tabla II.3. Análisis de granates en los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida).**

Sample an.	BM-81W 95	BM-81W 98	BM-81W 99	BM-81W 100	BM-81W 101	BM-81W 102	BM-81W 103	BM-81W 106	BM-81W 107	BM-81W 108	BM-81W 109	BM-81W 110	BM-81W 111
K2O	0.02	0.02	-	-	-	-	0.01	0.02	-	0.02	-	-	0.03
CaO	7.75	7.18	7.35	7.46	7.28	7.25	8.42	7.80	5.68	5.06	4.72	4.41	4.35
TiO2	0.09	0.10	0.12	0.10	0.15	0.10	0.10	0.08	0.05	0.08	0.09	0.12	0.06
Cr2O3	0.01	-	-	0.04	0.02	-	0.09	0.01	-	0.02	0.09	0.02	-
MnO	1.05	0.87	1.26	0.98	1.06	1.13	0.90	0.95	1.28	1.40	1.54	1.69	1.73
FeOt	28.34	28.28	27.78	27.55	27.50	28.33	27.10	27.70	30.10	31.02	30.69	31.35	31.56
NiO	-	0.02	-	-	0.06	0.04	-	0.03	0.11	0.12	0.07	-	0.07
Na2O	0.06	0.01	0.01	-	0.02	-	-	-	0.01	-	0.01	0.00	0.06
SiO2	37.13	37.19	37.61	37.52	37.90	37.48	37.73	37.74	37.74	37.45	36.81	37.28	36.20
Al2O3	20.56	20.81	20.91	20.85	20.76	20.87	21.02	21.36	21.24	20.89	21.00	20.80	21.13
MgO	4.65	4.95	4.76	4.77	4.90	4.80	4.56	4.92	4.65	4.57	4.57	4.54	4.49
TOTAL	99.64	99.44	99.79	99.27	99.66	100.00	99.93	100.59	100.85	100.62	99.58	100.19	99.68
SiO2	2.93	2.94	2.96	2.97	2.98	2.95	2.96	2.94	2.95	2.95	2.93	2.95	2.88
Al.VI	1.84	1.87	1.90	1.91	1.91	1.88	1.91	1.90	1.91	1.89	1.90	1.89	1.86
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	-	-	0.00	0.00	-	0.01	0.00	-	0.00	0.01	0.00	-
Fe3+	0.15	0.12	0.09	0.08	0.08	0.11	0.08	0.09	0.08	0.11	0.09	0.10	0.14
Fe2+	1.72	1.75	1.74	1.74	1.73	1.75	1.70	1.71	1.89	1.93	1.95	1.98	1.96
Mg	0.55	0.58	0.56	0.56	0.57	0.56	0.53	0.57	0.54	0.54	0.54	0.54	0.53
Ni	-	0.00	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.01	0.01	0.00	-	0.00
Mn	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12
Ca	0.65	0.61	0.62	0.63	0.61	0.61	0.71	0.65	0.48	0.43	0.40	0.37	0.37
Andr	0.08	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.07
Gros	0.15	0.15	0.17	0.17	0.17	0.15	0.20	0.18	0.12	0.09	0.09	0.08	0.06
Pyr	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Alm	0.57	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.57	0.57	0.63	0.65	0.65	0.66	0.66

**Tabla II.4. Análisis de granates en los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida).**

Sample an.	BM-81W 112	BM-81W 113	BM-81W 114	BM-81W 115	BM-81W 117	BM-81W 118	BM-81W 119	BM-81W 121	BM-81W 122	BM-81W 123	BM-81W 124	BM-81W 125	BM-81W 126
K2O	-	0.02	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.02
CaO	4.50	4.42	4.36	4.66	4.69	4.69	4.54	4.57	4.47	4.55	4.47	4.64	4.86
TiO2	-	0.09	0.10	0.12	0.06	0.08	0.05	0.05	0.03	0.06	0.11	0.05	0.10
Cr2O3	0.03	-	0.05	-	0.00	-	-	0.10	0.00	-	0.08	0.01	-
MnO	1.82	1.99	1.92	1.91	2.03	1.96	1.95	1.95	1.88	1.93	1.60	1.60	1.66
FeOt	31.31	31.14	31.92	31.41	31.39	31.68	31.79	31.64	30.85	31.10	31.48	31.71	30.16
NiO	-	-	0.01	-	0.08	-	-	0.04	-	0.05	-	0.12	0.10
Na2O	-	0.04	0.06	-	-	0.04	0.01	-	0.01	0.05	0.02	-	-
SiO2	36.94	37.52	36.85	36.98	37.56	36.75	36.68	36.62	36.79	37.01	37.14	36.93	37.11
Al2O3	21.45	20.88	21.02	20.71	20.64	20.53	21.11	21.13	20.72	20.90	20.93	20.75	20.71
MgO	4.36	4.38	4.30	4.14	4.21	4.41	4.19	4.32	4.39	4.36	4.49	4.62	4.75
TOTAL	100.41	100.47	100.58	99.94	100.65	100.14	100.32	100.42	99.14	99.99	100.31	100.43	99.45
SiO2	2.92	2.96	2.91	2.94	2.97	2.92	2.91	2.90	2.94	2.94	2.94	2.92	2.95
Al.VI	1.91	1.91	1.87	1.89	1.89	1.84	1.88	1.87	1.90	1.89	1.89	1.85	1.89
Ti	-	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr	0.00	-	0.00	-	0.00	-	-	0.01	0.00	-	0.01	0.00	-
Fe3+	0.08	0.09	0.12	0.11	0.11	0.16	0.12	0.12	0.10	0.11	0.10	0.15	0.10
Fe2+	1.98	1.97	1.99	1.98	1.97	1.94	1.99	1.97	1.96	1.96	1.98	1.95	1.90
Mg	0.51	0.52	0.51	0.49	0.50	0.52	0.49	0.51	0.52	0.52	0.53	0.54	0.56
Ni	-	-	0.00	-	0.00	-	-	0.00	-	0.00	-	0.01	0.01
Mn	0.12	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11	0.11
Ca	0.38	0.37	0.37	0.40	0.40	0.40	0.39	0.39	0.38	0.39	0.38	0.39	0.41
Andr	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05
Gros	0.09	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	0.09
Pyr	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.19
Alm	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.65	0.66	0.66	0.66	0.65	0.66	0.65	0.64



**ANEXO C**

**Tabla II.5. Análisis de granates en los acumulados del Arroyo Albarregas (Macizo de Mérida).**

Sample an.	BM-105 758	BM-105 759	BM-105 760	BM-105 761	BM-105 762	BM-105 763	BM-105 764	BM-105 765	BM-105 766
K2O	-	-	0.01	-	-	0.02	0.02	0.02	0.02
CaO	4.63	5.48	4.41	5.45	4.63	4.35	4.23	4.32	4.38
TiO2	0.03	0.04	0.06	0.03	-	0.00	0.08	0.04	0.08
Cr2O3	-	0.07	0.06	-	-	-	-	0.03	-
MnO	1.17	1.11	1.21	1.08	1.41	1.65	1.98	1.93	2.39
FeOt	29.88	28.92	29.33	28.87	29.26	30.00	30.25	30.42	30.00
NiO	0.08	0.05	0.16	0.02	-	-	-	-	-
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	-	-	-	0.02
SiO2	36.99	37.99	37.96	37.33	37.01	37.41	37.00	36.92	37.10
Al2O3	21.17	21.27	21.27	21.37	21.43	21.39	21.05	21.34	20.93
MgO	6.19	5.94	6.44	5.49	5.94	5.72	5.63	5.39	5.46
TOTAL	100.17	100.91	100.94	99.67	99.69	100.54	100.24	100.41	100.38
SiO2	2.89	2.95	2.94	2.94	2.91	2.92	2.91	2.90	2.91
Al.VI	1.85	1.89	1.89	1.92	1.89	1.90	1.86	1.87	1.85
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	-	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	-
Fe3+	0.15	0.10	0.11	0.08	0.11	0.10	0.14	0.12	0.14
Fe2+	1.80	1.78	1.80	1.82	1.82	1.86	1.85	1.88	1.83
Mg	0.72	0.69	0.74	0.64	0.70	0.67	0.66	0.63	0.64
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	-	-	-	-	-
Mn	0.08	0.07	0.08	0.07	0.09	0.11	0.13	0.13	0.16
Ca	0.39	0.46	0.37	0.46	0.39	0.36	0.36	0.36	0.37
Andr	0.08	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07
Gros	0.06	0.10	0.07	0.12	0.08	0.07	0.05	0.06	0.05
Pyr	0.24	0.23	0.25	0.21	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21
Alm	0.60	0.59	0.60	0.61	0.61	0.62	0.62	0.63	0.61

**Tabla II.6. Análisis de piroxenos en gabros del macizo de Mérida.**

Sample anal.	BM-30 173	BM-30 189.00	BM-30A 21.00	BM-30A 24.00	BM-30A 44.00	BM-30A 45.00	BM-30A 49.00	BM-30B 38.00	BM-30B 98.00	BM-70 223	BM-70 234
K2O	0.11	0.32	1.18	0.36	0.04	0.47	0.06	0.11	0.32	0.59	0.51
CaO	13.16	12.90	18.61	13.34	13.54	13.25	13.56	13.16	12.90	12.81	13.20
TiO2	0.03	0.18	16.23	0.27	0.01	0.11	0.08	0.03	0.18	1.54	1.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.14	0.18	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.09
MnO	0.26	0.33	0.15	0.32	0.40	0.33	0.30	0.26	0.33	0.29	0.19
FeOt	15.76	17.68	8.37	13.51	12.25	15.16	13.40	15.76	17.68	12.49	12.98
NiO	0.05	0.09	0.00	0.00	0.16	0.06	0.00	0.05	0.09	0.06	0.14
Na2O	0.47	0.71	0.65	0.50	0.16	0.80	0.09	0.47	0.71	1.18	0.76
SiO2	53.49	49.90	38.75	51.02	55.22	49.26	53.98	53.49	49.90	47.29	48.02
Al2O3	2.55	4.80	9.30	5.11	1.26	5.79	1.91	2.55	4.80	7.32	6.34
MgO	12.87	11.78	5.83	13.68	16.28	13.18	14.61	12.87	11.78	14.17	14.50
TOTAL	98.75	98.69	99.20	98.27	99.32	98.41	97.97	98.75	98.69	97.91	97.73
Si	2.05	2.05	2.05	2.05	2.07	2.05	2.07	2.05	2.05	1.79	1.82
Al.IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.18
Al.VI	0.12	0.12	0.12	0.12	0.06	0.12	0.09	0.12	0.12	0.11	0.11
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.50	0.50	0.50	0.50	0.38	0.50	0.42	0.50	0.50	0.53	0.90
Mg	0.74	0.74	0.74	0.74	0.91	0.74	0.83	0.74	0.74	0.80	0.82
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.56	0.54	0.54	0.52	0.54
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.09	0.06
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02
XJd %	4.33	4.33	4.33	4.33	1.44	4.33	1.06	4.33	4.33	10.92	6.63
XAc %	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
XDi+Hd %	95.67	95.67	95.67	95.67	98.56	95.67	98.94	95.67	95.67	88.97	93.37
XFe	0.40	0.40	0.40	0.40	0.29	0.40	0.34	0.40	0.40	0.40	0.52

Tabla II.7. Análisis de anfíboles en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample an.	BM-81A 146	BM-81A 148	BM-81A 149	BM-81A 151	BM-81A 152	BM-81A 153	BM-81A 156	BM-81A 157	BM-81A 159	BM-81A 161	BM-81A 164	BM-81A 165	BM-81A 167	BM-81A 170	BM-81A 173	BM-81A 175	BM-81A 176	BM-81A 177	BM-81A 178	BM-81A 180	
K2O	0.55	0.57	0.54	0.57	0.51	0.57	0.60	0.51	0.57	0.60	0.48	0.54	0.46	0.61	0.57	0.70	0.59	0.50	0.52	0.49	
CaO	12.13	12.50	12.70	12.38	12.70	12.49	26.03	12.31	12.59	12.65	12.38	12.30	12.15	12.62	12.47	12.45	12.35	12.66	12.65	12.45	
TiO2	1.25	1.25	1.05	0.93	0.87	1.08	1.08	1.14	1.14	1.42	1.23	1.23	1.07	1.04	1.03	1.09	0.72	1.16	1.02	1.23	
FeO	15.17	14.86	15.24	14.22	14.51	14.35	0.93	14.07	15.17	15.00	15.79	15.15	15.38	13.09	12.58	14.19	12.46	12.20	13.38	14.17	
MnO	0.22	0.16	0.09	0.23	0.11	0.28	0.06	0.24	0.07	0.19	0.21	0.21	0.18	0.15	0.19	0.12	0.06	0.14	0.09	0.12	
Cr2O3	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
Na2O	1.85	2.00	1.80	1.88	2.02	1.91	0.01	1.89	2.00	2.01	1.98	2.07	2.05	1.91	1.86	2.01	1.81	1.85	1.69	1.74	
SiO2	39.74	39.33	40.78	40.38	39.87	40.38	38.58	40.13	39.70	38.11	40.32	39.26	39.72	41.35	42.09	41.60	42.69	41.85	40.81	41.88	
Al2O3	15.72	16.10	15.84	15.63	15.85	15.46	32.28	15.54	16.50	17.06	15.42	17.02	16.22	14.36	13.81	14.18	12.81	13.86	14.43	13.66	
MgO	9.70	9.74	9.78	10.34	10.16	10.58	0.00	10.47	9.63	9.74	10.17	9.48	9.75	11.90	12.02	11.24	12.72	11.56	11.62	11.18	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.13	0.07	0.10	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	
TOTAL	96.39	96.51	97.44	96.57	96.62	96.77	97.93	96.23	97.39	96.80	98.12	97.41	97.07	97.01	96.82	97.65	96.32	96.07	96.34	97.20	
Si	5.97	5.92	6.05	6.03	5.99	6.01	6.47	6.01	5.92	5.73	5.95	5.84	5.92	6.12	6.24	6.15	6.32	6.22	6.09	6.21	
Ti	0.14	0.14	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.12	0.13	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.11	0.12	0.08	0.13	0.11	0.14	
AlIV	2.78	2.86	2.77	2.75	2.81	2.72	6.38	2.74	2.90	3.02	2.68	2.99	2.85	2.51	2.41	2.47	2.24	2.43	2.54	2.31	
AlVI	0.75	0.78	0.82	0.79	0.79	0.73	4.86	0.75	0.83	0.75	0.63	0.83	0.76	0.62	0.65	0.61	0.56	0.63	0.63	0.59	
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe3+	0.45	0.29	0.37	0.35	0.25	0.45	0.00	0.40	0.28	0.43	0.57	0.42	0.52	0.37	0.22	0.35	0.38	0.29	0.38	0.49	
Fe2+	1.46	1.59	1.52	1.42	1.58	1.34	0.11	1.36	1.61	1.34	1.38	1.47	1.40	1.25	1.34	1.40	1.16	1.23	1.29	1.35	
Mg	2.17	2.19	2.16	2.30	2.27	2.35	0.00	2.34	2.14	2.18	2.24	2.10	2.16	2.62	2.65	2.48	2.81	2.67	2.57	2.47	
Mn	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	
Ca	1.95	2.02	1.95	1.98	2.04	1.99	4.68	1.97	2.01	2.04	1.96	1.96	1.94	2.00	2.01	1.97	1.98	1.97	2.02	2.01	
Na (M4)	0.05	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.06	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	
Na (A)	0.49	0.58	0.47	0.53	0.59	0.54	0.00	0.52	0.58	0.58	0.52	0.56	0.53	0.55	0.53	0.55	0.47	0.49	0.54	0.47	
K (A)	0.10	0.11	0.12	0.11	0.10	0.09	0.00	0.10	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.11	0.11	0.11	0.13	0.11	0.09	0.10	
A_posic	0.60	0.58	0.59	0.62	0.64	0.63	0.01	0.62	0.69	0.67	0.61	0.66	0.62	0.66	0.64	0.66	0.60	0.63	0.58	0.57	
mg#	0.60	0.58	0.59	0.62	0.64	0.63	0.00	0.63	0.57	0.60	0.62	0.59	0.61	0.68	0.67	0.64	0.71	0.69	0.67	0.65	
Sample an.	BM-30A 35	BM-30A 40	BM-30A 41	BM-30A 45???	BM-30A 46	BM-30A 47	BM-30A 48	BM-30A 50???	BM-30A 51	BM-30A 52	BM-30A 59	BM-30A 60	BM-30A 61	BM-30A 2B.1	BM-30B 3B.1	BM-30B 6B.2	BM-30B 5B.3	BM-30B 6B.3	BM-30B 8B.3	BM-30B 7B.4	BM-30B 8B.4
K2O	0.96	0.93	0.99	0.47	0.91	0.96	0.99	0.56	0.98	0.83	1.06	1.10	0.99	1.09	1.06	1.08	1.03	1.04	1.09	1.17	1.04
CaO	12.13	12.39	12.52	13.25	12.42	12.18	12.40	12.61	12.67	12.35	12.39	12.62	12.51	12.17	11.42	11.43	11.65	9.54	12.13	12.24	11.96
TiO2	1.41	1.63	1.68	1.11	1.54	1.54	1.45	0.82	1.58	1.24	1.32	1.15	1.21	1.29	1.86	1.82	1.72	1.30	1.45	1.84	1.75
FeO	16.08	15.98	15.82	15.16	14.98	16.52	16.43	15.14	15.57	15.00	15.84	15.60	15.01	18.07	18.75	18.23	18.13	20.15	18.85	19.28	18.52
MnO	0.21	0.16	0.19	0.33	0.33	0.29	0.29	0.13	0.25	0.38	0.26	0.23	0.28	0.33	0.29	0.33	0.42	0.29	0.35	0.36	0.43
Cr2O3	0.05	0.00	0.00	0.10	0.10	0.24	0.26	0.18	0.21	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.16	0.08
Na2O	1.71	1.41	1.64	0.80	1.48	1.54	1.73	0.81	1.56	1.48	1.43	1.35	1.28	1.57	1.80	1.83	1.59	1.36	1.54	1.36	1.93
SiO2	44.28	43.93	43.46	49.26	44.68	43.57	43.25	49.00	44.17	45.08	43.84	44.92	44.40	43.00	43.15	43.08	43.09	42.83	42.94	42.50	42.50
Al2O3	10.15	9.90	10.11	5.79	9.71	11.05	11.08	6.42	10.19	9.45	10.19	10.07	10.07	10.95	10.56	10.64	10.41	10.72	10.73	10.83	10.27
MgO	11.37	10.83	10.96	13.18	11.73	10.60	10.49	12.02	11.09	11.36	11.01	10.99	11.24	9.19	9.31	9.20	9.56	9.48	9.38	8.53	9.02
NiO	0.07	0.00	0.01	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.41	97.17	97.48	98.41	97.95	98.50	98.36	97.69	98.06	97.31	97.34	98.15	96.99	97.66	98.21	97.72	97.58	96.73	98.46	97.83	97.51
Si	6.54	6.61	6.54	7.21	6.62	6.45	6.45	7.24	6.59	6.73	6.57	6.68	6.66	6.50	6.46	6.49	6.48	6.35	6.44	6.40	6.48
Ti	0.16	0.18	0.19	0.01	0.17	0.17	0.16	0.09	0.18	0.14	0.15	0.13	0.14	0.15	0.21	0.21	0.19	0.15	0.16	0.21	0.20
AlIV	1.77	1.76	1.79	1.00	1.70	1.93	1.95	1.12	1.79	1.66	1.80	1.77	1.78	1.95	1.87	1.89	1.85	1.87	1.90	1.94	1.85
AlVI	0.31	0.36	0.33	0.21	0.32	0.38	0.39	0.36	0.38	0.40	0.37	0.45	0.44	0.46	0.33	0.38	0.33	0.22	0.33	0.34	0.32
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Fe3+	0.31	0.08	0.04	0.09	0.16	0.31	0.16	0.00	0.00	0.04	0.16	0.00	0.05	0.14	0.40	0.28	0.39	1.52	0.35	0.21	0.11
Fe2+	1.67	1.93	1.95	1.77	1.70	1.74	1.89	1.87	1.94	1.83	1.82	1.94	1.83	2.15	1.95	2.02	1.90	0.98	2.01	2.25	2.25
Mg	2.50	2.43	2.46	2.87	2.59	2.34	2.33	2.65	2.47	2.53	2.46	2.44	2.51	2.07	2.08	2.07	2.14	2.10	2.10	1.93	2.05
Mn	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06
Ca	1.92	2.00	2.02	2.08	1.97	1.93	1.98	2.00	2.03	1.98	1.99	2.01	2.01	1.97	1.83	1.84	1.88	1.52	1.95	1.99	1.95
Na (M4)	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.07	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.17	0.16	0.12	0.39	0.05	0.01	0.05
Na (A)	0.41	0.41	0.48	0.23	0.40	0.38	0.48	0.43	0.45	0.41	0.41	0.39	0.37	0.43	0.35	0.38	0.34	0.30	0.39	0.40	0.52
K (A)	0.18	0.18	0.19	0.09	0.17	0.18	0.19	0.11	0.19	0.16	0.20	0.21									

