

ESTUDIO GEOLÓGICO DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO

PORTOALEGRE-BADAJOS-CORDOBA. (MACIZO IBERICO MERIDIONAL).

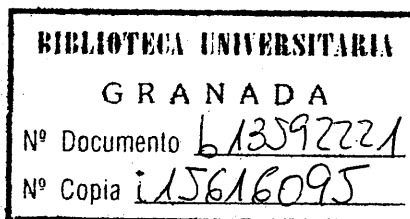
por J. CHACON

R. 49.751

FACULTAD DE CIENCIAS.

DEPARTAMENTO DE GEOTECTONICA.

ESTUDIO GEOLOGICO DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO
PORTOALEGRE-BADAJOS-CORDOBA. (SW DEL MACIZO IBERICO).



Visado en Granada,
el día 5 de Junio de 1.979

El Director,

Edo.:

Antonio Estévez Rubio

EL Codirector,

Fdo.:

Miguel Orozco Fernández

Tesis que presenta, para
alcanzar el Grado de Do-
tor en Ciencias, Sección
de Geológicas, el Licen-
ciado José Chacón Monto-

Granada, Junio de 1.979

Fdo.: J. Chacón.

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1.979.



I N D I C E

=====

	<u>Pág.</u>
COLABORACIONES	11
I - INTRODUCCION	15
 <u>1ª PARTE - RASGOS GEOLOGICOS DEL MACIZO IBERICO MERIDIONAL</u>	
1.1. <u>Presentación del área estudiada</u>	17
1.1.1. Situación geológica	17
1.1.2. Objetivos generales del estudio	17
1.1.3. Situación geográfica: comunicaciones y accesos	22
1.2. <u>Evolución histórica de los conocimientos geológicos</u> <u>sobre el macizo ibérico meridional</u>	30
1.2.1. Metodología empleada	31
1.2.2. Etapa Pregeológica	37
1.2.3. Los Precursores: 1777-1849	42
1.2.4. Estado de conocimientos en 1874 (1849-1874)	56
1.2.5. Estado de conocimientos en 1910 (1874-1910)	61
1.2.6. Estado de conocimientos en 1926 (1910-1926)	92
1.2.7. Estado de conocimientos en 1939 (1927-1939)	97
1.2.8. El periodo 1939-1963	97
1.2.9. El periodo 1963-1978	111
1.2.9.1. Zona Sudportuguesa (Z.S.P.)	97
1.2.9.1.1. Evolución estratigráfica	107
1.2.9.1.2. Tectónica	111
1.2.9.1.3. Metamorfismo	114
1.2.9.1.4. Datos geofísicos	120
1.2.9.2. La Zona Ossa Morena (Z.O.M.)	125
1.2.9.2.1. Delimitación y definición de las series Pre- cámbricas	137
1.2.9.2.2. El anticlinorio Beja-Aracena (A.B.A.)	142
1.2.9.2.3. El anticlinorio Olivenza-Monasterio-Lora del Río (A.O.M.L.)	151
1.2.9.2.4. Las series Paleozoicas y triásicas de Ossa Morena	157
1.2.9.2.5. Magmatismo, metamorfismo y estructura de la Z.O.M.	161
1.2.9.3. El anticlinorio Portoalegre/Badajoz/Córdoba) (A.P.B.C.)	167
1.2.9.3.1. Sector occidental de A.P.B.C.	171

1.2.9.3.2. Sector central del A.P.B.C.: región Acenchal-Valencia de las Torres-Azuaga-Sierra Albarrana	166
1.2.9.3.3. El problema de la Serie Negra	173
1.2.9.3.4. Sector oriental del A.P.B.C.: región Córdoba-Villaviciosa-Peñarroya	176
1.2.9.3.5. Las series Paleozoicas en el A.P.B.C.	182
1.2.9.3.6. Magmatismo, metamorfismo y estructura del A.P.B.C.	187
1.2.9.4. La zona Centro-Ibérica (Z.C.I.)	194
1.2.9.4.1. Estratigrafía de las series infraordovícicos	195
1.2.9.4.1.1. Zona luso oriental-Alcudiense	195
1.2.9.4.1.2. Zona Galaico-Castellana	195
1.2.9.4.1.3. Dos series tipo de la Z.C.I.: la formación "Ollo de Sapo" y el Alcudiense	198
1.2.9.4.2. Las series del Paleozoico medio y superior	201
1.2.9.4.2.1. La banda Castelo de Vide-Alange-Montoro	201
1.2.9.4.2.2. La zona Lusooriental-Alcudiense	203
1.2.9.4.2.3. La zona Galaico-Castellana	205
1.2.9.4.3. Magmatismo, metamorfismo y estructuras	209
 1.3. <u>Series precámbricas en el Macizo Ibérico Meridional:</u> <u>Esquema general y propuesta cronoestratigráfica</u>	 217
 1.4. <u>Bibliografía regional</u>	 225
 <u>2ª PARTE - DESCRIPCION DE LAS SERIES AFLORANTES</u>	 285
 2.1. <u>Introducción</u>	 287
2.2. <u>Metodología</u>	289
2.3. <u>Descripción de los materiales</u>	291
2.3.1. Dominio meridional o de Usagre-Llerena	291
2.3.1.1. Breve descripción de la cartografía	291
2.3.1.2. Las series Paleozoicas	294
2.3.1.2.1. La serie Carbonífera	297