Tabla II.8. Análisis de anfíboles en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample an.	BM-81A 181	BM-81A 182	BM-81A 183	BM-81A 184	BM-81A 185	BM-81A 186	BM-81A 187	BM-81A 188	BM-81A 189	BM-81A 190	BM-81A 192	BM-81A 193	BM-81A 194	BM-81A 195	BM-81A 196	BM-81A 197	BM-81A 198	BM-75 59	BM-75 67	BM-75 132	BM-75 135
K2O	0.60	0.60	0.64	0.65	0.72	0.60	0.61	0.62	0.58	0.67	0.65	0.60	0.33	0.62	0.54	0.56	0.58	0.48	0.45	0.47	0.49
CaO	12.45	12.31	12.45	12.62	12.53	12.76	12.70	12.52	12.59	12.66	12.89	12.49	12.95	12.83	12.86	13.27	13.27	12.01	12.17	11.89	12.17
TiO2	1.50	1.49	1.28	1.31	1.44	1.26	0.82	0.90	1.01	1.26	1.07	1.17	0.58	1.02	1.04	0.99	1.15	1.18	1.09	1.08	1.04
FeO	14.01	14.14	13.86	13.57	13.38	13.86	12.64	12.71	13.83	13.24	13.29	13.54	13.35	12.88	12.88	14.71	15.02	22.58	22.16	22.17	21.31
MnO	0.10	0.15	0.08	0.09	0.14	0.20	0.15	0.18	0.25	0.24	0.15	0.20	0.23	0.17	0.17	0.24	0.17	0.40	0.36	0.33	0.38
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00
Na2O	1.67	1.74	1.81	1.58	1.64	1.69	1.74	1.90	1.73	1.57	1.62	1.79	1.67	1.70	1.93	1.91	2.02	1.72	1.49	1.51	1.36
SiO2	41.63	42.44	41.01	41.50	40.60	41.34	41.77	41.82	41.80	42.16	42.16	41.69	43.61	42.38	41.61	41.04	39.86	40.11	40.39	42.11	42.02
Al2O3	13.38	13.55	14.07	13.13	13.73	13.94	13.55	13.61	12.88	13.52	13.60	13.55	12.26	13.18	14.34	14.90	15.93	11.54	10.77	11.13	10.98
MgO	11.18	11.91	11.46	11.78	11.75	11.68	12.06	12.23	11.58	11.83	11.29	11.38	12.15	11.80	11.87	10.63	9.58	6.93	7.17	7.14	7.09
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.06	0.00	0.05	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00
TOTAL	96.52	98.32	96.70	96.28	95.93	97.40	96.06	96.49	96.26	97.35	96.78	96.46	97.17	96.66	97.23	98.24	97.63	96.97	96.05	97.90	96.84
Si	6.22	6.18	6.10	6.20	6.09	6.11	6.24	6.21	6.26	6.22	6.29	6.23	6.44	6.32	6.15	6.08	5.99	6.19	6.29	6.40	6.47
Ti	0.17	0.16	0.14	0.15	0.16	0.14	0.09	0.10	0.11	0.16	0.12	0.13	0.06	0.11	0.12	0.11	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12
AlIV	2.36	2.33	2.47	2.31	2.43	2.43	2.39	2.38	2.28	2.35	2.39	2.39	2.13	2.32	2.50	2.60	2.82	2.10	1.98	1.99	1.99
AlVI	0.58	0.51	0.57	0.52	0.52	0.54	0.62	0.59	0.54	0.57	0.68	0.61	0.58	0.63	0.65	0.69	0.81	0.30	0.27	0.39	0.46
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.28	0.54	0.42	0.36	0.43	0.42	0.26	0.35	0.32	0.31	0.07	0.26	0.21	0.12	0.23	0.14	0.00	0.65	0.58	0.55	0.31
Fe2+	1.47	1.18	1.31	1.34	1.25	1.29	1.31	1.23	1.41	1.32	1.59	1.43	1.44	1.48	1.36	1.69	1.89	2.27	2.31	2.27	2.43
Mg	2.49	2.59	2.54	2.62	2.63	2.57	2.68	2.71	2.58	2.60	2.51	2.53	2.67	2.62	2.62	2.35	2.15	1.60	1.66	1.62	1.63
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05
Ca	1.99	1.92	1.99	2.02	2.01	2.03	2.03	1.99	2.02	2.00	2.06	2.00	2.01	2.05	2.04	2.11	2.14	1.99	2.03	1.94	2.01
Na(M4)	0.01	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00
Na(A)	0.48	0.41	0.51	0.46	0.48	0.48	0.50	0.45	0.50	0.45	0.47	0.52	0.48	0.49	0.55	0.55	0.59	0.50	0.45	0.38	0.41
K(A)	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0.11	0.12	0.12	0.11	0.13	0.12	0.11	0.06	0.12	0.10	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09	0.10
A_posic	0.59	0.52	0.63	0.58	0.61	0.60	0.62	0.65	0.61	0.57	0.59	0.63	0.54	0.61	0.65	0.66	0.70	0.60	0.54	0.47	0.50
mg#	0.63	0.69	0.66	0.66	0.68	0.67	0.67	0.69	0.65	0.66	0.61	0.64	0.65	0.64	0.66	0.58	0.53	0.41	0.42	0.42	0.40
Sample an.	BM-30B 9B.4	BM-30B 0B.4	BM-77 103	BM-77 109	BM-77 118	BM-77 120	BM-77 121	BM-77 122	BM-77 123	BM-77 125	BM-77 126	BM-77 128	BM-77 131	BM-77 135	BM-77 136	BM-77 142	BM-77 143	BM-77 148	BM-77 150	BM-78 180	BM-78 181
K2O	0.32	1.01	1.27	1.16	0.81	1.23	0.80	1.02	1.19	0.81	0.85	0.81	1.01	0.83	0.87	1.22	0.91	1.15	0.78	0.87	0.87
CaO	12.90	11.56	12.58	12.36	12.25	12.20	12.52	12.34	12.18	12.35	12.40	12.48	12.27	12.32	12.29	12.39	12.09	12.23	12.34	12.45	12.50
TiO2	0.18	1.58	0.61	0.77	1.13	0.64	0.76	0.65	0.69	1.10	0.98	0.92	1.14	0.78	1.21	0.81	0.92	0.27	0.79	1.35	1.29
FeO	17.68	19.05	19.32	19.76	18.14	19.68	17.86	19.03	18.88	18.21	17.87	18.15	18.55	17.88	17.83	20.39	18.05	20.80	16.93	16.28	17.22
MnO	0.33	0.45	0.68	0.88	0.78	0.85	0.73	0.80	0.70	0.78	0.69	0.79	0.78	0.89	0.90	0.75	0.81	0.87	0.87	0.38	0.32
Cr2O3	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06
Na2O	0.71	1.88	1.21	1.26	1.19	1.29	1.09	1.22	1.31	1.13	1.16	1.18	1.28	1.17	1.12	1.30	1.14	1.12	0.98	1.11	1.08
SiO2	49.90	42.52	42.46	42.46	44.61	41.42	44.62	42.19	41.83	44.83	44.95	44.54	43.97	44.36	44.50	40.92	43.92	41.38	44.62	44.82	44.59
Al2O3	4.80	10.51	10.64	10.55	8.52	10.73	7.93	10.18	10.80	8.64	8.70	8.95	8.80	8.91	8.77	11.24	8.47	10.67	7.67	8.31	8.73
MgO	11.78	8.79	8.91	9.31	10.13	8.81	10.47	9.08	9.03	10.04	10.51	10.26	9.71	10.08	10.19	8.58	10.05	8.20	10.59	11.55	11.35
NiO	0.09	0.00	0.00	0.01	0.08	0.05	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.04	0.11	0.00	0.09
TOTAL	98.69	97.45	97.67	98.51	97.67	96.89	96.77	96.52	96.73	97.88	98.15	98.12	97.49	97.27	97.67	97.67	96.35	96.76	95.67	97.11	98.13
Si	7.34	6.46	6.46	6.37	6.70	6.34	6.77	6.47	6.40	6.72	6.70	6.66	6.66	6.66	6.68	6.23	6.69	6.36	6.82	6.72	6.62
Ti	0.02	0.18	0.07	0.09	0.13	0.07	0.09	0.08	0.08	0.12	0.11	0.10	0.13	0.09	0.14	0.09	0.11	0.03	0.09	0.15	0.14
AlIV	0.83	1.88	1.91	1.87	1.51	1.94	1.42	1.84	1.95	1.53	1.53	1.58	1.57	1.58	1.55	2.02	1.52	1.38	1.38	1.47	1.53
AlVI	0.17	0.34	0.37	0.24	0.21	0.28	0.19	0.31	0.34	0.25	0.23	0.24	0.23	0.27	0.23	0.25	0.21	0.30	0.21	0.18	0.15
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe3+	0.12	0.32	0.34	0.65	0.38	0.61	0.33	0.46	0.49	0.32	0.38	0.40	0.30	0.37	0.37	0.66	0.44	0.69	0.31	0.31	0.47
Fe2+	2.05	2.10	2.12	1.83	1.90	1.91	1.94	1.98	1.93	1.96	1.85	1.87	2.05	1.88	1.87	1.94	1.86	1.99	1.86	1.73	1.66
Mg	2.58	1.99	2.02	2.08	2.27	2.01	2.37	2.07	2.06	2.24	2.34	2.29	2.19	2.27	2.28	1.95	2.28	1.88	2.41	2.58	2.51
Mn	0.04	0.06	0.09	0.11	0.10	0.11	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.05	0.04
Ca	2.03	1.88	2.05	1.99	1.97	2.00	2.04	2.03	2.00	1.98	1.98	2.00	1.99	1.99	1.98	2.02	1.97	2.01	2.02	2.00	1.99
Na(M4)	0.00	0.12	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Na(A)	0.20	0.43	0.36	0.36	0.32	0.38	0.32	0.36	0.39	0.31	0.32	0.34									

Tabla II.9. Análisis de anfíboles en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample an.	BM-75 137	BM-75 141	BM-75 142	BM-75 143	BM-75 144	BM-75 148	BM-75 149	BM-75 150	BM-75 151	BM-75 152	BM-75 157	BM-75 158	BM-75 2A.3	BM-75 5A.3	BM-75 7A.4	BM-75 9A.4	BM-75 1A.4	BM-75 2A.4	BM-75 3A.5	BM-75 4A.5	BM-75 8A.6
K2O	0.45	0.42	0.60	0.43	0.38	0.46	0.46	0.46	0.42	0.46	0.46	0.39	0.47	0.49	0.45	0.43	0.42	0.60	0.43	0.38	0.46
CaO	11.82	12.15	11.98	11.95	11.95	12.00	12.10	12.05	12.06	12.07	11.95	12.28	11.89	12.17	11.82	11.93	12.15	11.98	11.95	11.95	12.00
TiO2	1.22	1.11	0.97	1.00	1.18	1.08	1.06	1.13	1.13	1.00	1.14	1.00	1.08	1.04	1.04	1.06	1.11	1.22	1.00	1.18	1.08
FeO	21.27	21.15	22.64	22.29	21.29	21.81	20.99	21.51	21.32	21.71	21.88	22.07	22.17	21.31	21.27	21.20	21.15	22.64	22.29	21.29	21.81
MnO	0.29	0.29	0.36	0.25	0.26	0.31	0.31	0.36	0.28	0.40	0.33	0.34	0.33	0.38	0.29	0.32	0.36	0.36	0.26	0.31	0.31
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04
Na2O	1.70	1.46	1.34	1.53	1.51	1.81	1.57	1.57	1.58	1.50	1.67	1.46	1.51	1.36	1.70	1.54	1.46	1.34	1.53	1.51	1.81
SiO2	42.30	41.70	41.40	42.53	42.22	41.86	42.27	42.43	42.11	41.98	42.14	42.35	42.11	42.02	42.30	41.49	41.70	41.40	42.53	42.22	41.86
Al2O3	10.92	10.94	12.57	11.06	11.04	11.21	11.09	11.00	11.14	11.25	10.75	11.18	11.13	10.98	10.92	10.82	10.94	12.57	11.06	11.04	11.21
MgO	7.20	7.00	5.96	7.01	7.25	6.89	7.23	7.09	6.95	6.83	7.07	7.05	7.14	7.09	7.20	7.15	7.00	5.96	7.01	7.25	6.89
NiO	0.06	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00
TOTAL	97.22	96.25	97.33	98.13	97.17	97.47	97.12	97.59	97.01	97.16	97.38	98.22	97.90	96.84	97.22	95.95	96.25	97.33	98.13	97.17	97.47
Si	6.48	6.47	6.35	6.45	6.46	6.43	6.48	6.48	6.48	6.45	6.46	6.43	6.40	6.47	6.48	6.44	6.47	6.35	6.45	6.46	6.43
Ti	0.14	0.13	0.05	0.11	0.14	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.05	0.11	0.14	0.12
AlIV	1.97	2.00	2.27	1.98	1.99	2.03	2.01	1.98	2.02	2.04	1.94	2.00	1.99	1.99	1.97	1.98	2.00	2.27	1.98	1.99	2.03
AlVI	0.45	0.47	0.63	0.43	0.45	0.45	0.49	0.46	0.50	0.48	0.40	0.43	0.39	0.46	0.45	0.42	0.47	0.63	0.43	0.45	0.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe3+	0.32	0.25	0.45	0.47	0.38	0.29	0.25	0.31	0.23	0.34	0.36	0.41	0.55	0.31	0.32	0.37	0.25	0.45	0.47	0.38	0.29
Fe2+	2.40	2.50	2.46	2.36	2.34	2.51	2.44	2.44	2.52	2.45	2.44	2.40	2.27	2.43	2.40	2.39	2.50	2.46	2.36	2.34	2.51
Mg	1.64	1.62	1.36	1.58	1.65	1.58	1.65	1.61	1.59	1.56	1.62	1.60	1.62	1.63	1.64	1.66	1.62	1.36	1.58	1.65	1.58
Mn	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
Ca	1.94	2.02	1.97	1.94	1.96	1.97	1.99	1.97	1.99	1.99	1.96	2.00	1.94	2.01	1.94	1.98	2.02	1.97	1.94	1.96	1.97
Na (M4)	0.06	0.00	0.03	0.06	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.04	0.00	0.06	0.00	0.06	0.02	0.00	0.03	0.06	0.04	0.03
Na (A)	0.44	0.44	0.37	0.39	0.41	0.51	0.46	0.44	0.46	0.43	0.46	0.43	0.38	0.41	0.44	0.45	0.44	0.37	0.39	0.41	0.51
K (A)	0.09	0.08	0.12	0.08	0.07	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.12	0.08	0.07	0.09
A_posic	0.53	0.52	0.49	0.48	0.48	0.60	0.55	0.52	0.52	0.52	0.55	0.50	0.47	0.50	0.53	0.53	0.52	0.49	0.48	0.48	0.50
ng#	0.41	0.39	0.36	0.40	0.41	0.39	0.40	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40	0.42	0.40	0.41	0.41	0.39	0.36	0.40	0.41	0.39
Sample an.	BM-78 186	BM-78 187	BM-78 204	BM-78 208	BM-78 209	BM-78 210	BM-78 212	BM-78 216	BM-78 217	BM-78 220	BM-78 224	BM-78 33	BM-78 42	BM-78 44	BM-78 58	BM-78 62	BM-78 63??	BM-78 607	BM-78 608	BM-78 610	BM-78 630
K2O	0.68	0.86	0.95	0.64	0.84	1.04	0.93	1.05	0.63	0.69	0.88	0.69	0.54	0.53	0.50	0.54	0.05	0.55	0.87	0.80	0.75
CaO	12.75	12.54	12.50	12.45	12.43	12.96	12.52	12.55	12.35	12.59	12.82	12.35	10.63	11.68	11.81	11.64	9.65	11.90	11.76	11.55	11.65
TiO2	2.70	1.14	1.38	1.48	1.65	1.32	0.55	1.07	1.34	0.29	1.08	0.49	1.34	1.36	1.34	1.18	0.00	0.58	1.58	1.68	1.03
FeO	15.93	17.24	18.12	15.85	17.02	17.04	18.69	18.33	16.43	19.09	17.62	19.29	15.99	16.87	15.88	15.78	0.06	14.50	15.78	16.01	15.77
MnO	0.28	0.21	0.41	0.39	0.44	0.45	0.30	0.24	0.42	0.46	0.30	0.14	0.20	0.08	0.10	0.11	0.04	0.04	0.07	0.14	0.05
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.12	0.04	0.04	0.01	0.02	0.13	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	1.12	0.79	1.10	1.01	0.90	0.96	0.96	0.97	0.99	0.82	0.83	1.47	1.71	1.75	1.57	1.54	6.43	1.48	1.82	1.71	1.82
SiO2	42.45	44.62	44.03	44.41	43.57	43.76	43.77	43.93	44.39	44.12	40.10	40.10	42.64	41.61	42.31	42.21	56.00	42.18	41.43	43.01	41.80
Al2O3	10.56	8.77	9.88	8.57	9.09	9.14	9.63	9.07	8.41	9.76	8.91	16.69	13.43	13.16	13.34	13.56	26.37	15.66	13.80	13.18	13.90
MgO	10.86	10.53	10.37	11.27	10.42	10.36	9.86	10.33	11.23	9.69	10.80	5.93	10.14	10.17	10.16	10.15	0.01	9.20	9.51	9.42	9.71
NiO	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.13	0.06	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
TOTAL	97.33	96.79	98.80	96.08	96.42	97.01	97.23	97.70	96.91	97.87	97.41	97.18	96.74	97.28	97.02	96.71	98.61	96.09	96.62	98.49	96.51
Si	6.37	6.73	6.53	6.71	6.61	6.65	6.61	6.60	6.73	6.63	6.62	6.11	6.28	6.18	6.28	6.27	8.35	6.31	6.24	6.34	6.27
Ti	0.30	0.13	0.15	0.17	0.19	0.15	0.06	0.12	0.15	0.03	0.12	0.06	0.15	0.15	0.15	0.13	0.00	0.07	0.18	0.19	0.12
AlIV	1.87	1.56	1.73	1.53	1.63	1.64	1.71	1.61	1.48	1.72	1.58	3.00	2.33	2.30	2.34	2.38	4.63	2.76	2.45	2.29	2.46
AlVI	0.23	0.29	0.25	0.24	0.23	0.28	0.32	0.21	0.21	0.35	0.20	1.11	0.62	0.48	0.62	0.65	4.99	1.07	0.69	0.63	0.72
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.24	0.26	0.45	0.26	0.31	0.27	0.44	0.40	0.38	0.54	0.39	0.06	0.85	0.71	0.50	0.57	0.00	0.15	0.22	0.38	0.36
Fe2+	1.76	1.91	1.80	1.74	1.85	2.09	1.92	1.90	1.68	1.85	1.82	2.40	1.13	1.39	1.48	1.40	0.01	1.66	1.77	1.60	1.62
Mg	2.43	2.37	2.29	2.54	2.36	2.35	2.22	2.31	2.50	2.16	2.42	1.35	2.23	2.25	2.25	2.25	2.00	2.05	2.13	2.07	2.17
Mn	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.14	0.01
Ca	2.05	2.03	1.99	2.02	2.02	2.11	2.03	2.02	1.98	2.02	2.06	2.02	1.68	1.86	1.88	1.85	1.54	1.91	1.88	1.82	1.87
Na (M4)	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.32	0.14	0.12	0.15	0.46	0.09	0.10	0.18	0.13
Na (A)	0.32	0.30	0.30	0.29	0.26	0.28	0.28	0.28	0.27	0.24	0.24	0.43	0.17	0.36	0.33	0.30	1.40	0.33	0.43	0.31	0.40
K (A)	0.13	0.17	0.18	0.12	0.16	0.20	0.18	0.20	0.12	0.13	0.17	0.13	0.10	0.10	0.09	0.10	0.01	0.10	0.17	0.15	0.14
A_posic	0.45	0.40	0.48	0.42	0.43	0.48	0.46	0.48	0.39	0.37	0.41	0.57	0.27	0.46	0.43	0.40	1.41	0.44	0.60	0.46	0.54
ng#	0.58	0.55	0.56	0.59	0.56	0.53	0.54	0.55	0.60	0.54	0.57	0.36	0.66	0.62	0.60	0.62	0.29	0.55	0.55	0.56	0.57