2.3.1.2.2. La serie de Casas de Pila	300
2.3.1.2.3. Serie de la Sierra de Calvo	309
2.3.1.3. Las series Proterozoicas	312
2.3.1.3.1. Grupo de Villagarcía de la Torre	314
2.3.1.3.1.1. La formación de Usagre	315
2.3.1.3.1.2. La formación de Torrecillas	329
2.3.1.3.2. El Grupo de Sierra Albarrana	345
2.3.1.3.2.1. La formación de la Dehesa del Marqués	345
2.3.1.4. Rocas ígneas intrusivas	389
2.3.1.4.1. Introducción: tipos y distribución	389
2.3.1.4.2. El plutón de Ahillones y los cuerpos de Las Tiesas-Los Parrados, El Mosquil y el Redro- juelo.	390
2.3.1.4.2.1. Descripción de las rocas tipo	399
2.3.1.4.2.2. El orden de cristalización	407
2.3.1.4.2.3. Diabasas	409
2.3.1.4.2.4. Los pórfidos graníticos	410
2.3.1.4.2.5. Estructuración y edad relativa de los cuerpos intrusivos de Ahillones, Las Tiesas, Parrados y Mosquil	410
2.3.1.4.3. Pequeños cuerpos ígneos del Dominio meridional	412
2.3.2. Dominio septentrional o de Valencia de las Torres- Azuaga	419
2.3.2.1. Breve descripción de la cartografía	419
2.3.2.2. Las series Paleozoicas	420
2.3.2.2.1. La formación de la Campana	421
2.3.2.2.2. La formación de Hornachos	425
2.3.2.3. Las series Proterozoicas	429
2.3.2.3.1. El grupo del río Matachel	429
2.3.2.3.1.1. La formación de Sierra Velita	430
2.3.2.3.1.2. La formación de Puebla del Prior	436
2.3.2.3.2. La formación de la Atalaya	444
2.3.2.3.3. El grupo de Azuaga	469
2.3.2.3.3.1. La formación de las Grullas	489
2.3.2.3.3.2. La formación de Valencia de las Torres	514

2.3.2.3.3.2.1. Gneises anfibólicos alcalinos de la Canchalosa	517
2.3.2.3.3.2.2. Anfibolitas del sector de Villafranca	521
2.3.2.3.3.2.3. Anfibolitas del sector de Hinojosa del Valle-Higuera de Llerena	521
2.3.2.3.3.2.4. Rocas calcosilíceas de la F. de Valencia de las Torres	523
2.3.2.3.3.3. El sector de Mina Afortunada-Pinos	532
2.3.2.3.3.4. Rocas ígneas asociadas	535
2.3.2.4. El ortogneis de Ribera del Fresno	537
2.3.2.4.1. La población de circones del ortogneis de Ribera del Fresno	559
2.3.2.4.2. Criterios que definen el carácter "orto"	565
2.3.2.5. Ortogneises de Aceuchal y Almendralejo	570
2.4. <u>Bibliografía</u>	583

3ª PARTE - DISCUSION, GENERALIZACIONES TECTONICAS y CONCLUSIONES

DEL ESTUDIO DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO

PORTO-BADAJOS-CORDOBA

3.1. <u>Introducción</u>	593
3.2. <u>Modelos orogénicos fijistas</u>	595
3.2.1. Modelos fijistas para la cadena hercínica	598
3.3. <u>Modelos movilistas</u>	601
3.3.1. Tectónica de placas y el orógeno hercínico	601
3.3.2. Tectónica de placas durante el Precámbrico	618
3.3.3. Modelos de tectónica de placas propuestos para el Sur del Macizo Ibérico	627
3.3.4. Modelos movilistas para el Precámbrico Ibérico	636
3.3.5. El modelo tectónico de Zwart y Dornsiepen (1978)	639
3.4. <u>Elementos tectónicos del área en estudio</u>	650
3.4.1. Significación tectónica de las diferentes unidades li- toestratigráficas	651
3.4.1.1. El Dominio Meridional o de Usagre-Sierra Albarrana	651

3.4.1.2. El Dominio septentrional o de Valencia de las Torres-Azuaga	658
3.4.2. Las fases de deformación: edad, vergencia y dirección	663
3.4.3. Gradientes metamórficos: fajas pareadas o metamor- fismo policíclico	669
3.4.4. La actividad magmática	674
3.4.5. Fracturas y fallas: importancia de la falla de Azuaga	679
3.5. <u>Historia geológica: ciclos orogénicos proterozoicos y</u> <u>fanerozoicos</u>	690
3.6. <u>Elementos para un modelo tectónico movilista de evolu-</u> <u>ción del orogeno hercínico ibérico</u>	696
4. <u>CONCLUSIONES GENERALES</u>	709
5. Bibliografía	711
6. Apéndice: Estado actual de la subdivisión del Precámbrico .	721

Este trabajo se inició en 1972, en el Departamento de Geotectónica de la Universidad de Bilbao bajo la dirección del Prof. D. Víctor GARCIA DUEÑAS. Desde este centro se realizó un primer levantamiento del mapa geológico escala 1:33.000 del área estudiada, la recògida de muestras y una primera introducción al estudio petrográfico de las rocas del sector. El autor se benefició de la colaboración estrecha de F. VELASCO, A. GARROTE, A. PESQUERA, A. ARRIOLA y R. de la IGLESIA. Asimismo, gracias a las gestiones realizadas por el Prof. GARCIA DUEÑAS, el autor pudo efectuar una estancia en el INSTITUTÓ GEOLOGICO DE LEIDEN (Holanda) donde siguió dos cursillos prácticos de ANALISIS TEXTURAL DE ROCAS METAMORFICAS Y PETROLOGIA ESTRUCTURAL, bajo la dirección del Prof. ZWART.

Como aplicación de los temas impartidos en la asignatura de PETROLOGIA II, de la cual el autor fué Encargado de Curso, se realizaron diversas prácticas de interés. Entre ellas destaca el estudio estadístico de la población de zircones del ortogneis de Ribera del Fresno llevado a cabo por A. PESQUERA, que permitió confirmar el origen "orto" del mismo.