Tabla II.10. Análisis de anfíboles en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample an.	BM-75A 9A.6	BM-75A 0A.6	BM-75A 1A.6	BM-75A 2A.7	BM-75A 7A.7	BM-75A 8A.7	BM-30 162	BM-30 163	BM-30 166	BM-30 175	BM-30 176	BM-30 178	BM-30 187	BM-30 188	BM-30 189	BM-30 190
K2O	0.46	0.42	0.46	0.43	0.46	0.39	1.09	1.06	1.08	1.03	1.04	1.09	1.17	1.04	0.32	1.01
CaO	12.10	12.05	12.06	12.07	11.95	12.28	12.17	11.42	11.43	11.65	9.54	12.13	12.24	11.96	12.90	11.56
TiO2	1.06	1.13	1.12	1.00	1.14	1.00	1.29	1.86	1.82	1.72	1.30	1.45	1.84	1.75	0.18	1.58
FeO*	20.99	21.51	21.32	21.71	21.88	22.07	18.07	18.75	18.23	18.13	20.15	18.85	19.28	18.52	17.68	19.05
MnO	0.31	0.36	0.28	0.40	0.33	0.34	0.33	0.29	0.33	0.42	0.29	0.35	0.36	0.43	0.33	0.45
Cr2O3	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.08	0.10
Na2O	1.57	1.57	1.58	1.50	1.67	1.46	1.57	1.80	1.83	1.59	1.36	1.54	1.36	1.93	0.71	1.88
SiO2	42.27	42.43	42.11	41.98	42.14	42.35	43.00	43.15	43.08	43.09	42.83	42.94	42.06	42.50	49.90	42.52
Al2O3	11.09	11.00	11.14	11.25	10.75	11.18	10.95	10.56	10.64	10.41	10.72	10.73	10.83	10.27	4.80	10.51
MgO	7.23	7.09	6.95	6.83	7.07	7.05	9.19	9.31	9.20	9.56	9.48	9.38	8.53	9.02	11.78	8.79
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
TOTAL	97.12	97.59	97.01	97.16	97.38	98.22	97.66	98.21	97.72	97.58	96.73	98.46	97.83	97.51	98.69	97.45
Si	6.48	6.48	6.48	6.45	6.46	6.43	6.50	6.46	6.49	6.48	6.35	6.44	6.40	6.48	7.34	6.46
Ti	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.11	0.15	0.21	0.21	0.19	0.15	0.16	0.21	0.20	0.02	0.18
AlIV	2.01	1.98	2.02	2.04	1.94	2.00	1.95	1.87	1.89	1.85	1.87	1.90	1.94	1.85	0.83	1.88
AlVI	0.49	0.46	0.50	0.48	0.40	0.43	0.46	0.33	0.38	0.33	0.22	0.33	0.34	0.32	0.17	0.34
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe3+	0.25	0.31	0.23	0.34	0.36	0.41	0.14	0.40	0.28	0.39	1.52	0.35	0.21	0.11	0.12	0.32
Fe2+	2.44	2.44	2.52	2.45	2.44	2.40	2.15	1.95	2.02	1.90	0.98	2.01	2.25	2.25	2.05	2.10
Mg	1.65	1.61	1.59	1.56	1.62	1.60	2.07	2.08	2.07	2.14	2.10	2.10	1.93	2.05	2.58	1.99
Mn	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06
Ca	1.99	1.97	1.99	1.99	1.96	2.00	1.97	1.83	1.84	1.88	1.52	1.95	1.99	1.95	2.03	1.88
Na(M4)	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.00	0.03	0.17	0.16	0.12	0.39	0.05	0.01	0.05	0.00	0.12
Na(A)	0.46	0.44	0.46	0.43	0.46	0.43	0.43	0.35	0.38	0.34	0.00	0.39	0.40	0.52	0.20	0.43
K(A)	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.21	0.20	0.21	0.20	0.20	0.21	0.23	0.20	0.06	0.20
A_posic	0.55	0.52	0.55	0.52	0.55	0.50	0.64	0.56	0.59	0.54	0.20	0.60	0.62	0.72	0.26	0.63
mg#	0.40	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40	0.49	0.52	0.51	0.53	0.68	0.51	0.46	0.48	0.56	0.49
Sample an.	BM-80W 7	BM-80W 73	BM-80W 75	BM-80W 260	BM-81W 132	BM-81W 133	BM-81W 134	BM-81W 135	BM-81W 136	BM-70 249	BM-30A 22	BM-30A 23	BM-30A 24	BM-30A 25	BM-30A 31	BM-30A 32
K2O	0.70	0.61	0.63	0.69	0.67	0.61	0.64	0.49	0.69	0.20	0.85	1.00	0.36	0.93	0.96	1.00
CaO	11.46	11.43	11.36	11.82	12.09	11.60	11.80	15.95	11.99	17.01	12.39	12.46	13.34	12.12	12.66	12.18
TiO2	1.13	1.48	1.35	1.32	1.21	1.49	1.49	9.89	1.41	0.37	1.38	1.41	0.27	1.58	0.90	1.47
FeO*	16.70	16.16	16.31	15.22	17.60	16.46	16.42	12.16	16.83	10.80	15.36	16.07	13.51	15.79	15.82	15.94
MnO	0.20	0.00	0.08	0.05	0.07	0.07	0.07	0.08	0.14	0.17	0.38	0.33	0.32	0.30	0.39	0.23
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.00	0.05	0.00	0.15	0.00	0.17	0.18	0.00	0.00	0.11
Na2O	1.75	1.59	1.64	1.59	1.46	1.68	1.58	1.11	1.64	0.23	1.32	1.51	0.50	1.69	1.20	1.38
SiO2	41.51	42.04	41.27	42.41	41.83	41.46	41.19	38.69	41.45	45.36	43.99	44.08	51.02	43.10	44.65	44.14
Al2O3	13.93	13.36	13.82	13.80	13.92	13.56	13.49	11.30	13.70	12.18	10.04	10.65	5.11	10.65	10.00	10.26
MgO	8.95	9.53	9.66	9.34	8.48	9.34	9.39	6.98	9.60	9.65	11.48	10.73	13.68	10.63	10.80	10.90
NiO	0.08	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.09	0.00	0.04	0.00	0.07
TOTAL	96.40	96.24	96.13	96.25	97.36	96.34	96.07	96.68	97.45	96.11	97.30	98.49	98.27	96.83	97.36	97.66
Si	6.25	6.31	6.19	6.38	6.28	6.24	6.23	6.28	6.18	7.05	6.56	6.54	7.42	6.50	6.69	6.58
Ti	0.13	0.17	0.15	0.15	0.14	0.17	0.17	1.21	0.16	0.04	0.16	0.16	0.03	0.18	0.10	0.16
AlIV	2.47	2.36	2.44	2.45	2.46	2.41	2.40	2.16	2.41	2.23	1.76	1.86	0.88	1.89	1.77	1.80
AlVI	0.73	0.67	0.63	0.83	0.74	0.65	0.63	0.44	0.59	0.30	0.32	0.40	0.30	0.40	0.46	0.38
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe3+	0.42	0.43	0.62	0.08	0.26	0.42	0.40	0.00	0.47	0.00	0.31	0.13	0.00	0.15	0.06	0.23
Fe2+	1.68	1.59	1.42	1.84	1.95	1.66	1.68	1.54	1.63	1.34	1.60	1.86	1.64	1.84	1.93	1.76
Mg	2.01	2.13	2.16	2.10	1.90	2.10	2.12	1.69	2.13	2.23	2.55	2.37	2.97	2.41	2.42	2.42
Mn	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
Ca	1.85	1.84	1.83	1.91	1.94	1.87	1.91	2.77	1.92	2.83	1.98	1.98	2.08	1.96	2.03	1.94
Na(M4)	0.15	0.16	0.17	0.09	0.06	0.13	0.09	0.00	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.06
Na(A)	0.36	0.30	0.30	0.37	0.37	0.36	0.37	0.35	0.39	0.07	0.36	0.42	0.14	0.45	0.35	0.34
K(A)	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.10	0.13	0.04	0.16	0.19	0.07	0.18	0.18	0.19
A_posic	0.49	0.42	0.43	0.50	0.50	0.48	0.50	0.45	0.52	0.11	0.52	0.60	0.21	0.63	0.53	0.53
mg#	0.54	0.57	0.60	0.53	0.49	0.56	0.56	0.52	0.57	0.63	0.61	0.56	0.64	0.56	0.56	0.58

Tabla II.11. Análisis de plagioclasas en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Muestra an.	BM-30 164.00	BM-30 165.00	BM-30 167.00	BM-30 168.00	BM-30 169.00	BM-30 170.00	BM-30 171.00	BM-30 174.00	BM-30 179.00	BM-30 180.00	BM-30 183.00	BM-30 184.00	BM-30 185.00	BM-30 E 1B.5
K <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.06	0.14	0.14	0.13	0.12	0.08	0.58	0.18	0.14	0.11	0.15	0.09
CaO	5.67	5.83	5.46	5.32	5.46	5.38	5.19	3.51	6.63	3.82	5.50	5.48	5.30	5.35
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05	0.04	0.07	0.05	0.07
FeO	0.10	0.15	0.05	0.00	0.01	0.03	0.05	0.07	1.20	0.13	0.06	0.00	0.07	0.09
MnO	0.07	0.06	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.06	0.03
Na <sub>2</sub> O	8.97	8.75	8.74	8.76	8.87	8.62	9.03	10.01	7.78	9.72	8.74	8.90	9.08	9.06
SiO <sub>2</sub>	62.07	61.56	62.13	62.87	62.32	62.61	62.96	65.19	60.15	64.29	62.32	62.04	62.76	62.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.19	23.47	22.98	23.12	23.00	23.05	23.13	21.85	24.26	21.62	23.10	22.95	23.29	22.98
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.08	0.07	0.03
TOTAL	100.20	99.97	99.50	100.30	99.90	99.94	100.52	100.70	100.97	100.00	99.96	99.65	100.82	100.18
Si	2.76	2.74	2.77	2.78	2.77	2.78	2.78	2.86	2.68	2.84	2.77	2.77	2.77	2.77
Al	1.21	1.23	1.21	1.20	1.21	1.21	1.20	1.13	1.27	1.13	1.21	1.21	1.21	1.20
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.27	0.28	0.26	0.25	0.26	0.26	0.25	0.16	0.32	0.18	0.26	0.26	0.25	0.25
Na	0.77	0.76	0.76	0.75	0.76	0.74	0.77	0.85	0.67	0.83	0.75	0.77	0.78	0.78
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
XAn	0.26	0.27	0.26	0.25	0.25	0.26	0.24	0.16	0.32	0.18	0.26	0.25	0.24	0.25
Muestra an.	BM-30 186.00	BM-30 191.00	BM-30 192.00	BM-30 193.00	BM-30 194.00	BM-30 A 36.00	BM-30 A 37.00	BM-30 A 38.00	BM-30 A 39.00	BM-30 A 56.00	BM-30 A 57.00	BM-30 A 58.00	BM-30 B 4B.1	BM-70 260.00
K <sub>2</sub> O	0.12	0.09	0.18	2.35	1.10	0.19	0.15	0.16	0.16	0.17	0.12	0.12	0.12	0.12
CaO	5.48	5.35	5.35	4.68	5.05	6.09	5.79	6.05	5.89	5.81	5.26	2.61	5.67	8.46
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.03	0.02	0.04
FeO	0.01	0.09	0.06	0.14	0.09	0.05	0.00	0.06	0.07	0.05	0.02	0.03	0.10	0.16
MnO	0.00	0.00	0.06	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.07	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	8.87	9.06	9.02	6.79	6.94	8.50	8.52	8.53	8.37	8.52	8.74	10.47	8.97	7.14
SiO <sub>2</sub>	62.71	62.47	62.62	60.45	61.79	61.98	60.84	61.55	61.52	60.60	62.02	65.62	62.07	58.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.87	22.98	22.81	25.97	25.00	23.46	23.84	23.41	23.49	23.86	23.54	21.13	23.19	25.25
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.05	0.12	0.06	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.08	100.18	100.11	100.47	100.05	100.35	99.21	99.80	99.61	99.22	99.77	100.03	100.20	99.59
Si	2.78	2.77	2.78	2.68	2.73	2.75	2.73	2.74	2.75	2.72	2.76	2.89	2.76	2.63
Al	1.20	1.20	1.19	1.36	1.30	1.23	1.26	1.23	1.24	1.26	1.23	1.10	1.21	1.34
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.25	0.25	0.22	0.24	0.29	0.28	0.29	0.28	0.28	0.25	0.12	0.27	0.41
Na	0.76	0.78	0.78	0.58	0.60	0.73	0.74	0.74	0.72	0.74	0.75	0.89	0.77	0.62
K	0.01	0.01	0.01	0.13	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
XAn	0.25	0.25	0.25	0.28	0.29	0.28	0.27	0.28	0.28	0.27	0.25	0.12	0.26	0.40
Muestra an.	BM-30 B 5B.1	BM-30 B 7B.2	BM-30 B 8B.2	BM-30 B 9B.2	BM-30 B 0B.2	BM-30 B 1B.2	BM-30 B 4B.2	BM-30 B 9B.3	BM-30 B 0B.3	BM-30 B 3B.4	BM-30 B 4B.4	BM-30 B 5B.4	BM-30 B 6B.4	BM-75 140.00
K <sub>2</sub> O	0.12	0.06	0.14	0.14	0.13	0.12	0.08	0.58	0.18	0.14	0.11	0.15	0.12	0.08
CaO	5.83	5.46	5.32	5.46	5.38	5.19	3.51	6.63	3.82	5.50	5.48	5.30	5.48	9.80
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05	0.04	0.07	0.05	0.01	0.00
FeO	0.15	0.05	0.00	0.01	0.03	0.05	0.07	1.20	0.13	0.06	0.00	0.07	0.01	0.19
MnO	0.06	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	8.75	8.74	8.76	8.87	8.62	9.03	10.01	7.78	9.72	8.74	8.90	9.08	8.87	6.59
SiO <sub>2</sub>	61.56	62.13	62.87	62.32	62.61	62.96	65.19	60.15	64.29	62.32	62.04	62.76	62.71	57.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.47	22.98	23.12	23.00	23.05	23.13	21.85	24.26	21.62	23.10	22.95	23.29	22.87	26.38
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.08	0.07	0.00	0.00
TOTAL	99.97	99.50	100.30	99.90	99.94	100.52	100.70	100.97	100.00	99.96	99.65	100.82	100.08	100.10
Si	2.74	2.77	2.78	2.77	2.78	2.78	2.86	2.68	2.84	2.77	2.77	2.77	2.78	2.57
Al	1.23	1.21	1.20	1.21	1.21	1.20	1.13	1.27	1.13	1.21	1.21	1.21	1.20	1.40
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.28	0.26	0.25	0.26	0.26	0.25	0.16	0.32	0.18	0.26	0.26	0.25	0.26	0.47
Na	0.76	0.76	0.75	0.76	0.74	0.77	0.85	0.67	0.83	0.75	0.77	0.78	0.76	0.58
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
XAn	0.27	0.26	0.25	0.25	0.26	0.24	0.16	0.32	0.18	0.26	0.25	0.24	0.25	0.45

Tabla II.12. Análisis de plagioclasas en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Muestra an.	BM-30 B 2B.5	BM-30 B 3B.5	BM-30 B 4B.5	BM-70b 454.00	BM-70b 455.00	BM-70b 457.00	BM-70b 462.00	BM-70 164.00	BM-70 247.00	BM-70 248.00	BM-70 252.00	BM-70 253.00	BM-70 254.00	BM-75 5A.7
K2O	0.18	2.35	1.10	0.10	0.08	0.11	0.11	0.12	0.09	0.18	0.07	0.22	0.15	0.08
CaO	5.35	4.68	5.05	4.31	4.31	4.26	4.21	5.67	0.74	3.11	1.12	9.72	10.75	9.92
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
FeO	0.06	0.14	0.09	0.05	0.00	0.15	0.04	0.10	0.13	0.08	0.01	0.13	0.16	0.19
MnO	0.06	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
Cr2O3	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na2O	9.02	6.79	6.94	9.37	9.21	9.38	9.44	8.97	11.42	9.75	10.97	6.45	5.52	6.59
SiO2	62.62	60.45	61.79	63.42	62.88	63.79	63.24	62.07	70.73	64.56	66.83	56.53	55.17	56.47
Al2O3	22.81	25.97	25.00	22.11	21.96	21.87	22.23	23.19	20.12	21.04	20.06	26.23	27.43	26.38
MgO	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
NiO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.15	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11
TOTAL	100.11	100.47	100.05	99.45	98.44	99.67	99.29	100.20	103.42	98.75	99.07	99.33	99.21	99.81
Si	2.78	2.68	2.73	2.82	2.82	2.83	2.82	2.76	2.99	2.88	2.95	2.56	2.51	2.55
Al	1.19	1.36	1.30	1.16	1.16	1.14	1.17	1.21	1.00	1.11	1.05	1.40	1.47	1.41
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.25	0.22	0.24	0.21	0.21	0.20	0.20	0.27	0.03	0.15	0.05	0.47	0.52	0.48
Na	0.78	0.58	0.60	0.81	0.80	0.81	0.82	0.77	0.94	0.84	0.94	0.57	0.49	0.58
K	0.01	0.13	0.06	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
XAn	0.25	0.28	0.29	0.20	0.21	0.20	0.20	0.26	0.03	0.15	0.05	0.45	0.52	0.45
Muestra an.	BM-70 261.00	BM-70 271.00	BM-70 273.00	BM-77 102.00	BM-77 106.00	BM-77 108.00	BM-77 130.00	BM-80W 1.00	BM-80W 4.00	BM-80W 5.00	BM-80W 262.00	BM-75 133.00	BM-75 138.00	BM-80 632.00
K2O	0.17	0.16	0.17	0.19	0.11	0.11	0.06	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.04
CaO	8.95	8.34	2.99	7.49	7.21	6.70	0.70	9.97	8.99	10.00	2.74	9.58	9.89	9.96
TiO2	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
FeO	0.19	0.01	0.05	0.00	0.09	0.11	0.15	0.15	0.10	0.03	0.00	0.20	0.05	0.06
MnO	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03
Cr2O3	0.00	0.04	0.14	0.00	0.05	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Na2O	6.85	7.26	9.89	7.81	8.09	8.12	10.91	5.96	6.37	5.92	9.99	6.65	6.49	6.09
SiO2	57.29	58.08	65.14	59.59	58.84	60.07	68.96	55.30	56.89	55.84	65.40	57.21	56.72	56.19
Al2O3	25.45	25.06	21.75	24.38	24.63	24.35	19.36	27.20	25.88	26.56	20.96	26.52	25.88	26.25
MgO	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
NiO	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.17	0.02	0.00
TOTAL	98.98	98.99	100.22	99.52	99.04	99.54	100.19	98.74	98.37	98.44	99.19	100.49	99.16	98.67
Si	2.60	2.63	2.86	2.68	2.66	2.69	3.00	2.52	2.59	2.55	2.90	2.56	2.57	2.56
Al	1.36	1.34	1.13	1.29	1.31	1.29	0.99	1.46	1.39	1.43	1.09	1.40	1.38	1.41
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.44	0.40	0.14	0.36	0.35	0.32	0.03	0.49	0.44	0.49	0.13	0.46	0.48	0.49
Na	0.60	0.64	0.84	0.68	0.71	0.71	0.92	0.53	0.56	0.52	0.86	0.58	0.57	0.54
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XAn	0.42	0.39	0.14	0.35	0.33	0.31	0.03	0.48	0.44	0.48	0.13	0.44	0.46	0.47
Muestra an.	BM-75 145.00	BM-75 146.00	BM-75 153.00	BM-75 154.00	BM-75 155.00	BM-75 156.00	BM-75A 3A.3	BM-75A 8A.4	BM-75A 0A.4	BM-75A 5A.5	BM-75A 6A.5	BM-75A 3A.7	BM-75A 4A.7	BM-10: 0.00
K2O	0.08	0.09	0.06	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06	0.06	0.12
CaO	9.62	9.81	9.76	9.47	9.92	9.88	9.58	9.89	9.80	9.62	9.81	9.76	9.47	7.52
TiO2	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	0.19	0.14	0.14	0.28	0.19	0.21	0.20	0.05	0.19	0.19	0.14	0.14	0.28	0.10
MnO	0.07	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00
Cr2O3	0.05	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00	0.05
Na2O	6.33	6.18	7.04	6.74	6.59	6.40	6.65	6.49	6.59	6.33	6.18	7.04	6.74	7.17
SiO2	56.56	56.65	57.65	57.32	56.47	56.90	57.21	56.72	57.04	56.56	56.65	57.65	57.32	58.72
Al2O3	25.92	26.24	26.85	26.09	26.38	26.09	26.52	25.88	26.38	25.92	26.24	26.85	26.09	25.23
MgO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
NiO	0.00	0.00	0.08	0.00	0.11	0.00	0.17	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00
TOTAL	98.87	99.10	101.70	100.00	99.81	99.55	100.49	99.16	100.10	98.87	99.10	101.70	100.00	98.90
Si	2.57	2.57	2.56	2.58	2.55	2.57	2.56	2.57	2.57	2.57	2.57	2.56	2.58	2.65
Al	1.39	1.40	1.40	1.38	1.41	1.39	1.40	1.38	1.40	1.39	1.40	1.40	1.38	1.34
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.47	0.48	0.46	0.46	0.48	0.48	0.46	0.48	0.47	0.47	0.48	0.46	0.46	0.36
Na	0.56	0.54	0.61	0.59	0.58	0.56	0.58	0.57	0.58	0.56	0.54	0.61	0.59	0.63
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
XAn	0.46	0.47	0.43	0.44	0.45	0.46	0.44	0.46	0.45	0.46	0.47	0.43	0.44	0.37