En 1975 el autor se trasladó a la Universidad de Granada donde obtuvo una Beca de Formación del Personal Investigador para desarrollar un estudio geológico del sector central del Anticlinorio Elvas-Badajoz-Córdoba. En esta etapa se completó la recogida de muestras, se realizó el estudio petrográfico, y se elaboró el mapa geológico de la región. Igualmente se llevó a cabo un intenso estudio de los antecedentes bibliográficos. El desarrollo de esta segunda etapa del estudio ha sido dirigida por los Profs. D. Antonio ESTEVEZ RUBIO y D. Miguel OROZCO FERNANDEZ, y se ha realizado en el Departamento de Geotectónica y Geomorfología del que es Profesor Ayudante el autor de esta Tesis Doctoral. En septiembre de 1976 el autor participó en la reunión

conjunta de los proyectos núm. 2 "Correlation of the Precambrian in Mobile Zones" y 22 "Precambrian in younger folds Belts" del Programa Internacional de Correlaciones Geológicas (UNESCO-IUGC) presentando algunas paradas realizadas en el área objeto de esta Tesis, así como un itinerario y una comunicación sobre la geología de esta región. En 1978, el Prof. D. J.M. FONTBOTE facilitó al autor una subvención del Departamento de Investigaciones Geológicas del C.S.I.C. de esta Universidad de Granada para participar en el Simposium sobre Correlación del Precámbrico del Norte de Europa que se celebró en KARECIA (URSS).

El autor participó en dicha sesión con una comunicación sobre las series Precámbricas de la región estudiada y estableció interesantes proyectos de colaboración con los Drs. TIMOFEEV y MITROFANOV (Instituto de Geología y Geomorfología del Precámbrico, Leningrado), con el Dr. GILLEN (Departamento de Geología, Belfield University, Dublín) y con el Dr. VAASSOKI (Laboratorio de Geomorfología, Geological Journey, Espoo).

La Memoria que se presenta para la obtención del grado de Doctor recoge el momento actual de las investigaciones realizadas, aunque, lamentablemente no pueda incluir los resultados obtenidos por los Drs. TIMOFEEV y GILLEN, en la datación micropaleontológica y radiométrica, respectivamente, de muestras del área estudiada.

Se incluyen parte de los datos obtenidos por el Dr. VISOÑA (Instituto de Mineralogía, Padua, Italia) sobre parámetros b_0 de micas de pizarras y micasquistos de la región estudiada. Estos datos corresponden a un trabajo realizado en colaboración con M.T. GOMEZ PUGNAIRE, bajo la dirección del Prof. SASSI del Instituto de Mineralogía de Padua (Italia), y cuya publicación está en curso.

Igualmente está en proyecto el envío al Laboratorio de Espoo (Finlandia) de muestras de zircones de orto y paragneises de la región, para su datación radiométrica por el método U/Pb.

Otras colaboraciones de gran interés han posibilitado la determinación de granates de micasquistos y ortogneises por N. VELILLA (dpto. de Mineralogía, Univ. Granada), ensayos de determinación mediante difracción de rayos X de zeolitas por el Dr. A. GARCIA CERVIGON, estudio de texturas de rocas carbonatadas por J.M. MARTIN (Dpto. de Estratigrafía) y discusiones sobre la petrología de las rocas ígneas de la Meseta meridional con E. PASCUAL (Dpto. de Petrología).

En otros aspectos, el autor se ha beneficiado de la amistosa colaboración de M.D. LINARES (estudiante de C. Geológicas), R. FERNANDEZ HURTADO (capataz, Higuera de Llerena), P. y A. CEBALLOS (secretarias, Dpto. Inv. Geol. C.S.I.C. Granada), J. ROCA y M. CALPENA (Ayudantes de Laboratorio, Dpto. Geotectónica, Univ. Granada), M.C. OGEA (secretaria, Dpto. Geotectónica), E. BUSTILLO (mecnógrafa).

Igualmente ha sido de inestimable valor el apoyo recibido en diferentes conceptos por la Dra. E. PUGA (Dpto. Petrología, Univ. Granada), el Dr. CORRÉTGE (Dpto. Petrología, Univ. Salamanca), A. DIAZ DE FEDERICO (Dpto. Petrología, Univ. Granada), y los Drs. GARCIA HERNANDEZ y DELGADO (Dpto. de Estratigrafía, Univ. Granada).

Quede patente mi sincero agradecimiento a los citados y a todos aquellos que de una u otra forma han hecho posible el progreso científico y humano del autor de esta Memoria.

a Ana, a mi hija Eva,
a mis padres y hermanos.

INTRODUCCION

I.- INTRODUCCION

La primera parte de la Memoria tiene como objeto situar al lector ante la región objeto del estudio. Para ello se localiza, en primer lugar, el contexto geológico general de la zona en estudio y se justifica la elección de esta zona en función de unos objetivos generales planteados a su inicio. Posteriormente se pasa a una revisión de los antecedentes bibliográficos fundamentalmente sobre la geología del Macizo Ibérico Meridional, aunque se incluyen referencias sobre cuestiones anejas, relativas a diversos aspectos de la geología o del resto del Macizo Ibérico, estratigrafía del Paleozoico y Precámbrico de diferentes regiones, y coordenadas históricas en que se desarrollan las investigaciones geológicas.

De este modo se intenta que el lector adquiera una visión de conjunto de los problemas que plantea la geología del Macizo Ibérico Meridional para definir los objetivos específicos que se pretende cubrir con el presente estudio.