Tabla II.13. Análisis de plagioclasas en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Muestra an.	BM-75A 6A.7	BM-80 599.00	BM-80 600.00	BM-80 601.00	BM-80 604.00	BM-80 605.00	BM-80 613.00	BM-80 618.00	BM-80 619.00	BM-80 620.00	BM-80 627.00	BM-80 628.00	BM-80 629.00	BM-80 630.00
K2O	0.07	0.07	0.08	0.05	0.06	0.06	0.03	0.07	0.04	0.08	0.03	0.05	0.05	0.03
CaO	9.88	10.03	9.96	9.84	9.35	8.59	9.43	7.45	9.87	9.80	9.44	9.52	9.40	10.15
TiO2	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00
FeO	0.21	0.01	0.00	0.31	0.01	0.29	0.12	0.13	0.01	0.04	0.08	0.07	0.02	0.01
MnO	0.00	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
Cr2O3	0.00	0.04	0.06	0.03	0.03	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.02	0.00
Na2O	6.40	6.25	6.08	6.11	6.41	7.03	6.24	7.58	6.20	6.18	6.37	6.27	6.19	5.85
SiO2	56.90	56.85	55.72	56.06	56.78	57.95	56.47	59.82	56.42	56.92	56.58	56.23	56.67	55.36
Al2O3	26.09	26.50	26.08	26.26	26.15	25.30	26.54	24.37	26.05	26.12	25.58	26.05	26.17	26.73
MgO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00
NiO	0.00	0.09	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00
TOTAL	99.55	99.92	98.07	98.68	98.87	99.40	98.89	99.43	98.63	99.26	98.08	98.27	98.71	98.13
Si	2.57	2.56	2.56	2.56	2.58	2.62	2.56	2.68	2.57	2.58	2.59	2.57	2.58	2.54
Al	1.39	1.41	1.41	1.41	1.40	1.35	1.42	1.29	1.40	1.39	1.38	1.40	1.40	1.44
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.48	0.48	0.49	0.48	0.45	0.42	0.46	0.36	0.48	0.48	0.46	0.47	0.46	0.50
Na	0.56	0.55	0.54	0.54	0.56	0.62	0.55	0.66	0.55	0.54	0.57	0.56	0.55	0.52
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XAn	0.46	0.47	0.48	0.47	0.45	0.40	0.46	0.35	0.47	0.47	0.45	0.46	0.46	0.49
Muestra an.	BM-80 633.00	BM-80 634.00	BM-78 188.00	BM-78 189.00	BM-78 190.00	BM-78 201.00	BM-78 202.00	BM-78 203.00	BM-78 218.00	BM-78 219.00	BM-78 226.00	BM-78 227.00	BM-78 191 kfs	BM-78 192kfs
K2O	0.05	0.03	0.11	0.08	0.11	0.10	0.11	0.13	0.10	0.10	0.08	0.13	15.77	10.31
CaO	9.69	9.84	9.11	8.85	8.69	10.11	8.61	8.63	9.00	9.09	9.76	9.24	0.10	0.22
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02
FeO	0.00	0.05	0.10	0.17	0.00	0.05	0.06	0.20	0.11	0.23	0.08	0.08	0.04	0.19
MnO	0.12	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00
Na2O	6.17	5.95	6.79	7.03	7.00	5.98	6.83	7.12	7.00	6.78	6.40	7.12	0.36	1.24
SiO2	55.76	56.01	57.84	57.09	57.76	55.97	57.73	57.54	57.52	57.80	56.67	57.54	63.80	48.42
Al2O3	26.51	26.50	25.38	25.25	25.11	26.38	25.32	25.14	25.63	25.59	26.35	25.51	18.74	34.89
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05
TOTAL	98.30	98.51	99.38	98.48	98.70	98.66	98.68	98.94	99.50	99.59	99.34	99.67	98.99	95.38
Si	2.55	2.55	2.61	2.60	2.62	2.55	2.62	2.61	2.60	2.61	2.57	2.60	2.98	2.32
Al	1.43	1.42	1.35	1.36	1.34	1.42	1.35	1.35	1.37	1.36	1.41	1.36	1.03	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.47	0.48	0.44	0.43	0.42	0.49	0.42	0.42	0.44	0.44	0.47	0.45	0.00	0.01
Na	0.55	0.53	0.59	0.62	0.62	0.53	0.60	0.63	0.61	0.59	0.56	0.62	0.03	0.12
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.94	0.63
XAn	0.46	0.48	0.43	0.41	0.41	0.48	0.41	0.40	0.42	0.43	0.46	0.42	0.13	0.09
Muestra an.	BM-105 3.1.2	BM-105 3.1.4	BM-105 6.30	BM-81W 128.00	BM-81W 129.00	BM-81W 130.00	BM-81W 131.00	BM-81W 137.00	BM-81B 35.00	BM-81B 39.00	BM-81B 45.00	BM-81B 60.00	BM-81B 61.00	BM-81B 63.00
K2O	0.10	0.10	0.09	0.07	0.11	0.09	0.08	0.58	0.09	0.14	0.11	0.08	0.06	0.05
CaO	7.71	7.64	7.59	0.54	0.22	1.78	0.38	9.11	10.09	9.71	9.90	9.79	9.66	9.65
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00
FeO	0.68	0.05	0.20	0.00	0.01	0.00	0.07	0.71	0.03	0.88	0.09	0.13	0.00	0.06
MnO	0.00	0.01	0.10	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
Cr2O3	0.04	0.07	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Na2O	7.07	6.91	6.93	11.63	11.72	11.00	11.92	6.01	6.43	7.99	6.55	6.45	6.41	6.43
SiO2	58.94	58.71	57.72	68.03	68.22	67.33	67.86	56.64	56.77	56.06	56.36	56.26	56.16	56.00
Al2O3	25.83	25.35	25.42	19.73	19.29	20.53	19.52	26.19	26.83	26.29	26.37	26.10	26.59	26.37
MgO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.42	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
NiO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.03	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.39	98.90	98.07	100.05	99.61	100.84	99.83	99.73	100.35	101.17	99.46	98.84	98.96	98.61
Si	2.63	2.65	2.63	2.98	2.99	2.93	2.98	2.56	2.55	2.52	2.55	2.56	2.55	2.56
Al	1.36	1.35	1.37	1.02	1.00	1.05	1.01	1.40	1.42	1.40	1.41	1.40	1.42	1.42
Ti	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.37	0.37	0.37	0.03	0.01	0.08	0.02	0.44	0.49	0.47	0.48	0.48	0.47	0.47
Na	0.61	0.60	0.61	0.99	1.00	0.93	1.01	0.53	0.56	0.70	0.58	0.57	0.57	0.57
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
XAn	0.38	0.38	0.38	0.02	0.01	0.08	0.02	0.46	0.46	0.40	0.46	0.46	0.45	0.45



Tabla II.14 Análisis de epidotas/clinozoisitas en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample	BM-30A	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-70	BM-77	BM-77	BM-77	BM-77	BM-77	BM-78	BM-78	BM-78	BM-78	BM-81A
An.	42	251	256	257	258	259	274	275	277	110	111	112	152	206	207	14	156				
K2O	0.12	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	24.24	25.41	25.54	24.57	25.61	25.76	25.98	25.00	24.73	24.39	24.17	24.40	24.18	24.69	24.27	24.80	24.63	24.69	24.27	24.80	26.03
TiO2	0.20	0.06	0.00	0.13	0.04	0.01	0.04	0.41	0.05	0.10	0.03	0.07	0.00	0.09	0.05	0.06	0.03	0.09	0.05	0.06	0.03
FeOt	7.83	5.30	3.20	7.99	2.14	1.98	1.32	10.23	2.27	12.91	12.68	12.44	12.09	12.39	12.37	12.25	0.93	12.39	12.37	12.25	0.93
MnO	0.05	0.05	0.08	0.26	0.02	0.05	0.02	0.15	0.09	0.32	0.20	0.34	0.48	0.20	0.18	0.14	0.06	0.20	0.18	0.14	0.06
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.11	0.01	0.03	0.04	0.02	0.09	0.00	0.04	0.02	0.09	0.00
Na2O	0.12	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.13	0.01	0.61	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
SiO2	38.47	37.78	38.38	38.00	38.81	38.95	39.46	37.33	40.39	37.73	37.76	37.60	37.34	37.62	37.36	35.59	38.58	37.62	37.36	35.59	38.58
Al2O3	25.56	28.53	30.10	26.46	30.58	30.28	31.13	24.11	30.12	22.73	22.32	22.56	23.10	22.62	22.58	23.15	32.28	22.62	22.58	23.15	32.28
MgO	0.82	0.01	0.01	0.02	0.15	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04	0.00	0.02	0.19	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00
NiO	0.00	0.06	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	8.61	5.83	3.52	8.79	2.36	2.18	1.45	11.26	2.50	14.20	13.95	13.69	13.30	13.62	13.60	13.47	1.02	13.62	13.60	13.47	1.02
TOTAL	98.19	97.81	97.73	98.23	97.61	97.27	98.29	98.40	98.53	99.57	98.56	98.69	98.62	98.90	98.08	97.32	98.03	98.90	98.08	97.32	98.03
Si	3.01	2.95	2.97	2.98	2.99	3.01	3.01	2.96	3.08	2.98	3.01	2.99	2.97	2.99	2.99	2.88	2.95	2.99	2.99	2.88	2.95
Aliv	0.00	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.12	0.05	0.01	0.01	0.12	0.05
Z	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01	3.00	3.08	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Alvi	2.36	2.58	2.72	2.42	2.77	2.76	2.80	2.21	2.70	2.09	2.10	2.11	2.14	2.10	2.12	2.10	2.86	2.10	2.12	2.10	2.86
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe+++	0.51	0.34	0.21	0.52	0.14	0.13	0.08	0.67	0.14	0.84	0.84	0.82	0.80	0.81	0.82	0.82	0.06	0.81	0.82	0.82	0.06
Y	2.87	2.92	2.92	2.94	2.91	2.89	2.88	2.89	2.85	2.94	2.94	2.93	2.93	2.92	2.94	2.92	2.92	2.92	2.92	2.94	2.92
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	2.03	2.13	2.12	2.06	2.12	2.13	2.13	2.12	2.02	2.06	2.06	2.08	2.06	2.10	2.08	2.15	2.13	2.10	2.08	2.15	2.13
Na	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X	2.17	2.14	2.14	2.09	2.14	2.14	2.16	2.17	2.12	2.10	2.08	2.11	2.12	2.12	2.10	2.17	2.14	2.12	2.10	2.17	2.14
%pist.	17.70	11.72	7.02	17.63	4.70	4.39	2.88	23.26	5.03	28.69	28.45	28.00	27.14	27.88	27.88	28.10	2.01	27.88	27.88	28.10	2.01



Tabla II.16. Análisis de ilmenitas en las rocas básicas del macizo de Mérida.

Sample an.	BM-81A 160	BM-81A 163	BM-81A 169	BM-81A 179	BM-81W 94	BM-81W 104	BM-80W 32	BM-80W 259
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
CaO	0.04	0.00	0.03	0.13	0.11	0.11	0.10	2.68
TiO <sub>2</sub>	56.02	55.63	56.08	54.82	55.85	56.05	52.55	51.46
FeO <sub>t</sub>	45.58	46.11	45.24	46.79	44.11	44.66	43.39	42.15
MnO	0.93	0.89	1.11	1.23	2.01	2.43	1.50	2.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.11	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.08	0.02	0.06	0.01	0.06	0.00	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.06	0.10
MgO	0.06	0.15	0.14	0.07	0.01	0.06	0.05	0.06
NiO	0.00	0.17	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
<b>TOTAL</b>	<b>102.66</b>	<b>103.13</b>	<b>102.76</b>	<b>103.11</b>	<b>102.19</b>	<b>103.40</b>	<b>97.70</b>	<b>99.16</b>
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.04	1.02	1.04	1.01	1.04	1.03	1.02	0.98
Al	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
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.94	0.93	0.96	0.91	0.91	0.94	0.89
Fe <sup>2+</sup>	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	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
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Na	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
FeO	45.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	51.24	50.28	52.00	49.02	49.63	48.21	46.84

Tabla II.17. Análisis de piroxenos en las anfibolitas con granate y piroxeno de la Serie Negra de alto grado metamórfico de Fuente Obejuna (CBBC).

Sample an.	BF-18 1	BF-18 2	BF-18 11	BF-18 12	BF-18 #26	BF-18 #27
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
CaO	23.72	23.86	23.67	23.73	23.01	23.73
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.09	0.06	0.06	0.07	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.07	0.01	0.07	0.09
MnO	0.48	0.48	0.56	0.44	0.48	0.45
FeO <sub>t</sub>	13.37	12.32	13.41	12.97	14.35	14.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.24	0.26	0.31	0.31	0.27
SiO <sub>2</sub>	51.34	52.07	52.09	51.98	51.82	51.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.68	0.74	0.68	0.76	0.83	0.79
MgO	10.18	10.79	10.16	10.43	9.72	9.49
<b>TOTAL</b>	<b>100.25</b>	<b>100.60</b>	<b>100.96</b>	<b>100.69</b>	<b>100.66</b>	<b>100.77</b>
Si	1.95	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97
Al.IV	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al.VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	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
Fe <sup>3+</sup>	0.09	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04
Fe <sup>2+</sup>	0.33	0.35	0.38	0.36	0.42	0.41
Mg	0.58	0.61	0.57	0.59	0.55	0.54
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Ca	0.97	0.97	0.96	0.96	0.94	0.97
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Woll%	44.86	46.21	46.00	45.73	45.24	46.41
En%	28.62	30.25	28.54	29.24	27.49	26.80
Fs%	17.22	17.96	19.98	18.54	21.88	21.15
XFe	0.17	0.18	0.20	0.18	0.22	0.21

**Tabla II.18. Análisis de plagioclasas en las anfibolitas con granate y piroxeno de la Serie Negra de alto grado metamórfico de Fuente Obejuna (CBBC).**

Sample an.	BF-18 #4	BF-18 #5	BF-18 #9	BF-18 #10	BF-18 #13	BF-18 #14	BF-18 #20	BF-18 #21	BF-18 #25	BF-18 #28	BF-18 #29
K <sub>2</sub> O	0.12	0.09	0.10	0.09	0.11	0.10	0.03	0.04	0.17	0.08	0.08
CaO	9.86	8.39	12.23	11.27	11.74	11.09	15.82	16.21	9.21	10.80	9.97
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.05	0.12	0.06	0.10	0.08	0.04	0.09	0.22	0.18	0.11	0.15
MnO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	6.11	7.15	4.87	5.39	5.19	5.58	2.64	2.64	6.44	5.79	6.04
SiO <sub>2</sub>	56.48	58.24	53.73	54.68	53.95	55.36	48.75	48.70	56.66	55.65	56.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.07	26.36	29.87	29.15	29.35	28.78	32.92	33.00	27.13	28.49	27.91
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
<b>TOTAL</b>	<b>100.74</b>	<b>100.39</b>	<b>100.87</b>	<b>100.71</b>	<b>100.47</b>	<b>100.96</b>	<b>100.28</b>	<b>100.94</b>	<b>99.82</b>	<b>100.92</b>	<b>100.86</b>
Si	2.52	2.60	2.41	2.45	2.43	2.47	2.22	2.21	2.55	2.49	2.53
Al	1.48	1.39	1.58	1.54	1.56	1.52	1.77	1.77	1.44	1.50	1.47
Ti	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00
Ca	0.47	0.40	0.59	0.54	0.57	0.53	0.77	0.79	0.44	0.52	0.48
Na	0.53	0.62	0.42	0.47	0.45	0.48	0.23	0.23	0.56	0.50	0.52
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
XAn	0.47	0.39	0.58	0.54	0.56	0.52	0.77	0.77	0.44	0.51	0.48

**Tabla II.19. Análisis de anfíboles en las anfibolitas con granate y piroxeno de la Serie Negra de alto grado metamórfico de Fuente Obejuna (CBBC).**

**Tabla II.20. Análisis de granates en las anfibolitas con granate y piroxeno de la Serie Negra de alto grado metamórfico de Fuente Obejuna (CBBC).**

Sample an.	BF-18 #15	BF-18 #16	BF-18 #18	BF-18 #19	BF-18 #22	BF-18 #23	Sample an.	BF-18 #31	BF-18 #32	BF-18 #33	BF-18 #34	BF-18 #35
K <sub>2</sub> O	0.96	0.99	1.03	1.06	0.97	1.04	K <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00
CaO	11.76	11.98	11.56	12.02	11.78	11.78	CaO	15.47	15.75	15.64	15.47	15.33
TiO <sub>2</sub>	1.55	1.22	1.57	1.05	0.81	1.03	TiO <sub>2</sub>	0.24	0.12	0.12	0.07	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.04	0.08	0.10	0.13	0.35	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.04	0.01	0.00	0.00
MnO	0.36	0.35	0.34	0.41	0.34	0.36	MnO	1.69	2.32	2.36	2.14	2.33
FeO <sub>t</sub>	17.07	16.67	16.99	16.96	20.34	20.37	FeO <sub>t</sub>	21.33	21.22	21.72	21.99	21.61
Na <sub>2</sub> O	1.54	1.84	1.83	1.90	1.56	1.84	Na <sub>2</sub> O	0.15	0.02	0.03	0.00	0.04
SiO <sub>2</sub>	41.99	42.28	42.20	42.15	41.99	40.60	SiO <sub>2</sub>	38.81	38.47	38.07	38.60	38.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.51	13.97	13.87	13.98	13.38	13.92	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.94	21.49	21.51	21.45	21.42
MgO	8.90	8.87	9.03	8.81	6.97	6.34	MgO	2.45	1.39	1.35	1.49	1.36
<b>TOTAL</b>	<b>97.73</b>	<b>98.21</b>	<b>98.49</b>	<b>98.45</b>	<b>98.27</b>	<b>97.62</b>	<b>TOTAL</b>	<b>101.53</b>	<b>100.81</b>	<b>100.82</b>	<b>101.21</b>	<b>100.49</b>
Si	6.27	6.29	6.25	6.27	6.33	6.21	Si	2.99	3.00	2.97	3.00	3.00
Al.IV	1.73	1.71	1.75	1.73	1.67	1.79	Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al.VI	0.65	0.74	0.67	0.72	0.71	0.72	Al.VI	1.90	1.98	1.98	1.96	1.98
Ti	0.17	0.14	0.17	0.12	0.09	0.12	Cr	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	Fe <sup>3+</sup>	0.09	0.01	0.07	0.03	0.02
Fe <sup>++</sup>	2.13	2.07	2.10	2.11	2.57	2.61	Fe <sup>2+</sup>	1.28	1.37	1.35	1.40	1.39
Mn	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	Mg	0.28	0.16	0.16	0.17	0.16
Mg	1.98	1.97	1.99	1.95	1.57	1.44	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.88	1.91	1.84	1.92	1.90	1.93	Mn	0.11	0.15	0.16	0.14	0.15
Na(M4)	0.12	0.09	0.16	0.08	0.10	0.07	Ca	1.28	1.32	1.31	1.29	1.29
Na(A)	0.33	0.44	0.36	0.47	0.36	0.48	Alm	0.43	0.46	0.45	0.47	0.47
K(A)	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.20	Pyr	0.10	0.05	0.05	0.06	0.05
A <sub>2</sub> posic	0.51	0.63	0.56	0.67	0.54	0.68	Grs	0.43	0.44	0.44	0.43	0.43
mg#	0.52	0.52	0.53	0.51	0.41	0.38	Sps	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05



Tabla III.21. Análisis de anfíboles en las dioritas de Oliva de Mérida.

Sample	BO-50.2.2	BO-50.2.5	BO-50.2.6	BO-50.2.8	BO-50.3.1	BO-50.3.2	BO-50.3.3	BO-50.4.1	BO-50.4.2	BO-50.4.3	BO-50.4.4
K2O	0.52	0.49	0.51	0.53	0.47	0.43	0.51	0.45	0.52	0.54	0.51
CaO	12.03	12.05	12.09	11.88	11.66	10.27	11.79	11.37	11.48	11.61	11.65
TiO2	1.99	1.53	1.81	1.55	2.68	1.72	2.19	1.19	1.44	1.63	1.53
Cr2O3	0.00	0.06	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.11
MnO	0.16	0.22	0.21	0.13	0.32	0.28	0.25	0.35	0.29	0.15	0.31
FeOt	12.93	11.69	12.29	12.11	11.23	12.33	11.41	11.97	12.45	11.92	12.24
NiO	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.08	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00
Na2O	1.49	1.48	1.62	1.56	1.53	1.21	1.52	1.43	1.63	1.77	1.66
SiO2	42.08	42.52	41.82	42.17	41.33	40.92	41.60	43.39	42.47	41.76	41.71
Al2O3	13.53	12.57	13.06	12.62	12.93	13.19	12.96	11.59	12.84	12.85	13.16
MgO	11.82	12.67	12.56	13.22	13.21	14.41	13.32	13.36	12.47	13.00	12.34
TOTAL	96.56	95.31	96.00	95.84	95.38	94.83	95.60	95.09	95.67	95.23	95.20
Si	6.21	6.32	6.19	6.22	6.12	6.03	6.14	6.42	6.29	6.21	6.21
AlIV	1.79	1.68	1.81	1.78	1.88	1.97	1.86	1.58	1.71	1.79	1.79
AlVI	0.56	0.52	0.46	0.41	0.37	0.32	0.39	0.44	0.53	0.46	0.53
Ti	0.22	0.17	0.20	0.17	0.30	0.19	0.24	0.13	0.16	0.18	0.17
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe3+	0.48	0.49	0.58	0.72	0.65	1.13	0.70	0.70	0.59	0.63	0.59
Fe2+	1.11	0.96	0.94	0.77	0.74	0.39	0.70	0.78	0.95	0.85	0.94
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04
Mg	2.60	2.80	2.77	2.91	2.91	3.16	2.93	2.95	2.75	2.88	2.74
Ca	1.90	1.92	1.92	1.88	1.85	1.62	1.86	1.80	1.82	1.85	1.86
Na(M4)	0.10	0.08	0.08	0.12	0.13	0.14	0.13	0.16	0.15	0.13	0.13
Na(A)	0.33	0.34	0.38	0.33	0.30	0.20	0.31	0.25	0.32	0.38	0.35
K(A)	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10
A-posic	0.42	0.44	0.48	0.43	0.39	0.28	0.41	0.34	0.42	0.48	0.45
mg#	0.70	0.74	0.75	0.79	0.80	0.89	0.81	0.79	0.74	0.77	0.74

Sample	BO-50.5.1	BO-50.5.2	BO-50.5.5	BO-50.7.1	BO-50.7.2	BO-50.8.2	BO-50.8.3	BO-50.8.4	BO-50.9.1	BO-50.9.3	BO-50.9.4
K2O	0.47	0.47	0.43	0.59	0.56	0.28	0.37	0.41	0.43	0.42	0.45
CaO	11.71	11.30	11.29	11.96	11.92	11.70	12.06	11.86	11.78	12.26	12.17
TiO2	1.33	2.69	12.13	2.12	2.23	0.07	0.18	0.85	0.93	0.51	0.47
Cr2O3	0.07	0.07	0.05	0.00	0.05	0.04	0.00	0.05	0.00	0.07	0.06
MnO	0.26	0.21	0.22	0.23	0.22	0.41	0.36	0.29	0.25	0.15	0.19
FeOt	11.48	11.71	12.04	12.03	12.83	12.96	13.32	12.41	13.08	12.17	10.96
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.01
Na2O	1.64	1.60	1.53	1.53	1.47	0.74	0.72	1.06	1.28	0.54	0.77
SiO2	43.27	41.28	41.39	42.47	41.57	48.91	47.45	45.17	43.39	49.19	48.08
Al2O3	11.50	13.24	12.10	13.06	12.81	6.34	7.09	9.69	10.89	5.66	8.32
MgO	13.98	12.73	12.55	12.37	11.56	14.42	13.83	13.19	12.94	15.03	14.54
TOTAL	95.71	95.30	103.72	96.35	95.26	95.87	95.42	95.05	94.97	95.99	96.01
Si	6.36	6.12	5.86	6.26	6.24	7.16	7.00	6.70	6.46	7.19	7.00
AlIV	1.64	1.88	2.14	1.74	1.76	0.84	1.00	1.30	1.54	0.81	1.00
AlVI	0.36	0.44	-0.13	0.53	0.50	0.26	0.24	0.40	0.37	0.16	0.42
Ti	0.15	0.30	1.29	0.24	0.25	0.01	0.02	0.10	0.10	0.06	0.05
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe3+	0.70	0.60	-0.76	0.41	0.41	0.50	0.65	0.55	0.75	0.45	0.38
Fe2+	0.71	0.85	2.18	1.07	1.19	1.09	0.99	0.99	0.88	1.04	0.95
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02
Mg	3.06	2.81	2.65	2.72	2.58	3.15	3.04	2.92	2.87	3.27	3.15
Ca	1.84	1.80	1.71	1.89	1.92	1.84	1.91	1.89	1.88	1.92	1.90
Na(M4)	0.14	0.16	0.03	0.11	0.08	0.10	0.09	0.11	0.12	0.08	0.10
Na(A)	0.33	0.30	0.39	0.33	0.34	0.11	0.11	0.19	0.25	0.08	0.11
K(A)	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.05	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08
A-posic	0.42	0.39	0.47	0.44	0.45	0.16	0.18	0.27	0.33	0.16	0.20
mg#	0.81	0.77	0.55	0.72	0.68	0.74	0.75	0.75	0.77	0.76	0.77

**Tabla III.22. Análisis de anfíboles en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

Sample	BO-50.10.2	BO-50.10.3	BO-50.10.5	BO-50.10.6	BZ-57.7.1	BZ-79.1.5	BZ-79.3.1	BZ-79.3.2	BZ-79.3.3	BZ-79.3.6	BZ-79.5.3
K <sub>2</sub> O	0.09	0.47	0.49	0.48	0.12	0.46	0.41	0.44	0.53	0.52	0.35
CaO	12.29	11.83	12.27	11.81	11.46	11.20	12.10	11.19	11.23	11.23	11.31
TiO <sub>2</sub>	0.20	1.28	1.13	1.06	0.17	1.04	0.97	1.17	1.43	1.16	0.96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.08	0.05	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.09
MnO	0.31	0.28	0.09	0.30	0.23	0.42	0.38	0.36	0.59	0.60	0.41
FeO <sub>t</sub>	11.25	12.22	12.51	14.46	17.87	18.82	18.27	18.85	18.80	19.20	18.78
NiO	0.09	0.14	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.40	1.50	0.77	1.20	1.12	0.65	0.57	0.76	0.80	0.68	0.65
SiO <sub>2</sub>	49.76	43.01	46.71	43.79	45.36	47.27	48.11	47.29	46.47	47.24	48.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.69	12.04	7.82	10.60	8.00	5.70	5.32	5.50	6.47	5.88	4.84
MgO	15.38	12.90	13.41	11.61	11.13	10.14	10.89	10.35	9.92	10.28	10.88
<b>TOTAL</b>	<b>95.53</b>	<b>95.75</b>	<b>95.26</b>	<b>95.41</b>	<b>95.49</b>	<b>95.70</b>	<b>97.02</b>	<b>95.93</b>	<b>96.28</b>	<b>96.87</b>	<b>96.65</b>
Si	7.25	6.36	6.93	6.56	6.81	7.19	7.18	7.17	7.04	7.11	7.27
Al <sup>IV</sup>	0.75	1.64	1.07	1.44	1.19	0.81	0.82	0.83	0.96	0.89	0.73
Al <sup>VI</sup>	0.23	0.45	0.30	0.43	0.23	0.21	0.12	0.15	0.19	0.15	0.12
Ti	0.02	0.14	0.13	0.12	0.02	0.12	0.11	0.13	0.16	0.13	0.11
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.44	0.62	0.35	0.55	0.84	0.28	0.40	0.33	0.34	0.38	0.32
Fe <sup>2+</sup>	0.93	0.89	1.21	1.26	1.41	2.11	1.88	2.06	2.04	2.04	2.04
Mn	0.04	0.03	0.01	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.08	0.08	0.05
Mg	3.34	2.84	2.97	2.59	2.49	2.30	2.42	2.34	2.24	2.31	2.43
Ca	1.92	1.87	1.95	1.89	1.84	1.82	1.94	1.82	1.82	1.81	1.82
Na(M <sub>4</sub> )	0.06	0.12	0.05	0.11	0.14	0.10	0.06	0.12	0.12	0.10	0.09
Na(A)	0.06	0.31	0.17	0.24	0.19	0.09	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10
K(A)	0.02	0.09	0.09	0.09	0.02	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.07
A-posic	0.07	0.40	0.27	0.33	0.21	0.18	0.18	0.19	0.22	0.20	0.16
<b>mg#</b>	<b>0.78</b>	<b>0.76</b>	<b>0.71</b>	<b>0.67</b>	<b>0.64</b>	<b>0.52</b>	<b>0.56</b>	<b>0.53</b>	<b>0.52</b>	<b>0.53</b>	<b>0.54</b>

Sample	BZ-79.5.4	BZ-79.6.2	BZ-62.1.3	BZ-40.7.8	BZ-40.7.9	BZ-40.7.10	BV-1.1.1	BV-1.1.2	BV-1.1.3	BV-1.1.6	BV-1.1.7	BV-1.2.1
K <sub>2</sub> O	0.46	0.38	0.04	0.98	0.67	0.96	0.87	0.82	0.95	0.48	0.70	0.51
CaO	11.20	11.92	23.72	10.14	10.28	10.23	11.20	11.18	11.17	10.97	11.18	11.00
TiO <sub>2</sub>	1.14	0.97	0.12	1.49	1.09	1.73	2.21	2.15	2.13	1.03	2.10	1.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.03	0.00	0.06	0.05	0.05	0.00	0.02	0.03	0.06	0.00	0.10
MnO	0.47	0.50	0.20	1.12	1.16	1.09	0.28	0.20	0.28	0.46	0.21	0.43
FeO <sub>t</sub>	18.46	18.41	10.82	27.63	27.13	27.27	16.92	16.36	16.57	19.54	16.08	18.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.11	0.13	0.13	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.79	0.51	0.03	1.45	1.18	1.50	1.49	1.64	1.48	1.07	1.57	1.03
SiO <sub>2</sub>	47.05	48.96	37.13	42.44	43.94	42.37	44.01	43.75	43.29	46.98	44.55	47.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.64	4.83	24.15	7.95	6.90	8.13	7.63	7.41	7.94	4.52	7.67	5.61
MgO	10.26	10.79	0.02	4.36	5.00	4.20	11.80	12.31	11.77	10.61	12.02	11.90
<b>TOTAL</b>	<b>95.51</b>	<b>97.29</b>	<b>96.22</b>	<b>97.55</b>	<b>97.45</b>	<b>97.63</b>	<b>96.54</b>	<b>95.83</b>	<b>95.60</b>	<b>95.72</b>	<b>96.10</b>	<b>97.48</b>
Si	7.16	7.30	4.66	6.65	6.85	6.64	6.66	6.67	6.61	7.21	6.71	7.08
Al <sup>IV</sup>	0.84	0.70	3.34	1.35	1.15	1.36	1.34	1.33	1.39	0.79	1.29	0.92
Al <sup>VI</sup>	0.17	0.15	0.23	0.12	0.12	0.14	0.03	0.00	0.03	0.03	0.07	0.06
Ti	0.13	0.11	0.01	0.18	0.13	0.20	0.25	0.25	0.24	0.12	0.24	0.13
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.33	0.25	1.14	0.66	0.64	0.58	0.30	0.20	0.37	0.21	0.41	0.43
Fe <sup>2+</sup>	2.02	2.04	0.00	2.96	2.90	2.99	1.84	1.89	1.74	2.30	1.61	1.81
Mn	0.06	0.06	0.02	0.15	0.15	0.14	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05
Mg	2.33	2.40	0.00	1.02	1.16	0.98	2.66	2.80	2.68	2.43	2.70	2.63
Ca	1.83	1.90	3.19	1.70	1.72	1.72	1.82	1.83	1.83	1.80	1.80	1.75
Na(M <sub>4</sub> )	0.12	0.07	0.00	0.21	0.18	0.22	0.05	0.01	0.06	0.05	0.13	0.12
Na(A)	0.11	0.07	0.01	0.23	0.18	0.24	0.39	0.48	0.37	0.27	0.32	0.18
K(A)	0.09	0.07	0.01	0.20	0.13	0.19	0.17	0.16	0.18	0.09	0.13	0.10
A-posic	0.20	0.15	0.01	0.43	0.31	0.43	0.56	0.64	0.56	0.36	0.46	0.27
<b>mg#</b>	<b>0.53</b>	<b>0.54</b>	<b>1.00</b>	<b>0.26</b>	<b>0.29</b>	<b>0.25</b>	<b>0.59</b>	<b>0.60</b>	<b>0.61</b>	<b>0.51</b>	<b>0.63</b>	<b>0.59</b>

**ANEXO C**

**Tabla III.23. Análisis de anfíboles en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

Sample	BV-1.2.2	BV-1.2.3	BV-1.2.4	BV-1.2.5	BV-1.3.1	BV-1.3.3	BV-1.4.1	BV-1.4.2	BV-1.4.3	BV-1.4.4	BV-1.5.1	BV-1.5.2	BV-1.5
K2O	0.59	0.56	0.85	0.84	0.84	0.83	0.76	0.81	0.89	0.82	0.73	0.82	0.86
CaO	11.10	11.19	10.68	11.30	11.23	11.20	11.22	11.30	11.30	11.12	11.38	11.42	11.30
TiO2	1.49	1.04	2.11	2.06	2.14	2.16	1.83	2.16	2.27	2.17	1.95	2.16	2.18
Cr2O3	0.02	0.06	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03
MnO	0.34	0.41	0.22	0.18	0.24	0.21	0.25	0.30	0.29	0.39	0.25	0.18	0.24
FeOt	17.58	17.68	17.53	17.29	16.58	16.30	17.09	16.54	16.29	16.97	16.58	16.42	16.66
NiO	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.08	0.09	0.00	0.06	0.06
Na2O	1.21	1.08	1.54	1.60	1.55	1.62	1.39	1.60	1.66	1.69	1.52	1.65	1.59
SiO2	46.51	46.84	44.31	43.66	44.60	43.86	44.87	44.29	44.06	44.48	44.96	44.52	43.88
Al2O3	6.30	5.57	7.67	7.84	7.88	7.70	7.34	7.72	8.13	7.79	7.20	7.87	7.66
MgO	12.29	12.20	11.64	11.71	11.92	12.07	12.01	11.95	11.98	12.06	11.92	12.36	11.94
TOTAL	97.49	96.64	96.62	96.48	96.98	95.94	96.76	96.78	96.92	97.62	96.48	97.47	96.41
Si	6.93	7.04	6.69	6.62	6.68	6.66	6.74	6.67	6.62	6.66	6.77	6.65	6.65
AlIV	1.07	0.96	1.31	1.38	1.32	1.34	1.26	1.33	1.38	1.34	1.23	1.35	1.35
AlVI	0.03	0.02	0.06	0.02	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02
Ti	0.17	0.12	0.24	0.23	0.24	0.25	0.21	0.24	0.26	0.24	0.22	0.24	0.25
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.37	0.36	0.36	0.34	0.41	0.31	0.41	0.33	0.37	0.29	0.34	0.33	0.27
Fe2+	1.82	1.86	1.86	1.85	1.67	1.76	1.74	1.75	1.68	1.83	1.75	1.72	1.84
Mn	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03
Mg	2.73	2.73	2.62	2.65	2.66	2.73	2.69	2.68	2.68	2.69	2.68	2.75	2.70
Ca	1.77	1.80	1.73	1.84	1.80	1.82	1.81	1.82	1.82	1.78	1.84	1.83	1.84
Na(M4)	0.06	0.04	0.10	0.04	0.12	0.07	0.08	0.08	0.10	0.06	0.10	0.06	0.04
Na(A)	0.29	0.27	0.34	0.43	0.33	0.41	0.33	0.39	0.38	0.43	0.35	0.41	0.43
K(A)	0.11	0.11	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.17	0.16	0.14	0.16	0.17
A-posic	0.40	0.38	0.51	0.59	0.49	0.57	0.47	0.55	0.55	0.59	0.49	0.57	0.59
mg#	0.60	0.60	0.59	0.59	0.61	0.61	0.61	0.60	0.61	0.59	0.60	0.61	0.59

Sample	BV-1.5.5	BV-1.7.1	BO-32.1.9	BO-32.2.1	BO-32.2.2	BO-32.2.3	BO-32.2.4	BO-32.2.5	BO-32.3.5	BO-32.3.6	BO-32.3.7	BO-32.
K2O	0.87	0.61	0.46	0.46	0.27	0.51	0.47	0.50	0.45	0.44	0.47	0.38
CaO	11.44	11.39	10.94	11.01	10.90	11.01	11.07	10.91	10.83	10.81	10.52	10.86
TiO2	2.14	1.62	0.82	0.76	0.92	0.93	0.80	0.78	0.88	0.71	0.66	0.82
Cr2O3	0.00	0.02	0.03	0.07	0.07	0.03	0.03	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00
MnO	0.25	0.30	0.32	0.52	0.55	0.46	0.43	0.46	0.52	0.48	0.46	0.50
FeOt	16.62	16.98	20.81	19.97	20.06	19.50	19.98	21.02	19.72	18.63	19.75	19.55
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.11	0.01	0.02	0.02	0.05	0.14
Na2O	1.60	1.28	2.07	1.91	2.03	1.85	1.82	1.90	2.03	2.07	1.87	1.96
SiO2	44.10	47.09	41.24	42.00	40.71	41.38	41.28	41.43	41.64	41.67	41.49	42.77
Al2O3	7.84	6.14	11.27	11.32	11.71	11.31	11.51	11.40	10.70	11.17	10.94	10.54
MgO	11.59	12.60	8.56	8.93	8.45	8.26	8.52	7.71	9.19	9.26	9.17	9.63
TOTAL	96.44	98.02	96.52	96.94	95.66	95.29	96.02	96.12	96.02	95.31	95.36	97.15
Si	6.66	6.96	6.29	6.34	6.24	6.38	6.31	6.36	6.35	6.38	6.35	6.42
AlIV	1.34	1.04	1.71	1.66	1.76	1.62	1.69	1.64	1.65	1.62	1.65	1.58
AlVI	0.06	0.03	0.31	0.36	0.36	0.44	0.38	0.43	0.27	0.40	0.32	0.28
Ti	0.24	0.18	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe3+	0.37	0.29	0.84	0.81	0.86	0.61	0.80	0.69	0.83	0.69	0.94	0.85
Fe2+	1.73	1.81	1.81	1.71	1.71	1.91	1.75	2.01	1.68	1.69	1.59	1.61
Mn	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Mg	2.61	2.78	1.94	2.01	1.93	1.90	1.94	1.76	2.09	2.11	2.09	2.15
Ca	1.85	1.80	1.79	1.78	1.79	1.82	1.81	1.80	1.77	1.77	1.72	1.75
Na(M4)	0.11	0.06	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.16	0.18	0.17	0.20	0.19
Na(A)	0.36	0.30	0.44	0.39	0.44	0.40	0.39	0.40	0.42	0.44	0.35	0.38
K(A)	0.17	0.12	0.09	0.09	0.05	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07
A-posic	0.53	0.42	0.53	0.48	0.49	0.50	0.48	0.50	0.51	0.53	0.45	0.45
mg#	0.60	0.60	0.52	0.54	0.53	0.50	0.53	0.47	0.55	0.56	0.57	0.57

Tabla III.24. Análisis de anfíboles en las dioritas de Oliva de Mérida.

Sample	BO-32.4.2	BO-32.4.5	BO-32.5.2	BO-32.5.3	BO-32.5.4	BO-32.6.1	BO-32.6.5	BO-32.7.5	BO-32.7.6	BO-32.8.2	BO-32.9.2
K <sub>2</sub> O	0.40	0.42	0.45	0.51	0.47	0.48	0.54	0.52	0.62	0.53	0.87
CaO	11.02	10.67	10.92	11.03	10.99	10.86	10.96	11.25	11.35	11.21	11.20
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.79	0.77	0.79	0.77	0.86	0.79	0.72	0.75	0.79	2.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.06	0.12	0.05	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.44	0.47	0.46	0.47	0.53	0.64	0.40	0.56	0.76	0.62	0.28
FeO <sub>t</sub>	19.50	19.65	18.97	20.00	18.94	20.42	20.54	21.61	22.26	21.75	16.92
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
Na <sub>2</sub> O	2.02	2.06	1.95	2.11	2.00	1.93	2.06	1.94	1.92	1.89	1.49
SiO <sub>2</sub>	42.13	41.76	41.12	40.39	41.76	40.50	41.24	40.49	39.84	40.95	44.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.80	10.83	11.23	11.56	11.71	11.16	11.49	11.69	12.27	11.54	7.63
MgO	9.36	9.00	8.99	8.62	9.00	8.27	8.27	7.67	7.25	7.87	11.80
TOTAL	96.49	95.66	94.91	95.61	96.21	95.15	96.37	96.45	97.02	97.15	96.54
Si	6.38	6.39	6.34	6.22	6.34	6.27	6.31	6.22	6.10	6.23	6.66
Al <sub>IV</sub>	1.62	1.61	1.66	1.78	1.66	1.73	1.69	1.78	1.90	1.77	1.34
Al <sub>VI</sub>	0.31	0.34	0.37	0.31	0.44	0.30	0.38	0.33	0.32	0.30	0.03
Ti	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.09	0.25
Cr	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>3+</sub>	0.79	0.76	0.75	0.84	0.68	0.87	0.73	0.87	0.97	0.92	0.30
Fe <sub>2+</sub>	1.68	1.75	1.69	1.73	1.72	1.77	1.90	1.90	1.88	1.85	1.84
Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05	0.07	0.10	0.08	0.04
Mg	2.11	2.05	2.06	1.98	2.04	1.91	1.89	1.75	1.65	1.79	2.66
Ca	1.79	1.75	1.80	1.82	1.79	1.80	1.80	1.85	1.86	1.83	1.82
Na(M4)	0.17	0.19	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.13	0.13	0.14	0.05
Na(A)	0.43	0.43	0.42	0.48	0.42	0.42	0.45	0.44	0.44	0.41	0.39
K(A)	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.10	0.12	0.10	0.17
A-posic	0.51	0.51	0.51	0.58	0.52	0.51	0.55	0.54	0.56	0.51	0.56
mg#	0.56	0.54	0.55	0.53	0.54	0.52	0.50	0.48	0.47	0.49	0.59

Tabla III.25. Análisis de piroxenos en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.

an.	BZ-62.5.2	BZ-79.1.1	BZ-49.1.1	BZ-49.1.2	BZ-49.1.5	BZ-49.1.6	BZ-49.1.7	BZ-49.1.8	BZ-49.2.5	BZ-49.2.6	BZ-49.2.7	BZ-49.3.4
K <sub>2</sub> O	0.00	0.32	0.00	0.18	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	24.46	10.73	21.98	10.66	21.60	23.18	21.31	21.28	21.70	22.35	21.86	22.06
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.85	0.10	0.40	0.07	0.02	0.08	0.17	0.15	0.16	0.20	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.10	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00
MnO	0.17	0.48	0.29	0.53	0.53	0.55	0.55	0.54	0.41	0.54	0.62	0.49
FeO <sub>t</sub>	10.69	19.25	12.59	16.59	12.09	10.64	12.32	12.03	12.26	11.76	11.88	12.36
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.56	0.29	0.57	0.31	0.16	0.28	0.32	0.29	0.32	0.25	0.30
SiO <sub>2</sub>	37.35	48.77	51.39	50.75	51.60	51.80	51.16	50.47	50.90	51.07	50.32	50.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.60	4.55	0.78	3.45	0.66	0.39	0.78	1.46	0.82	0.96	0.93	0.64
MgO	0.26	11.11	12.25	13.91	12.04	11.74	11.77	12.09	12.35	11.49	11.71	11.43
TOTAL	96.65	96.65	99.66	97.04	98.99	98.54	98.42	98.46	98.93	98.71	97.78	98.06
Si	1.48	1.93	1.95	1.97	1.97	1.99	1.97	1.93	1.94	1.96	1.95	1.96
Al <sub>IV</sub>	0.52	0.07	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03
Al <sub>VI</sub>	0.58	0.15	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>3+</sub>	0.00	0.00	0.08	0.00	0.05	0.02	0.04	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07
Fe <sub>2+</sub>	0.35	0.64	0.31	0.54	0.34	0.32	0.36	0.31	0.30	0.32	0.31	0.33
Mg	0.02	0.66	0.69	0.81	0.69	0.67	0.67	0.69	0.70	0.66	0.68	0.66
Mn	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca	1.04	0.46	0.89	0.44	0.88	0.95	0.88	0.87	0.89	0.92	0.91	0.91
Na	0.00	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jd%	0.00	6.04	0.00	5.29	0.02	0.35	0.39	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00
Ac%	0.00	0.00	2.10	0.00	2.22	0.89	1.68	2.32	2.12	2.30	1.87	2.22
Ca.FeTs%	0.05	0.04	4.22	0.00	2.38	1.09	2.18	3.92	4.56	2.80	3.53	3.47
Ca.TiTs%	0.29	2.57	0.27	1.20	0.20	0.07	0.22	0.50	0.42	0.45	0.58	0.12
Ca.Ts%	55.80	5.25	1.47	4.21	1.26	0.64	1.34	2.76	1.40	1.65	1.54	1.33
Woll%	24.78	19.30	41.43	19.90	42.02	46.61	41.88	39.85	40.93	43.18	42.27	42.95
En%	0.77	33.46	34.42	41.04	34.16	33.47	33.71	34.38	34.93	32.71	33.60	32.71
Fs%	18.31	33.35	16.09	28.36	17.73	16.89	18.60	16.24	15.65	16.81	16.61	17.20