La segunda parte de la Memoria está consagrada a la descripción de los materiales aflorantes en el área de estudio. Se presentan las diversas series y formaciones metasedimentarias, su estratigrafía y petrología, los numerosos afloramientos ígneos y su descripción petrográfica, se describen y analizan estructuras y fases de deformación, y se establecen resúmenes y conclusiones para definir la geología de la región.

La tercera parte se dedica a la discusión de los datos obtenidos enmarcados en el contexto de la evolución tectónica de la corteza continental sudeuropea. Para ello se realiza una introducción bibliográfica sobre los diversos modelos de evolución tectónica de la corteza sudeuropea

que se han publicado. Se comenta muy especialmente la evolución tectónica durante el Precámbrico y los modelos de tectónica de placas propuestos para el SW del Macizo Ibérico.

A esta introducción se le añaden después los datos obtenidos del sector central del anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba para concluir con una nueva propuesta de evolución del Macizo Ibérico Meridional.

Como apéndice se añade una sección dedicada a exponer algunas ideas sobre el estado actual de la subdivisión del Precámbrico que pretende orientar al lector sobre la terminología utilizada en la definición estratigráfica y cronológica de las series estudiadas.

1ª PARTE :

RASGOS GEOLOGICOS DEL MACIZO IBERICO MERIDIONAL

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

PHYSICS 350: QUANTUM MECHANICS

PROFESSOR JOHN W. NEGELE

LECTURE 10: THE HARMONIC OSCILLATOR

DATE: _____

NAME: _____

SECTION: _____

PROFESSOR: _____

INSTRUCTOR: _____

PHYSICS 350: QUANTUM MECHANICS

1.1. PRESENTACION DEL AREA ESTUDIADA

El Anticlinorio PORTO-BADAJOS-CORDOBA (A.P.B.C.) constituye una larga y relativamente estrecha banda de materiales Paleozoicos y Proterozoicos; sedimentarios, metamórficos e ígneos, que supera el accidentado descenso hacia el Valle del Guadalquivir, al SW, de las planicies extremeñas que suavemente van a descender, por el NE, hacia el valle alto del Gadiana, llanura de los Pedroches y comarcas de la Serena y Alcudia.

1.1.1. SITUACION GEOLOGICA

La fig. 1.1a. permite ubicar el A.P.B.C. y el sector estudiado. Como puede apreciarse en el esquema de ROBARDET (1976) (Fig. 1.1b.) el límite entre la ZONA CENTRO IBERICA (Z.C.I.) y la ZONA DE OSSA MORENA (Z.O.M.) se corresponde justamente al A.P.B.C. y no a la alineación granítica de Los Pedroches.

En cualquier caso, se puede afirmar que el sector estudiado se sitúa en el Macizo Ibérico Meridional y más concretamente en el límite septentrional de la Z.O.M. en el esquema de división de la cadena hercínica ibérica elaborado por LOTZE (1945a). Se trata de una región bastante arrasada en que destacan escasos relieves de alineaciones cuarcíticas hacia el NW (Sierras de Hornachos, El Pedroso, etc.) y calizodolomíticos hacia el SW (Sierras de Zafra, los Santos de Maimona, Llerena, etc.). Entre tales alineaciones que corresponden, respectivamente al Ordovícico y Cámbrico inferior, se sitúa una banda deprimida en que discurren afluentes del Gadiana como los ríos Matachel y Retin (fig. 1.2.) En los valles formados por la erosión de sus cursos afloran diversos conjuntos metamórficos y sedimentarios, rocas graníticas y basálticas que corresponden a series Precámbricas recubiertas por materiales carboníferos dispuestos en estrechas cuencas e intruidas por cuerpos ígneos hercínicos sin y postorogénicos. El núcleo de esta alineación esencialmente metamórfica que constituye el A.P.B.C. está ocupado por

gneises oculares cataclásticos, cuarcitas gneisicas y anfibolitas, delimitadas hacia el Sur por la línea tectónica de Azuaga que sirve a ROBARDET (1976) como límite meridional de A.P.B.C. (Fig. 1.1b.). Inmediatamente al SW afloran series metapelíticas de la misma forma que al NE del núcleo gneisico hacia el valle del río Matachel. La fig. 1.2. presenta un esquema geológico general del A.P.B.C. entre Córdoba y Portalegre.

1.1.2. OBJETIVOS GENERALES DEL ESTUDIO

A excepción de algunos itinerarios por el área en estudio realizados por BARD (1967), CAPDEVILA et al. (1971) o zonas limítrofes LLOPIS-LLADO et al. (1970), se disponía de muy escasos conocimientos de esta región y del A.P.B.C. en general. El esquema geológico de la hoja de Azuaga (DELGADO-QUESADA, 1971) ofreció una compleja y rica sucesión de formaciones precámbricas y paleozoicas deformadas y metamorfizadas por varios episodios tectónicos. De esta forma se ofrecía una primera e importante orientación que debía ser contrastada con el estudio de las regiones vecinas. Hacia el Sureste, en la ZOM la estructuración hercínica parecía ser principal responsable de la evolución tectónica de las series paleozoicas (BARD 1969). Hacia el Noroeste, en el Valle de Alcudia, las series infraordovícicas no parecían presentar evidencias tectónicas de episodios orogénicos prehercínicos de importancia (BOUYX, 1970).

Sin embargo la mayor complejidad tectono-metamórfica detectada por DELGADO-QUESADA (1971) en la región de AZUAGA invitaba a situar en aquella zona el interés de nuestras investigaciones.

De este modo el primer objetivo general de este trabajo se centraba en diferenciar y definir la presencia e importancia respectiva de procesos orogénicos hercínicos y prehercínicos.