**ANEXO C**

**Tabla III.26. Análisis de piroxenos en las dioritas de Oliva de Mérida y Valle de la Serena.**

an.	BZ-49.3.5	BZ-49.4.1	BZ-49.4.2	BZ-49.4.3	BZ-49.5.1	BZ-49.5.2	BZ-49.5.3	BZ-49.5.4	BZ-49.5.5	BZ-49.6.2	BZ-49.6.3	BZ-49.7.1
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23
CaO	21.50	21.63	22.24	21.67	21.61	21.49	21.70	21.85	21.80	21.92	21.80	10.73
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.11	0.16	0.90	0.06	0.18	0.17	0.14	0.12	0.33	0.35	0.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.02	0.00	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.09	0.06	0.02
MnO	0.56	0.49	0.36	0.49	0.65	0.40	0.67	0.42	0.46	0.32	0.56	0.48
FeO <sub>t</sub>	11.84	12.38	11.83	11.86	12.40	11.95	11.61	12.02	12.04	11.60	11.37	19.25
Na <sub>2</sub> O	0.24	0.26	0.25	0.27	0.30	0.29	0.26	0.25	0.28	0.37	0.29	0.56
SiO <sub>2</sub>	51.32	51.36	51.59	51.19	51.55	51.49	51.17	51.50	51.31	50.86	50.68	48.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.71	0.85	0.79	0.77	0.74	0.84	0.86	0.75	1.67	1.13	4.55
MgO	12.48	11.92	12.40	12.41	11.80	12.16	12.35	12.14	12.22	12.30	11.86	11.11
TOTAL	98.92	98.90	99.69	99.58	99.17	98.70	98.86	99.28	99.00	99.51	98.10	96.56
Si	1.96	1.97	1.95	1.94	1.97	1.97	1.95	1.96	1.96	1.92	1.95	1.94
Al.IV	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.06
Al.VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06	0.08	0.05	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.32	0.35	0.31	0.33	0.35	0.35	0.31	0.33	0.32	0.28	0.32	0.64
Mg	0.71	0.68	0.70	0.70	0.67	0.69	0.70	0.69	0.69	0.69	0.68	0.66
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Ca	0.88	0.89	0.90	0.88	0.88	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.90	0.46
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Jd%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	5.59
Ac%	1.84	1.90	1.83	1.96	1.97	1.77	1.97	1.89	2.02	2.74	1.96	0.00
Ca.FeTs%	3.03	2.48	3.35	2.33	2.41	1.87	3.29	2.61	3.27	4.25	2.42	0.04
Ca.TiTs%	0.40	0.31	0.45	2.55	0.17	0.50	0.48	0.38	0.34	0.93	1.01	2.58
Ca.Ts%	1.36	1.30	1.44	0.00	1.43	0.99	1.40	1.54	1.33	2.78	1.43	5.50
Woll%	41.33	42.10	42.25	41.24	41.98	42.17	41.56	42.06	41.86	40.16	42.31	19.25
En%	35.37	33.82	34.80	34.80	33.39	34.52	35.02	34.35	34.56	34.52	33.86	33.58
Fs%	16.66	18.09	15.87	17.12	18.39	17.84	16.27	17.15	16.62	14.63	16.79	33.47

an.	BZ-57.1.4	BZ-57.1.5	BZ-57.1.6	BZ-57.1.7	BZ-57.1.8	BZ-57.2.2	BZ-57.2.3	BZ-57.2.4	BZ-57.2.5	BZ-57.2.6	BZ-57.2.7	BZ-57.2.7.
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
CaO	19.98	20.10	19.89	19.94	20.42	20.07	19.89	19.77	19.81	19.80	19.95	19.91
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.26	1.34	1.23	1.05	0.79	0.80	0.91	0.83	0.88	0.93	0.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.01	0.11	0.28	0.39	0.20	0.28	0.31	0.51	0.30
MnO	0.29	0.20	0.25	0.23	0.32	0.30	0.13	0.26	0.31	0.18	0.24	0.29
FeO <sub>t</sub>	10.61	11.16	10.74	10.48	10.54	8.56	8.46	8.66	8.56	8.16	8.74	8.79
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.38	0.38	0.40	0.34	0.32	0.30	0.36	0.32	0.33	0.32	0.27
SiO <sub>2</sub>	49.59	50.04	49.90	48.94	50.21	50.62	50.22	50.30	51.23	50.91	50.83	50.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.32	2.57	2.53	2.39	2.35	2.50	2.51	2.55	2.59	2.65	2.46	2.50
MgO	13.89	14.01	14.04	14.17	14.13	15.28	15.58	15.43	15.68	15.45	15.61	15.24
TOTAL	98.33	99.72	99.07	97.79	99.47	98.70	98.27	98.48	99.64	98.71	99.58	98.59
Si	1.89	1.88	1.88	1.87	1.89	1.90	1.89	1.89	1.90	1.91	1.89	1.89
Al.IV	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.09	0.11	0.11
Al.VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.08	0.09	0.08	0.12	0.09	0.06	0.08	0.08	0.05	0.04	0.07	0.06
Fe <sup>2+</sup>	0.26	0.26	0.26	0.21	0.24	0.21	0.19	0.19	0.21	0.22	0.20	0.21
Mg	0.79	0.78	0.79	0.81	0.79	0.85	0.87	0.86	0.87	0.86	0.86	0.85
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.81	0.81	0.80	0.81	0.82	0.81	0.80	0.80	0.79	0.79	0.79	0.80
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jd%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.00	0.17	1.42	2.27	0.00	0.55
Ac%	2.53	2.81	2.77	2.93	2.47	1.43	2.17	2.44	0.89	0.25	2.29	1.43
Ca.FeTs%	3.92	4.55	3.76	5.94	4.54	3.56	4.43	4.19	3.06	2.36	4.19	3.64
Ca.TiTs%	3.56	3.53	3.76	3.50	2.94	2.23	2.25	2.55	2.32	2.47	2.57	2.31
Ca.Ts%	1.61	2.11	1.83	1.83	2.22	2.84	3.27	2.97	2.61	2.23	2.79	2.93
Woll%	35.90	35.00	35.24	34.80	35.97	35.86	34.87	34.67	35.30	36.17	34.73	35.51
En%	39.10	38.87	39.18	39.97	39.29	42.53	43.42	42.98	43.30	43.09	43.00	42.60
Fs%	13.37	13.13	13.46	11.03	12.57	10.69	9.58	10.04	11.09	11.16	10.44	11.03

Tabla III.27. Análisis de piroxenos en las dioritas de Oliva de Mérida y Valle de la Serena.

an.	BZ-57.2.8	BZ-57.2.9	BZ-57.2.10	BZ-57.3.1	BZ-57.3.2	BZ-57.3.3	BZ-57.4.3	BZ-57.4.4	BZ-57.4.5	BZ-57.6.1	BZ-57.6.2	BZ-57.6.3
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	20.70	20.41	21.35	20.81	20.99	21.09	20.25	19.98	20.17	20.24	20.49	19.69
TiO <sub>2</sub>	1.54	1.40	1.33	1.33	1.49	1.33	0.91	1.06	1.04	1.86	1.89	1.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	0.40	0.33	0.36	0.59	0.40	0.09	0.11	0.08	0.06	0.00	0.01
MnO	0.26	0.28	0.11	0.25	0.19	0.18	0.44	0.40	0.30	0.26	0.32	0.47
FeO <sup>t</sup>	8.41	8.92	8.76	7.91	8.88	8.40	10.70	11.09	10.94	11.69	11.14	11.85
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.38	0.43	0.38	0.43	0.41	0.34	0.40	0.37	0.46	0.48	0.35
SiO <sub>2</sub>	47.88	48.76	48.82	48.86	48.93	48.77	50.36	50.37	49.95	48.00	48.61	50.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.40	4.47	4.43	4.65	4.75	4.36	2.19	2.03	2.09	3.87	3.92	1.74
MgO	13.83	14.04	13.88	14.12	14.01	14.24	13.83	13.82	13.92	12.41	12.64	13.92
TOTAL	97.90	99.06	99.48	98.74	100.33	99.17	99.10	99.28	98.87	98.87	99.52	99.70
Si	1.82	1.83	1.82	1.83	1.81	1.82	1.90	1.90	1.89	1.83	1.83	1.90
Al <sub>IV</sub>	0.18	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18	0.10	0.09	0.09	0.17	0.17	0.08
Al <sub>VI</sub>	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.09	0.08	0.11	0.07	0.10	0.11	0.07	0.08	0.09	0.10	0.09	0.08
Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.20	0.17	0.18	0.18	0.16	0.27	0.27	0.25	0.27	0.27	0.29
Mg	0.78	0.78	0.77	0.79	0.77	0.79	0.78	0.78	0.78	0.70	0.71	0.78
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Ca	0.84	0.82	0.85	0.84	0.83	0.84	0.82	0.81	0.82	0.83	0.83	0.79
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jd%	1.50	2.72	1.78	2.74	2.00	1.48	0.00	0.00	0.00	0.05	0.87	0.00
Ac%	0.93	0.05	1.30	0.00	1.15	1.48	2.49	3.01	2.72	3.31	2.65	2.57
Ca.FeTs%	5.16	4.62	5.76	3.99	5.78	5.83	3.72	4.02	4.78	4.95	4.24	4.06
Ca.TiTs%	4.38	3.94	3.73	3.74	4.14	3.74	2.56	2.99	2.94	5.29	5.31	3.10
Ca.Ts%	4.70	4.59	5.11	5.17	5.20	5.09	2.27	1.49	1.69	3.29	2.91	0.74
Woll%	34.89	34.44	35.27	35.39	33.98	34.76	36.41	35.81	35.89	34.16	34.92	35.49
En%	39.15	39.24	38.53	39.63	38.66	39.51	38.65	38.55	38.97	34.92	35.37	38.81
Fs%	9.29	10.39	8.53	9.34	9.09	8.12	13.90	14.13	13.01	14.01	13.74	15.23

an.	BZ-57.6.4	BZ-57.6.5	BZ-57.6.6	BZ-57.6.7	BZ-57.7.1	BO-50.9.2
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.19
CaO	20.22	19.68	20.39	17.79	11.46	22.51
TiO <sub>2</sub>	1.71	1.16	2.03	1.36	0.17	0.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.12	0.05	0.04	0.00
MnO	0.33	0.35	0.47	0.26	0.23	0.16
FeO <sup>t</sup>	11.69	11.30	11.29	12.25	17.87	4.45
Na <sub>2</sub> O	0.51	0.34	0.45	0.44	1.12	0.43
SiO <sub>2</sub>	48.40	50.51	47.90	49.51	45.36	42.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	1.99	4.00	3.23	8.00	19.77
MgO	12.46	13.79	12.33	12.97	11.13	4.13
TOTAL	99.31	99.12	98.98	97.89	95.49	94.42
Si	1.83	1.91	1.82	1.90	1.79	1.68
Al <sub>IV</sub>	0.17	0.09	0.18	0.10	0.21	0.32
Al <sub>VI</sub>	0.01	0.00	0.00	0.05	0.16	0.60
Ti	0.05	0.03	0.06	0.04	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.10	0.05	0.09	0.01	0.12	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.27	0.31	0.27	0.39	0.47	0.15
Mg	0.70	0.78	0.70	0.74	0.66	0.24
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ca	0.82	0.80	0.83	0.73	0.49	0.95
Na	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Jd%	0.86	0.00	0.10	3.49	9.14	4.49
Ac%	2.89	2.52	3.20	0.00	0.00	0.00
Ca.FeTs%	4.92	0.00	4.69	0.33	6.29	0.00
Ca.TiTs%	4.83	3.32	5.76	3.93	0.52	1.06
Ca.Ts%	3.48	1.15	3.08	1.64	13.53	45.87
Woll%	34.11	37.89	34.45	33.65	14.08	27.44
En%	34.88	39.09	34.67	37.11	32.77	12.99
Fs%	14.03	16.03	14.04	19.85	23.67	8.15

**ANEXO C**

**Tabla III.28. Análisis de biotitas en dioritas de grano fino de Valle de la Serena (BZ-79) y en gabros (BZ-40).**

Muestra	BZ-79.2.1	BZ-79.2.2	BZ-79.4.1	BZ-79.5.1	BZ-79.5.2	BZ-40.2.1	BZ-40.3.1	BZ-40.3.2	BZ-40.5.2	BZ-40.5.3	BZ-40.5.4	BZ-40.5.5
K2O	9.14	9.31	9.06	9.16	9.26	9.34	9.24	9.08	9.27	9.21	9.34	9.44
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.12		0.05	0.02		
TiO2	5.09	5.10	4.95	4.81	5.42	4.04	4.24	3.97	4.14	4.12	4.09	3.87
FeOt	22.12	22.46	22.43	22.26	21.60	28.56	28.11	28.25	28.84	28.57	28.89	28.38
MnO	0.12	0.18	0.27	0.10	0.17	0.45	0.38	0.26	0.27	0.36	0.41	0.20
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.10					
Na2O	0.14	0.13	0.11	0.12	0.14	0.10	0.02	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07
SiO2	35.23	35.28	35.23	35.48	35.23	34.74	34.85	35.29	34.58	35.15	35.28	34.95
Al2O3	13.98	13.89	13.89	14.30	13.64	13.16	13.16	13.08	12.65	12.97	13.18	13.19
MgO	8.43	8.56	8.31	8.53	8.60	4.84	4.65	4.89	4.95	4.90	5.23	4.85
NiO	0.01	0.06	0.13	0.00	0.00	0.01	0.05	0.09	0.03	0.06	0.00	0.00
FeO	20.24	20.59	20.45	20.36	19.90	25.34	25.07	24.90	25.40	25.30	25.66	25.12
Fe2O3	2.06	2.05	2.18	2.09	1.88	3.55	3.34	3.68	3.78	3.60	3.55	3.58
TOTAL	94.44	95.16	94.58	94.95	94.26	95.61	95.20	95.33	95.18	95.75	96.83	95.27
Si	5.51	5.49	5.51	5.51	5.51	5.55	5.57	5.62	5.56	5.59	5.56	5.59
Al.IV	2.49	2.51	2.49	2.49	2.49	2.45	2.43	2.38	2.40	2.41	2.44	2.41
Al.VI	0.08	0.04	0.07	0.13	0.03	0.03	0.06	0.08	0.00	0.02	0.00	0.08
Ti	0.60	0.60	0.58	0.56	0.64	0.49	0.51	0.48	0.50	0.49	0.48	0.46
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.24	0.24	0.26	0.24	0.22	0.43	0.40	0.44	0.46	0.43	0.42	0.43
Fe2+	2.65	2.68	2.68	2.64	2.60	3.38	3.35	3.32	3.41	3.37	3.38	3.36
Mn	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03
Mg	1.96	1.99	1.94	1.98	2.01	1.15	1.11	1.16	1.19	1.16	1.23	1.16
Ni	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
K	1.82	1.85	1.81	1.82	1.85	1.90	1.88	1.84	1.90	1.87	1.88	1.92
Xmg	0.43	0.43	0.42	0.43	0.44	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.27	0.26

**Tabla III.29. Análisis de plagioclasas en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

an.	BZ-62.1.1	BZ-62.1.2	BZ-62.4.1	BZ-62.4.4	BZ-62.6.1	BZ-62.7.1	BZ-62.7.2	BZ-62.7.3	BZ-62.7.4	BO-32.1.8	BO-32.3.1	BO-32.4.1
K2O	0.09	0.07	0.04	0.06	0.08	0.34	0.06	0.06	0.09	0.13	0.11	0.08
CaO	0.31	0.21	0.20	0.42	0.37	0.36	0.13	0.24	0.45	5.23	4.34	3.93
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.14	0.04	0.02	0.01	0.02	0.09	0.00	0.09	0.04	0.20	0.05	0.17
MnO	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.02	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr2O3	0.11	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00
Na2O	10.65	10.59	10.78	10.50	10.68	10.53	11.01	11.07	10.65	8.12	8.66	8.97
SiO2	68.79	70.38	68.38	68.97	69.68	68.31	69.39	69.61	69.07	61.46	62.63	62.81
Al2O3	19.88	20.29	19.72	19.97	19.98	20.00	19.56	19.67	19.96	23.54	22.79	22.10
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
TOTAL	99.99	101.61	99.22	99.97	100.83	99.74	100.28	100.81	100.28	98.79	98.60	98.05
Si	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	2.99	3.01	3.01	3.00	2.76	2.80	2.83
Al	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.03	1.00	1.00	1.02	1.24	1.20	1.17
Ti	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.25	0.21	0.19
Na	0.90	0.88	0.92	0.88	0.89	0.89	0.93	0.93	0.90	0.71	0.75	0.78
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
XAn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.26	0.22	0.19

**Tabla III.30. Análisis de plagioclasas en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

an.	BO-32.5.5	BO-32.8.3	BV-1.1.4	BV-1.1.5	BV-1.3.4	BV-1.3.5	BV-1.4.5	BV-1.4.6	BV-1.4.7	BV-1.5.3	BV-1.6.1	BV-1.6.2	BV-1.6.3
K <sub>2</sub> O	0.12	0.13	0.42	0.39	0.46	0.38	0.26	0.23	0.23	0.43	0.38	0.28	0.31
CaO	4.34	5.83	8.45	5.99	6.60	8.60	10.36	11.33	10.19	9.16	8.85	10.06	8.37
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.05
FeO	0.12	0.17	0.21	0.30	0.39	0.38	0.40	0.28	0.33	0.44	0.26	0.21	0.32
MnO	0.00	0.00	0.01	0.04	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.03	0.09	0.01
Na <sub>2</sub> O	8.80	8.05	6.21	7.53	7.16	6.35	5.40	4.86	5.59	5.97	6.12	5.55	6.35
SiO <sub>2</sub>	61.88	60.34	57.19	60.69	59.11	56.54	54.67	53.71	55.33	56.21	56.77	55.21	57.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.68	23.57	26.06	23.59	24.33	25.91	27.15	28.17	26.74	26.30	26.23	26.98	25.27
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.00	98.09	98.59	98.55	98.19	98.20	98.30	98.62	98.52	98.53	98.72	98.40	98.25
Si	2.79	2.73	2.60	2.74	2.69	2.59	2.51	2.46	2.53	2.57	2.58	2.53	2.62
Al	1.21	1.26	1.40	1.25	1.30	1.40	1.47	1.52	1.44	1.42	1.41	1.46	1.36
Ti	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.28	0.41	0.29	0.32	0.42	0.51	0.56	0.50	0.45	0.43	0.49	0.41
Na	0.77	0.71	0.55	0.66	0.63	0.56	0.48	0.43	0.50	0.53	0.54	0.49	0.56
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
XAn	0.21	0.29	0.43	0.31	0.34	0.43	0.51	0.56	0.50	0.46	0.44	0.50	0.42

an.	BZ-79.1.2	BZ-79.1.3	BZ-79.1.6	BZ-79.3.4	BZ-79.3.5	BZ-79.4.3	BZ-79.5.5	BZ-79.6.1	BZ-79.8.1	BZ-79.8.2	BZ-49.2.2	BZ-49.2.3
K <sub>2</sub> O	0.09	0.18	0.06	0.19	0.28	0.09	0.19	0.24	0.17	0.19	1.28	0.36
CaO	6.77	6.71	6.94	6.75	6.31	6.72	6.32	6.91	6.95	6.92	7.55	8.49
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.04	0.05	0.00	0.01	0.04
FeO	0.08	0.07	0.11	0.07	0.15	0.15	0.08	0.07	0.15	0.19	0.31	0.23
MnO	0.00	0.08	0.02	0.00	0.08	0.05	0.00	0.02	0.07	0.15	0.01	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.04	0.01	0.14	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00
Na <sub>2</sub> O	7.37	7.30	7.20	7.23	7.36	7.49	7.48	7.27	7.23	7.27	5.96	6.29
SiO <sub>2</sub>	58.98	59.17	58.78	59.43	59.20	58.91	60.11	59.70	59.71	59.44	56.40	56.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.63	24.80	24.84	24.60	24.92	24.99	24.32	24.94	25.04	24.79	26.53	25.70
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03
NiO	0.06	0.00	0.06	0.00	0.07	0.00	0.04	0.01	0.07	0.00	0.11	0.00
TOTAL	98.00	98.30	98.06	98.27	98.52	98.40	98.63	99.20	99.44	99.02	98.24	98.12
Si	2.68	2.68	2.67	2.69	2.68	2.67	2.71	2.68	2.67	2.68	2.58	2.60
Al	1.32	1.32	1.33	1.31	1.33	1.33	1.29	1.32	1.32	1.32	1.43	1.38
Ti	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00
Ca	0.33	0.33	0.34	0.33	0.31	0.33	0.30	0.33	0.33	0.33	0.37	0.42
Na	0.65	0.64	0.63	0.63	0.64	0.66	0.65	0.63	0.63	0.63	0.53	0.56
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.02
XAn	0.34	0.34	0.35	0.34	0.32	0.33	0.32	0.34	0.35	0.34	0.41	0.43



**ANEXO C**

**Tabla III.31. Análisis de plagioclasas en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

an.	BZ-49.2.4	BZ-49.3.1	BZ-49.4.4	BZ-49.4.6	BZ-57.1.2	BZ-57.4.2	BZ-57.5.1	BZ-57.5.2	BZ-57.5.3	BZ-57.5.4	BZ-57.5.5	BZ-57.7.
K2O	0.36	0.08	0.36	0.40	0.15	0.19	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09	0.12
CaO	8.55	0.16	8.56	7.09	11.76	9.66	5.45	1.83	1.64	4.66	1.13	0.91
TiO2	0.08	0.00	0.00	0.00	0.14	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04
FeO	0.24	0.05	0.15	0.20	0.58	0.65	0.23	0.51	0.12	0.09	0.07	0.11
MnO	0.07	0.05	0.00	0.01	0.02	0.03	0.10	0.02	0.00	0.03	0.06	0.00
Cr2O3	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.02	0.09	0.00	0.00
Na2O	6.08	11.19	6.38	7.04	4.64	5.87	8.27	9.95	10.11	8.52	10.44	10.46
SiO2	57.11	68.56	57.36	59.07	52.65	55.40	61.64	66.84	66.90	62.37	67.24	66.84
Al2O3	25.66	19.46	26.19	24.77	28.27	26.52	23.73	20.74	20.45	23.02	19.96	19.91
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10	0.06	0.00	0.24	0.03	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
TOTAL	98.16	99.63	99.07	98.58	98.16	98.27	99.44	100.18	99.29	98.79	98.93	98.26
Si	2.61	3.00	2.60	2.67	2.43	2.54	2.75	2.92	2.94	2.79	2.97	2.97
Al	1.38	1.00	1.40	1.32	1.54	1.43	1.25	1.07	1.06	1.21	1.04	1.04
Ti	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	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	0.00	0.00
Ca	0.42	0.01	0.42	0.34	0.58	0.47	0.26	0.09	0.08	0.22	0.05	0.04
Na	0.54	0.95	0.56	0.62	0.42	0.52	0.71	0.84	0.86	0.74	0.89	0.90
K	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
XAn	0.44	0.01	0.43	0.36	0.58	0.48	0.27	0.09	0.08	0.23	0.06	0.05

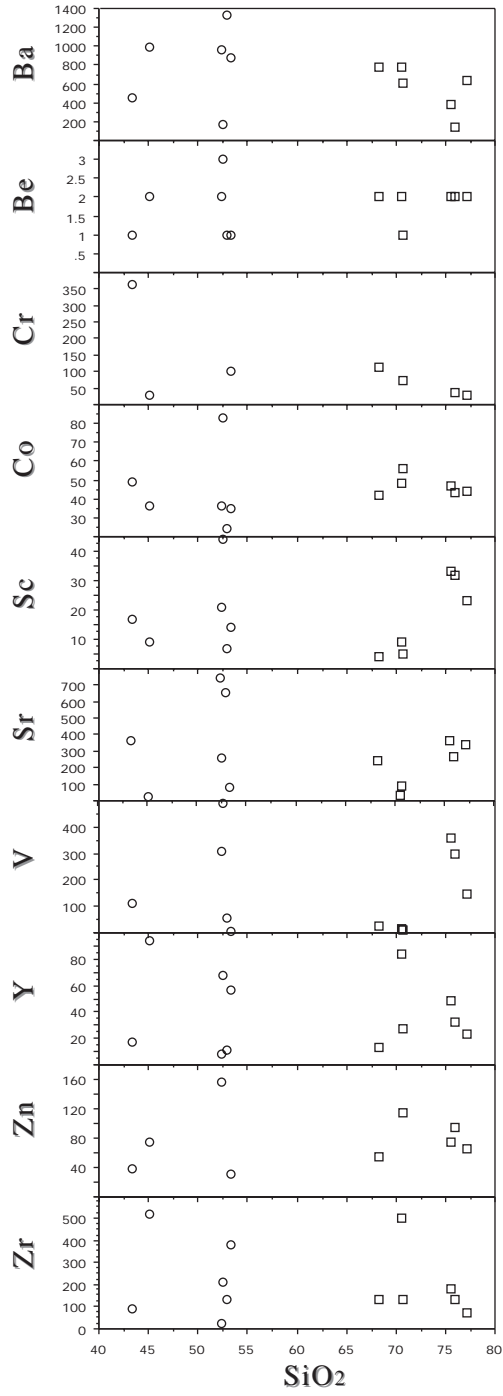
an.	BZ-57.7.3	BZ-57.7.4	BZ-57.7.5	BO-50.9.6	BZ-40.1.1	BZ-40.1.2	BZ-40.1.3	BZ-40.1.4	BZ-40.1.5	BZ-40.1.6	BZ-40.1.7	BZ-40.1
K2O	0.13	0.08	0.10	0.05	0.36	0.36	0.17	0.21	0.22	0.20	0.24	0.14
CaO	0.74	1.45	1.00	3.24	3.80	3.87	3.37	3.59	4.06	4.21	3.65	4.21
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01
FeO	0.09	0.04	0.09	0.72	0.00	0.11	0.12	0.08	0.02	0.11	0.14	0.05
MnO	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09
Cr2O3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00
Na2O	10.67	10.72	10.45	8.90	9.24	9.14	9.35	9.46	9.17	8.99	9.42	9.32
SiO2	67.89	67.78	67.70	64.11	64.17	64.03	64.96	64.55	63.37	63.64	64.06	64.05
Al2O3	20.02	19.98	20.22	21.06	21.73	21.52	21.41	21.39	22.00	22.05	21.64	21.80
MgO	0.00	0.00	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.01
TOTAL	99.53	99.97	99.49	98.78	99.08	98.67	99.20	99.22	98.60	98.88	98.77	99.38
Si	2.97	2.96	2.97	2.86	2.85	2.85	2.88	2.86	2.83	2.83	2.85	2.84
Al	1.03	1.03	1.04	1.11	1.14	1.13	1.12	1.12	1.16	1.16	1.14	1.14
Ti	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe++	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00
Ca	0.03	0.07	0.05	0.15	0.18	0.18	0.16	0.17	0.19	0.20	0.17	0.20
Na	0.91	0.91	0.89	0.77	0.80	0.79	0.80	0.81	0.79	0.78	0.81	0.80
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
XAn	0.04	0.07	0.05	0.17	0.19	0.19	0.17	0.17	0.20	0.21	0.18	0.20

**Tabla III.32. Análisis de plagioclasas en las dioritas de Oliva de Mérida, Valle de la Serena y Valsequillo.**

an.	BZ-40.1.9	BZ-40.4.3	BZ-40.5.5	BZ-40.5.6	BZ-40.6.1	BZ-40.6.2	BZ-40.6.3	BZ-40.6.4	BZ-40.6.7	BZ-40.6.8	BZ-40.6.9	BZ-40.7.
K <sub>2</sub> O	0.12	0.10	0.15	0.16	0.17	0.14	0.11	0.11	0.19	0.13	0.23	0.09
CaO	3.73	0.36	4.17	4.19	3.75	4.22	3.93	3.65	3.94	3.95	3.98	4.05
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.08	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02
FeO	0.01	0.02	0.25	0.29	0.01	0.07	0.06	0.15	0.08	0.07	0.04	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
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	0.11	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	9.42	11.52	9.31	9.40	9.70	9.20	9.41	9.74	9.31	9.63	9.53	9.33
SiO <sub>2</sub>	63.68	68.56	63.54	63.83	64.65	64.10	64.10	64.62	63.41	64.72	64.22	64.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.46	19.05	21.93	22.33	21.86	22.48	21.85	21.43	21.28	22.24	21.61	22.15
MgO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.30	99.58	99.27	100.03	100.01	100.10	99.36	99.63	98.10	100.79	99.41	100.18
Si	2.85	3.00	2.83	2.82	2.85	2.82	2.84	2.86	2.85	2.83	2.85	2.84
Al	1.13	0.98	1.15	1.16	1.14	1.17	1.14	1.12	1.13	1.15	1.13	1.15
Ti	0.00	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00
Ca	0.18	0.02	0.20	0.20	0.18	0.20	0.19	0.17	0.19	0.19	0.19	0.19
Na	0.82	0.98	0.80	0.80	0.83	0.79	0.81	0.84	0.81	0.82	0.82	0.80
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
XAn	0.18	0.02	0.20	0.20	0.18	0.20	0.19	0.17	0.19	0.18	0.19	0.19

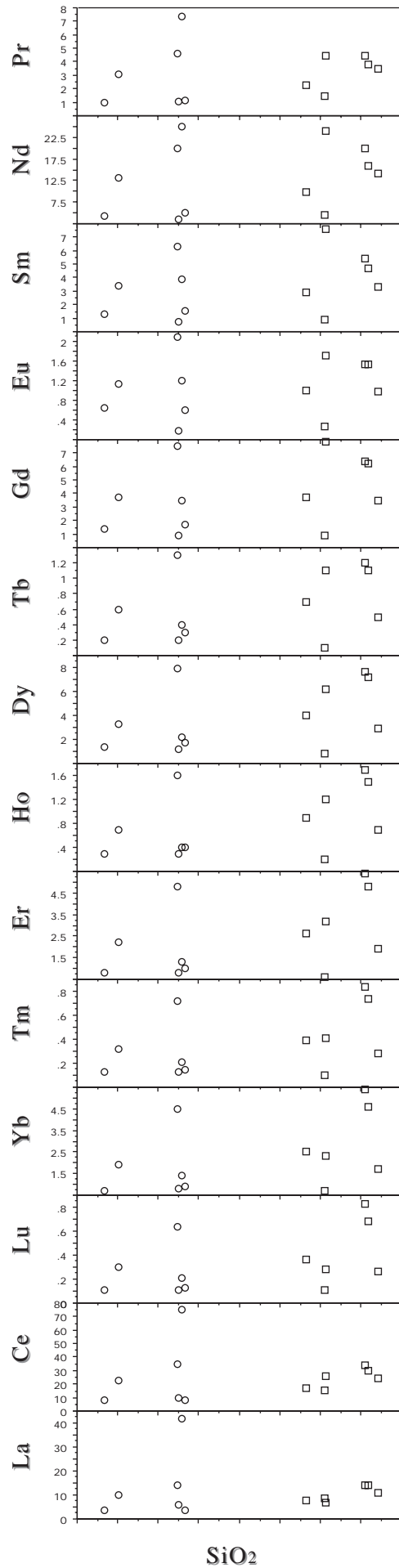
**Tabla III.33. Análisis de feldespatos potásicos en las dioritas de Oliva de Mérida y de Valle de la Serena.**

an.	BO-50.2.7	BO-50.2.9	BO-50.6.1	BO-50.6.3	BO-50.6.4	BO-50.9.5	BZ-57.2.1	BZ-57.3.4	BZ-40.7.14	BZ-40.7.15
K <sub>2</sub> O	10.11	7.42	10.33	10.73	9.48	6.53	8.26	8.09	12.74	15.70
CaO	0.24	0.71	0.11	0.00	0.26	2.15	0.35	0.57	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.21	0.26	0.54	0.61	0.07	0.03	0.18	0.00	0.00	0.04
FeO	1.20	0.22	0.73	0.41	0.61	0.58	1.47	0.02	0.56	0.61
NiO	0.05	0.02	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.51	2.83	0.43	0.13	1.16	3.33	3.12	3.37	0.60	0.56
SiO <sub>2</sub>	49.15	51.27	48.72	47.23	49.35	51.94	52.70	55.78	65.81	65.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.87	31.87	33.49	35.13	33.70	30.71	31.14	30.17	16.74	16.64
MgO	1.02	0.24	1.21	0.65	0.82	0.70	0.54	0.51	0.05	0.05
TOTAL	96.37	94.83	95.60	95.13	95.49	95.96	97.76	98.54	96.57	99.52
Si	2.34	2.44	2.34	2.28	2.36	2.45	2.46	2.55	3.09	3.06
Al	1.90	1.79	1.89	2.00	1.90	1.71	1.71	1.63	0.93	0.91
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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>++</sup>	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02
Mn	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.02	0.09	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	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
Ca	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.11	0.02	0.03	0.00	0.00
Na	0.05	0.26	0.04	0.01	0.11	0.30	0.28	0.30	0.05	0.05
K	0.61	0.45	0.63	0.66	0.58	0.39	0.49	0.47	0.76	0.93
XAn	0.21	0.12	0.12	0.00	0.11	0.26	0.06	0.09	0.00	0.00



*Fig. I.1. Diagramas de variación química de elementos traza frente a la sílice para las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro.*

*Fig. I.2. Diagramas de variación química de tierras raras frente a la sílice para las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro.*



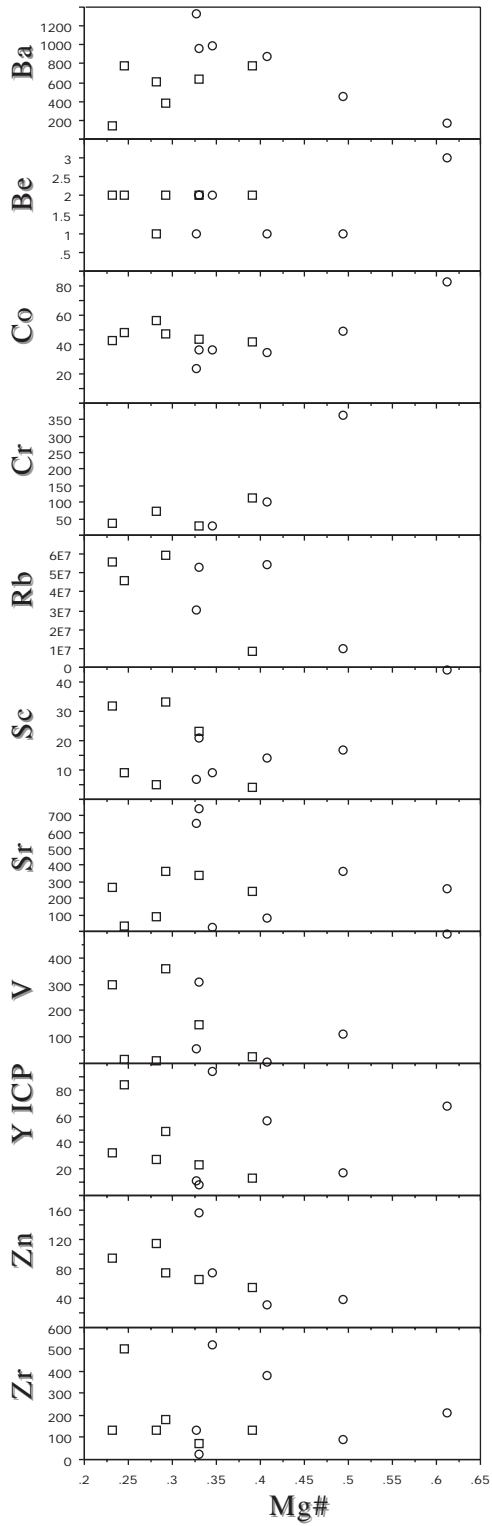
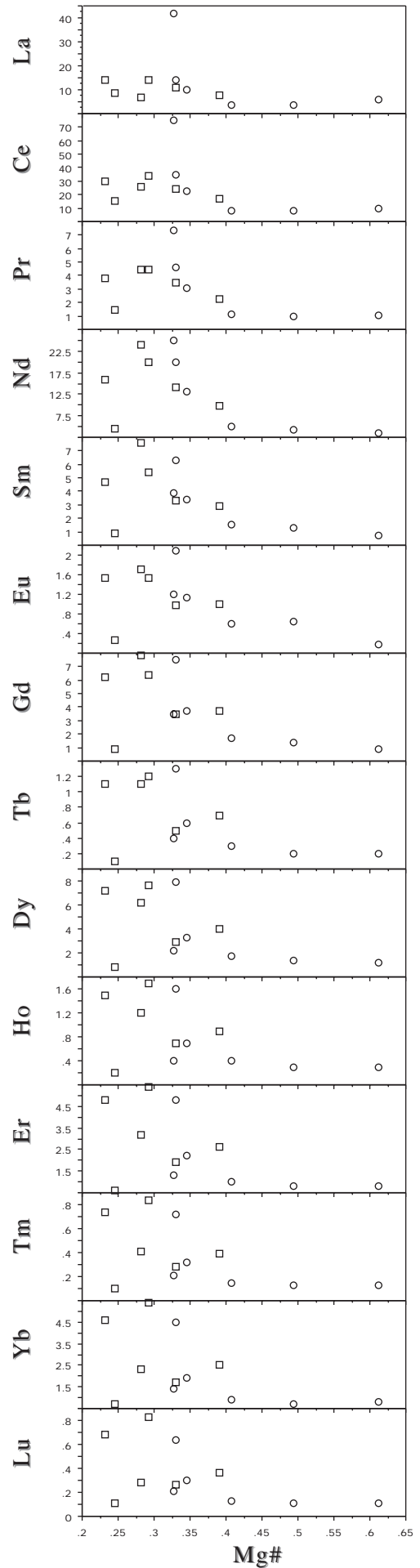


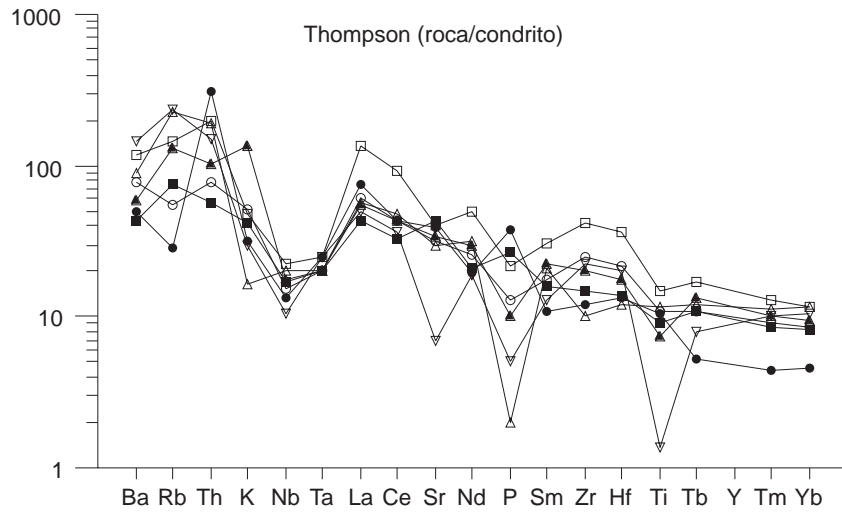
Fig. I.3. Diagramas de variación química de elementos traza frente al Mg# para las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro.

Fig. I.4. Diagramas de variación química de tierras raras frente al Mg# para las vulcanitas de Oliva de Mérida y de Don Álvaro.