Por otro lado la región de Valencia de las Torres, donde ya BARD (1967) había descrito la presencia de "ortogneises -Ollo de Sapo- con distena"

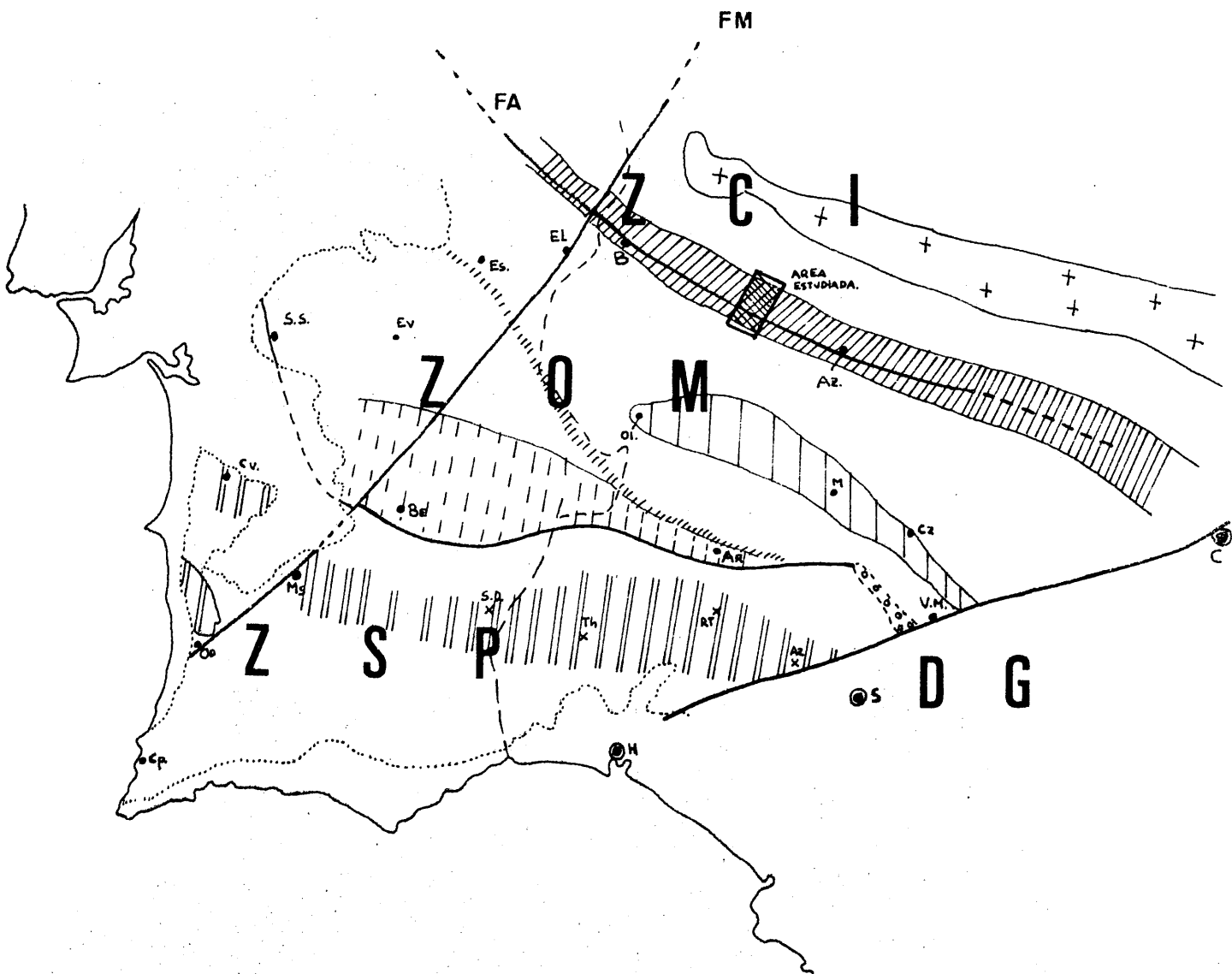


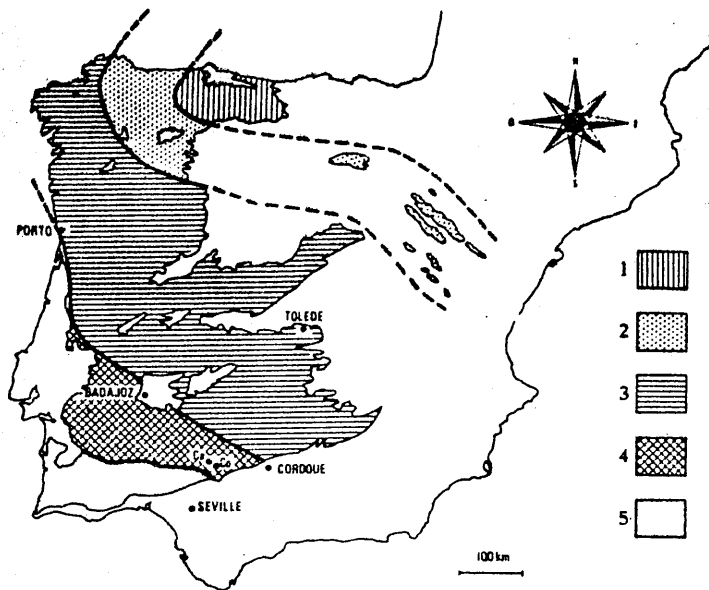
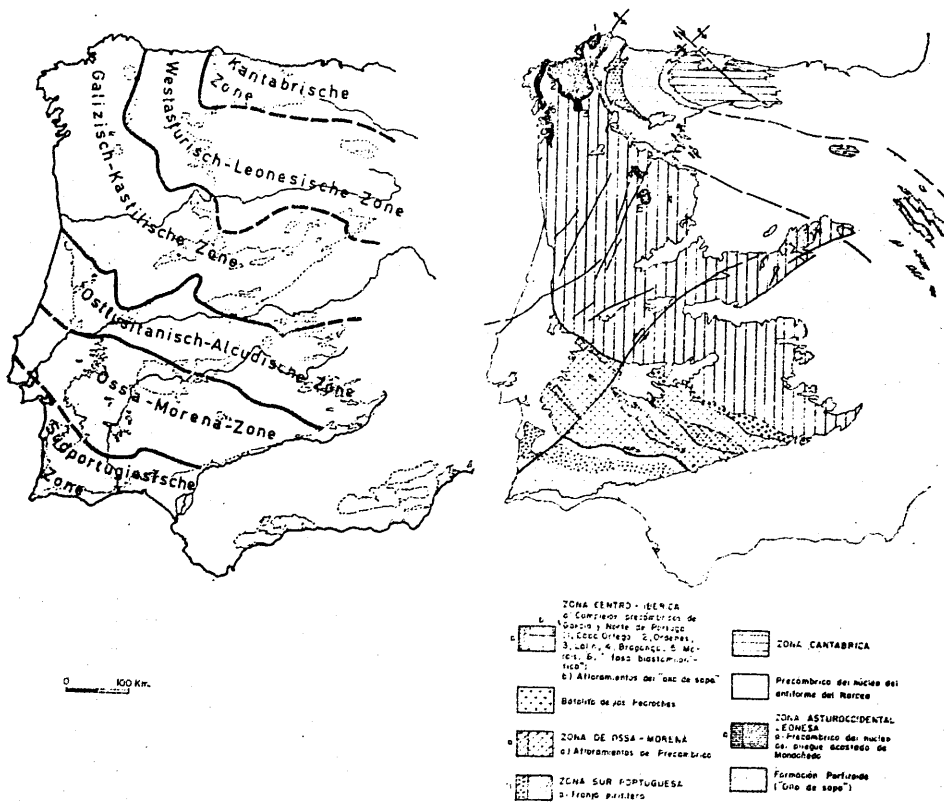
Fig. 1.1a. Situación geológica del área estudiada. ZCI : Zona Centro Ibérica. ZOM : Zona de Ossa Morena. ZSP : Zona Surportuguesa. DG : Depresión del Guadalquivir. FA : Falla de Azuaga. FM : Falla de Messejana. LEYENDA : 1. Batolito de Los Pedroches. 2. Anticlinorio Badajoz-Córdoba. 3. Anticlinorio Olivenza-Monesterio. 4. Anticlinorio Beja-Aracena. 5. Faja Piritosa. 6. Cuenca Triásica del Viar. Localidades: B. Badajoz, C.Córdoba, H.Huelva, S.Sevilla, Az.Azuaga, El.Elvas, Es.Estremoz, Ol.Olivenza, M.Monesterio, Cz.Cazalla, V.M. Villanueva de las Minas, S.S. Santa Susana, Ev.Evora, Be.Beja, Ar.Aracena. Cv.Caveira, Ms.Messejana, Od.Odemira, Cp.Carrapateira, S.D.Santo Domingo Th.Tharsis, Rt.Riotinto, Az.Aznalcóllar.

parecía presentar una complejidad en las series infrapaleozoicas similar a la que había estudiado DELGADO-QUESADA (1971). Consecuentemente se desconocía la distribución, posición estratigráfica, petrología, gradientes metamórficos de estas series del núcleo del A.P.B.C.

Este grupo de problemas permitió situar el segundo objetivo general: conocer la disposición, edad y evolución tectono-metamórfica de las series intrapaleozoicas y, en consecuencia, la estratigrafía del Precámbrico del A.P.B.C.