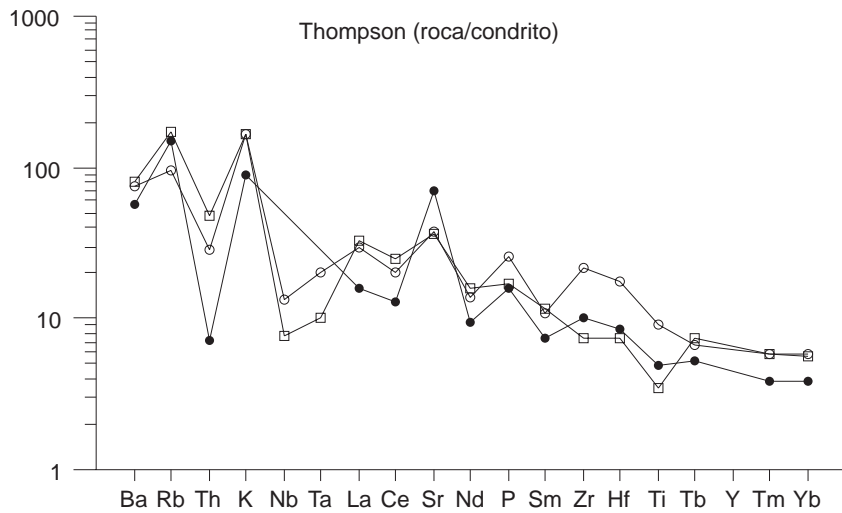


**ANEXO D**



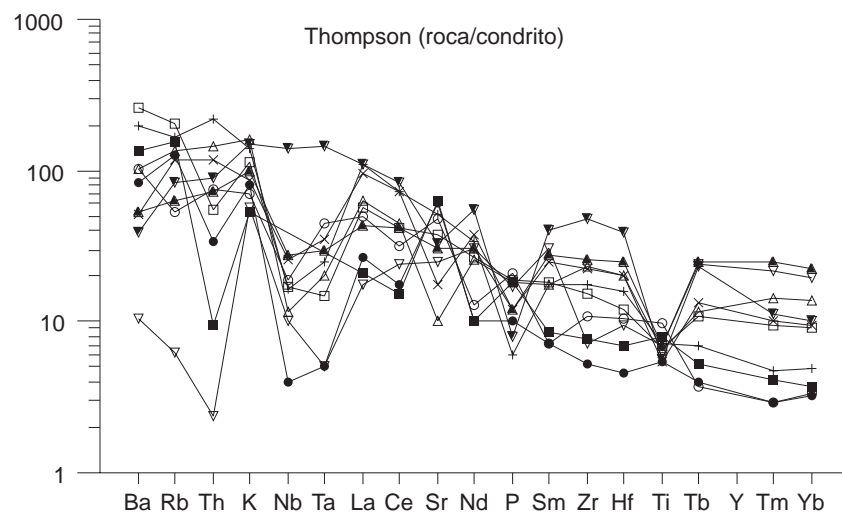
- BM-04
- BM-105
- BM-26
- BM-27
- ▲ BM-28
- △ BM-29
- ▽ BM-30

*Fig. 1.5- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las rocas acumulativas del macizo de Mérida. Destacan las fuertes anomalías en Nd y Ta y, en menor medida, en P.*



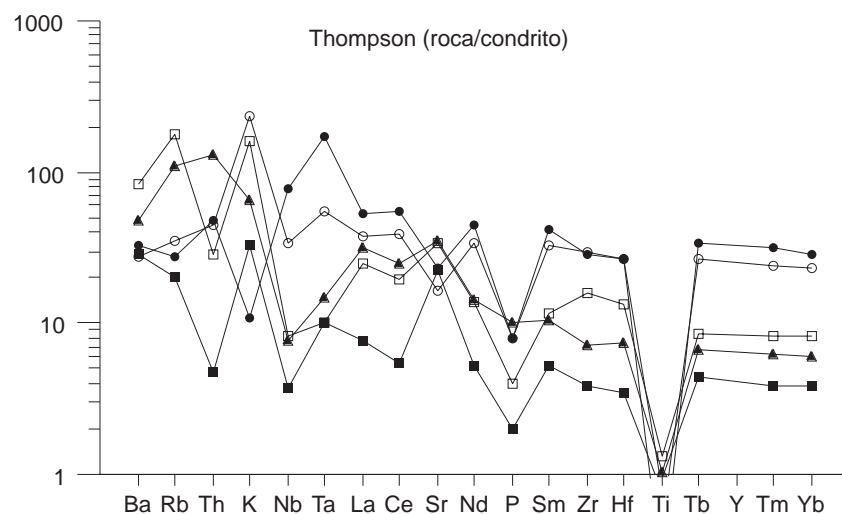
- BM-48
- BM-62
- BM-62B

*Fig. 1.6- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las granodioritas de Don Álvaro y de la muestra de los gabros de Alange.*



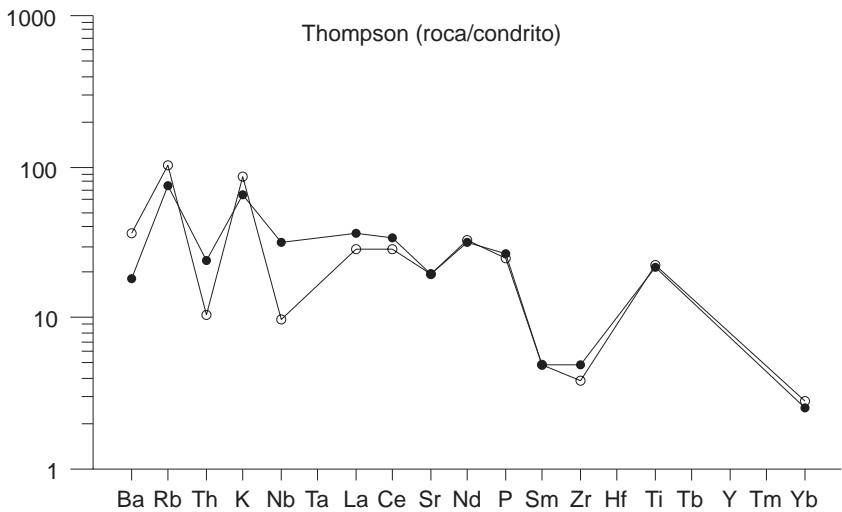
- BM-14
- BM-31
- BM-32
- BM-33
- ▲ BM-34
- △ BM-35
- ▽ BM-21
- ▼ BM-40
- + BM-51
- × BM-59

*Fig. 1.7- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas de Mérida.*



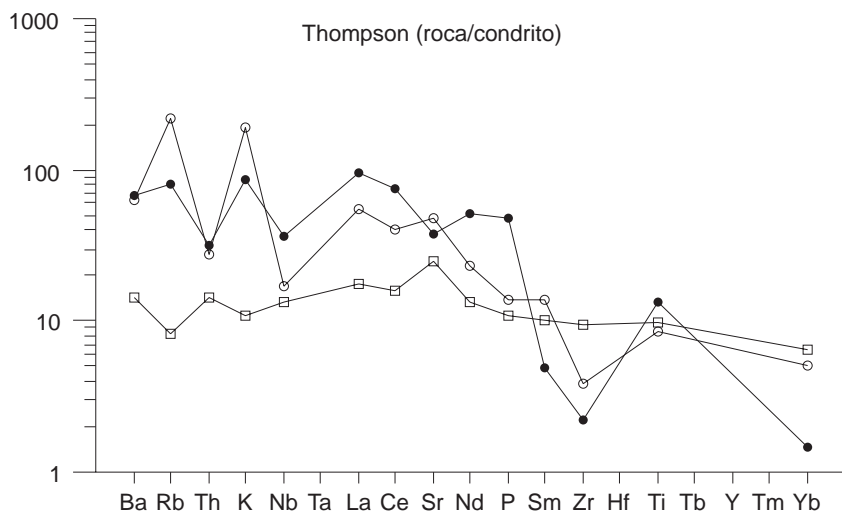
- BM-15
- BM-18
- BM-20
- BM-22
- ▲ BM-23

*Fig. 1.8- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las leucotonalitas de Mérida.*



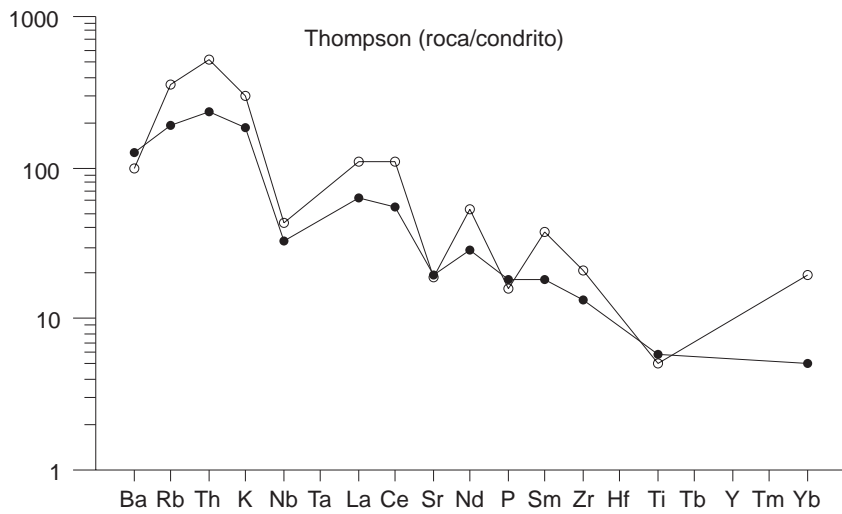
- LE-97-63
- LE-97-64

Fig. 1.9- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las anfibolitas (dioritas de grano fino) de Valle de la Serena.



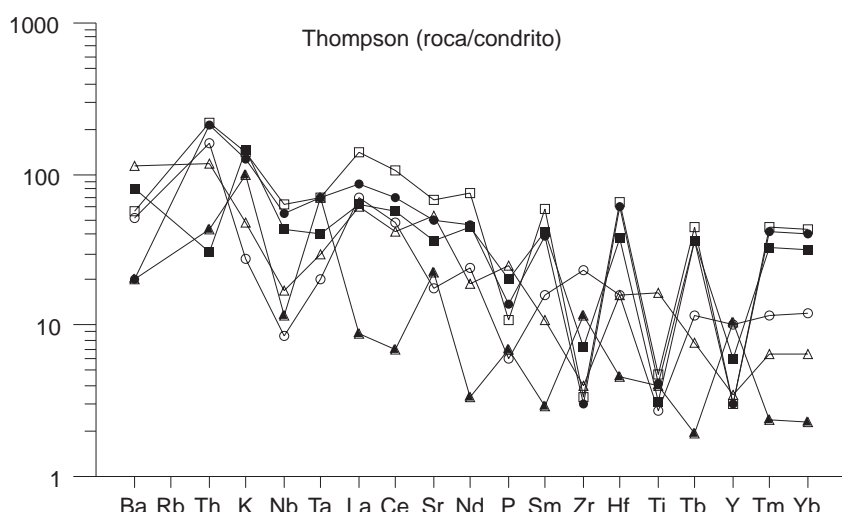
- LE-97-54
- LE-97-55
- LE-97-57

Fig. 1.10- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas de Valle de la Serena.



- LE-97-59
- LE-97-60
- 

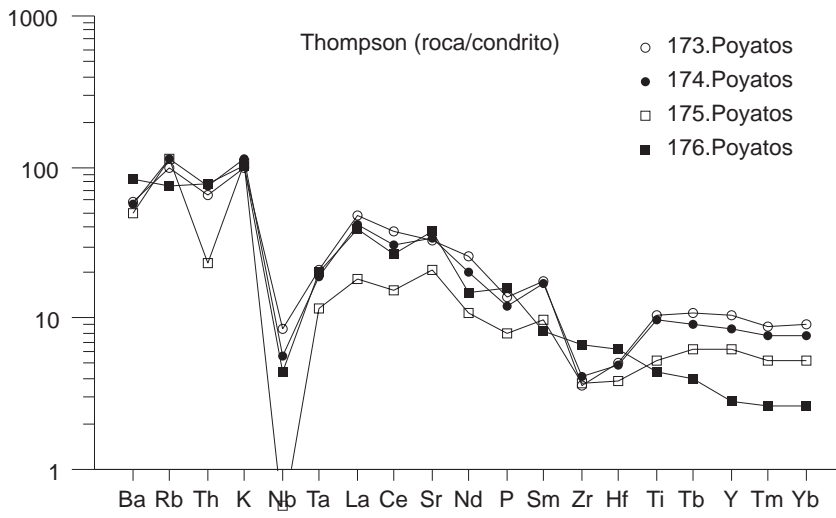
Fig. 1.11- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de los gneises de Valle de la Serena.



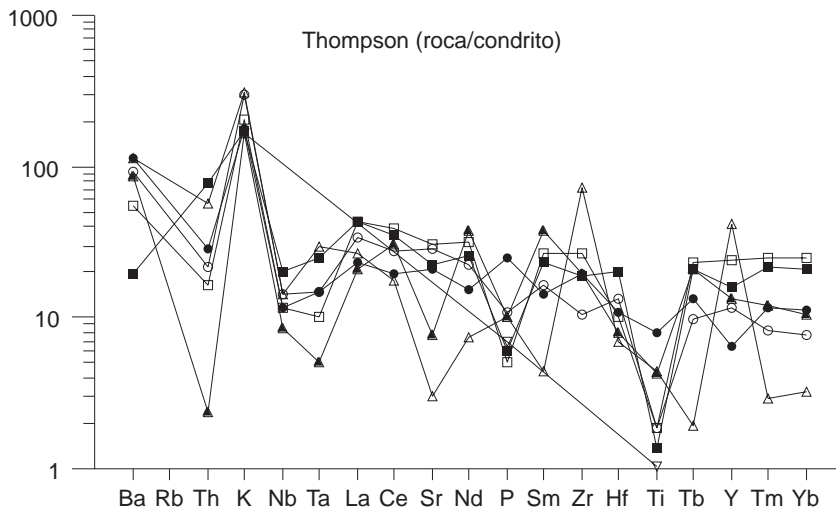
- BO-02
- BO-03
- BO-10
- BO-11
- ▲ BO-50
- △ BO-51

Fig. 1.12- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas acumulativas de Oliva de Mérida.

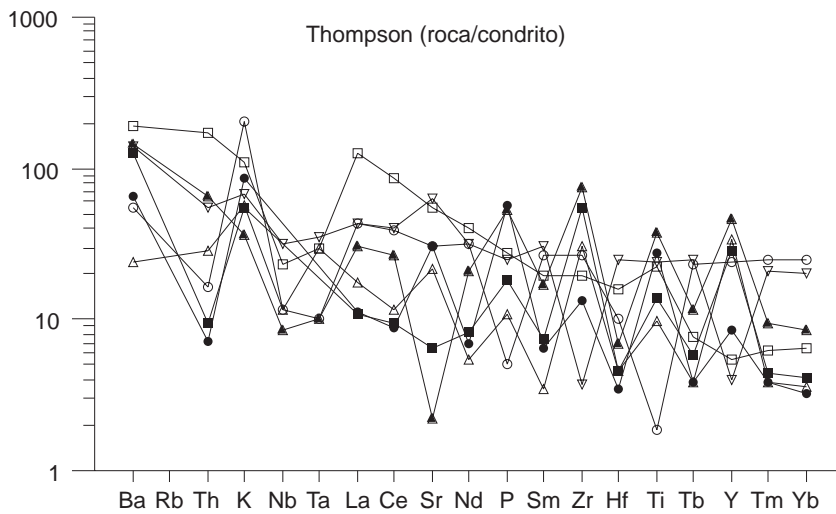
**ANEXO D**



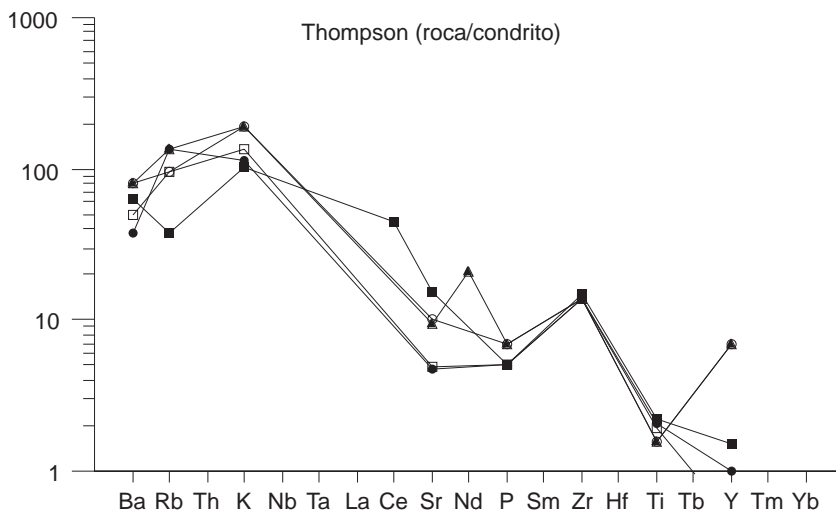
*Fig. 1.13- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas de Palomas (datos de Martínez-Poyatos, 1997).*



*Fig. 1.14- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las anfibolitas de las series volcanoclásticas de Oliva de Mérida y Don Álvaro.*



*Fig. 1.15- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las riolitas de las series volcanoclásticas de Oliva de Mérida y Don Álvaro.*



*Fig. 1.16- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas-tonalitas de Ahillones.*

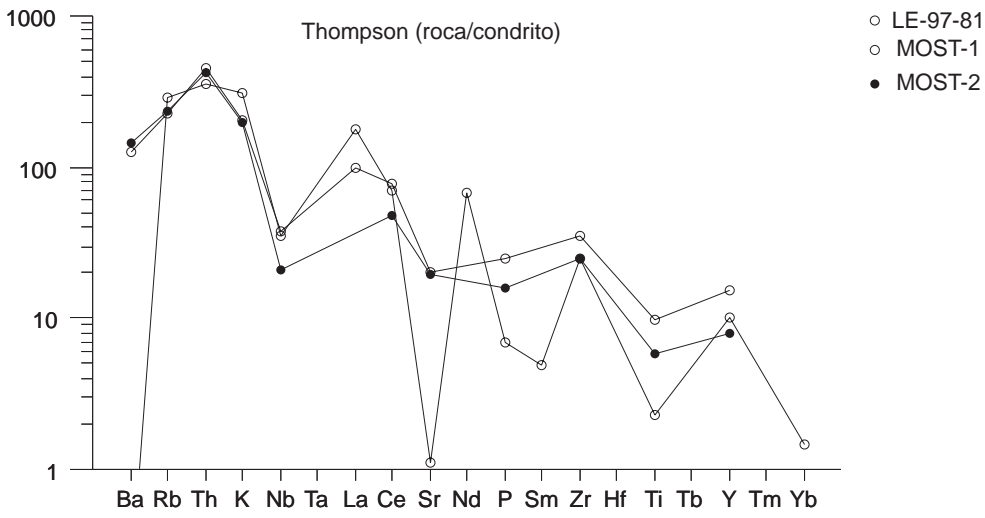


Fig. 1.17- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las dioritas y granodioritas de El Mosquil y La Bomba.

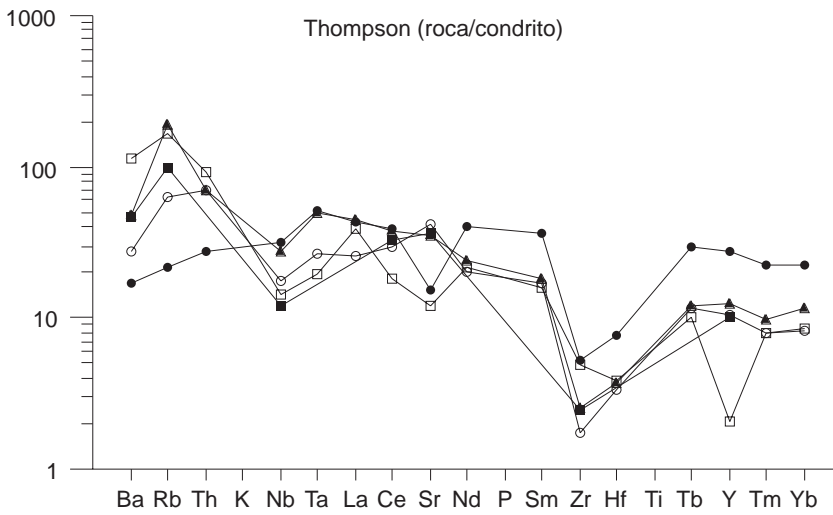


Fig. 1.18- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las anfibolitas banales del CBBC.

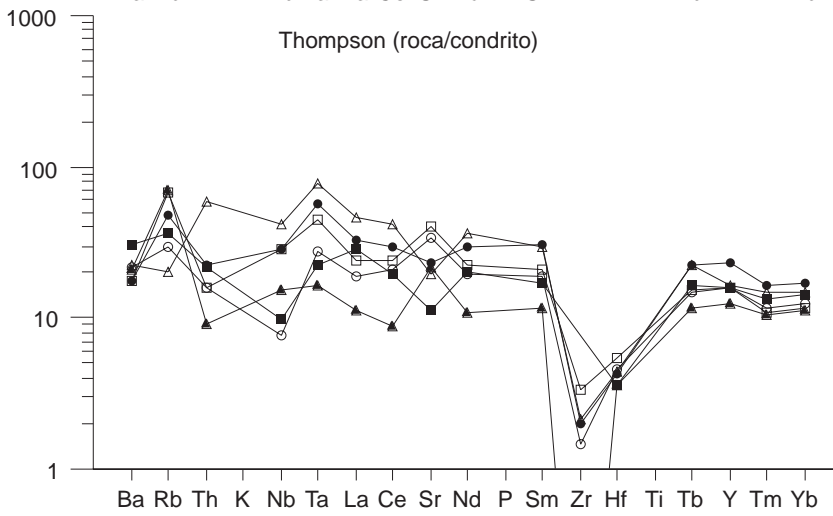


Fig. 1.19- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las anfibolitas retroeclogíticas del CBBC (Ábalos, 1990).

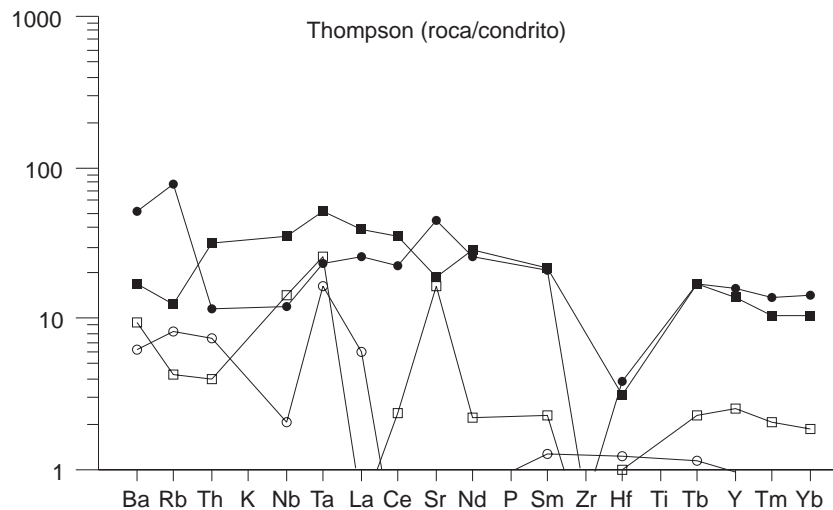


Fig. 1.18- Diagrama multielemental normalizado frente a la concentración del condrito (Thompson et al., 1982), de las anfibolitas de El Cuartel (Ábalos, 1990), dentro del CBBC.