Finalmente como ya BARD (1971) había propuesto un primer modelo tectónico en que se establecía la presencia de dos fajas metamórficas parecidas, una de baja presión al Sur (Anticlinorio Aracena-Beja) y otra de presiones intermedias al Norte (A.P.B.C.), resultantes de la subducción hercínica bajo la zona Sud-portuguesa, y hacia el Norte de una placa oceánica, se planteaba una nueva e interesante cuestión. Comprobar este modelo tectónico, y, consecuentemente, proponer un modelo alternativo en caso de desacuerdo con el anterior.

El área que puede abarcar una investigación doctoral puramente académica viene muy determinada por la complejidad de la región, y puesto que otros compañeros centraban sus esfuerzos en las series cámbricas (LIÑAN E, 1974), Paleozoicos (PEREZ-LORENTE, 1977), o bien comprendían en el área de sus estudios extensos afloramientos paleozoicos (GARROTE, Tesis en curso), pareció oportuno delimitar el área escogida entre los afloramientos ordovícicos de la Sierra de Hornachos al NE y la alineación del Cámbrico inferior que discurre entre Zafra y LLerena al SW. De este modo localizamos como región a estudiar los afloramientos del núcleo, fundamentalmente precámbrico, del A.P.B.C. entre las transversales de Ahillones al E y Ribera del Fresno al W (fig. 1.2.)



Les grands domaines de la Meseta Ibérique : 1, zone canfabrique;
 2. zone ouest asturienne-léonaise; 3, zone Centre-Ibérique; 4. zone de l'Ossa-Morena; 5, zone sud-portugaise.
 Co : Constantina; Ca : Castilla de la Sierra.

Fig. I-1 b. Grandes dominios de la Meseta Ibérica en los modelos de LOTZE (1945), JULIVERT et al. (1974) y ROBARDET (1976).

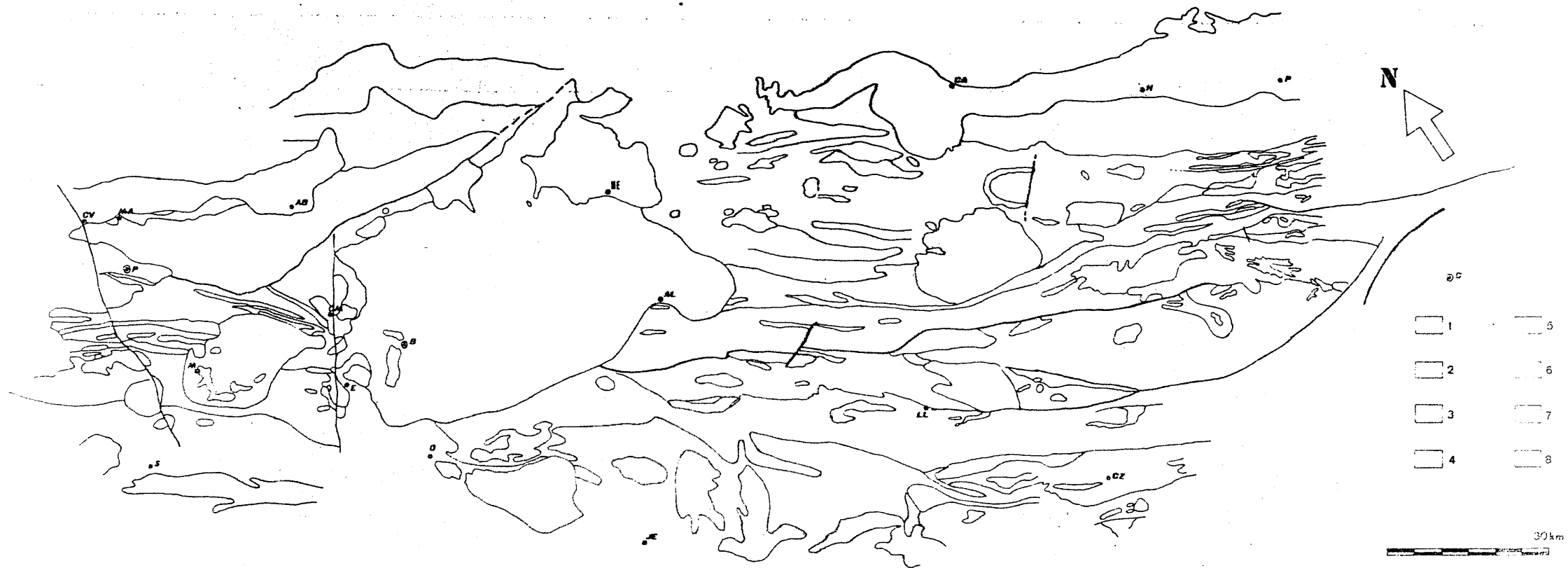


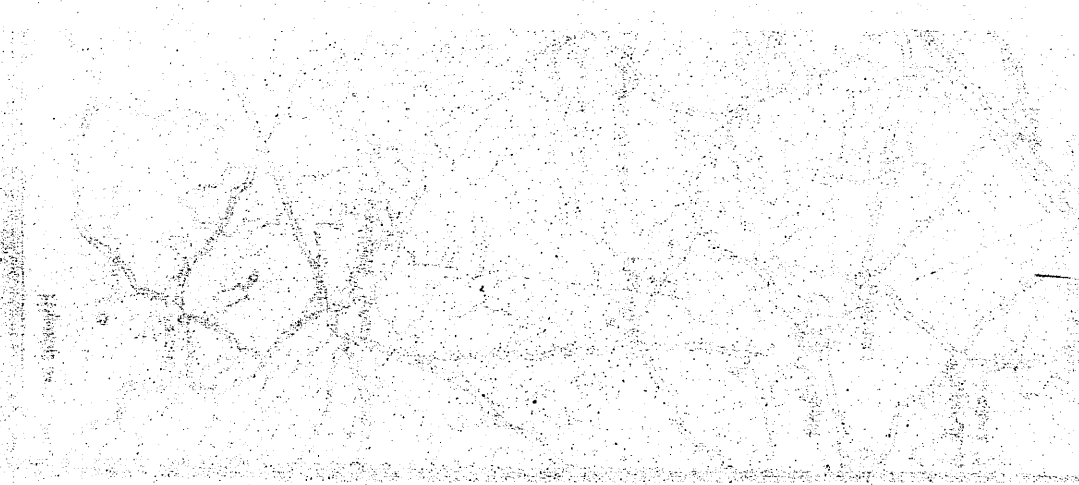
Fig.1-2. Esquema geológico general del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba basado en datos de GARCIA FIGUEROLA et al.(1975),PEPEZ (1977) y CHACON (1979).

1. Proterozoico medio, inferior y posible Arcaico superior.
2. Proterozoico superior.
3. Cámbrico + - Ordovícico + - Silúrico + - Devónico.
4. Ordovícico + - Silúrico + - Devónico.
5. Carbonífero.
6. Rocas graníticas s.l.
7. Rocas ígneas básicas.
8. Cubierta postorogénica cenozoica a reciente.

1.1.3. SITUACION GEOGRAFICA: COMUNICACIONES Y ACCESOS

La fig. 1.3. muestra la red de accesos y comunicaciones entre las localidades del área estudiada. En la fig. 1.4. se puede observar la topografía y la red hidrográfica del mismo área.

Es de observar como la red de carreteras se adapta a las directrices geológicas NE-SW y NW-SE. (Fig 1.3). En cuanto a la topografía se señalan en la Fig. 1.4 con los colores amarillo, blanco y pardo, respectivamente, las zonas cuyas altitudes no superan los 400, 600 y 800 mt. De este modo queda patente el hecho de que aproximadamente el 75% de la región estudiada comprende altitudes que oscilan entre 400 y 600 mt. Se trata de una amplia llanura en la que la red hidrográfica se establece en torno al río Matachel, afluente de cierta importancia del río Guadiana al que vierte cerca de Alange.



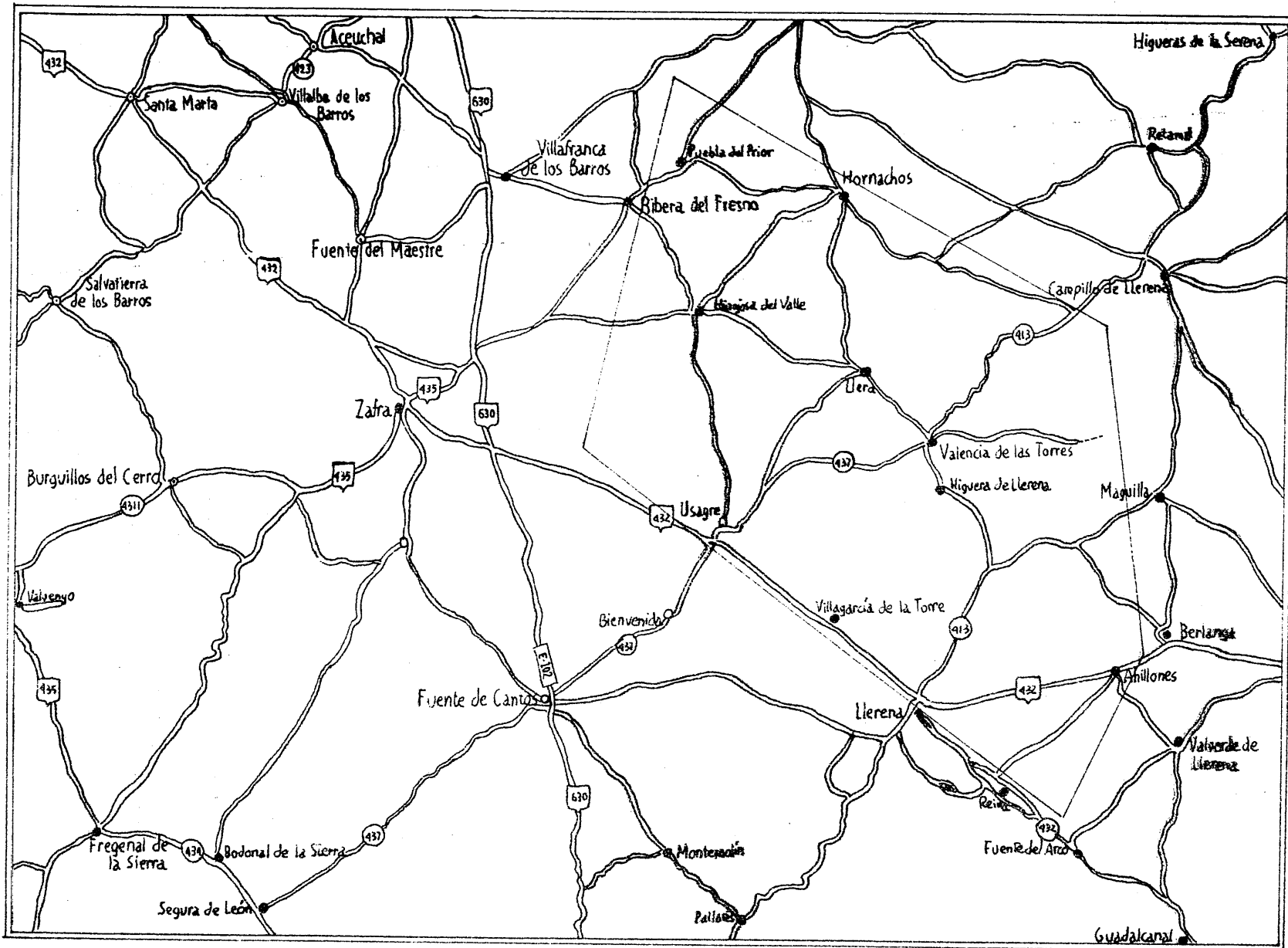


Fig.1.3. Comunicaciones y accesos.

10 Km.

1.2. EVOLUCION HISTORICA DE LOS CONOCIMIENTOS GEOLOGICOS SOBRE EL MACIZO IBERICO MERIDIONAL.

1.2.1. METODOLOGIA EMPLEADA.

Cuando se efectúa un balance de los trabajos realizados sobre la Geología del Macizo Ibérico, un primer dato salta a la vista: en los últimos veinte años se han publicado tantas o más investigaciones que en los ciento cincuenta años anteriores, y esto prescindiendo de la calidad, extensión y resultado de tales estudios. Este dato tiene interés por cuanto la historia de las ciencias geológicas en España es la de una serie de intentos, frustrados todos ellos, de incorporar los avances realizados en países tales como Inglaterra, Francia, Italia, Alemania, etc., que fueron la cuna de las ciencias de la Tierra. ¿Cabía entonces pensar que en las últimas décadas estemos asistiendo a un despertar, al auge de la Geología en España? Aplacemos por ahora tal interrogante. El estudio de un área concreta, en este caso de la región occidental del anticlinorio Elvas-Badajoz-Córdoba, nos plantea la necesidad de recoger todas las aportaciones que otros autores hayan realizado. De este modo se nos acumula una ingente cantidad de citas, de notas cuya ordenación exige el uso de algún criterio previo. En este trabajo se ha considerado formativa una ordenación de la bibliografía geológica que permita relacionar, de alguna forma, las condiciones de la época en que se producen las distintas investigaciones con los resultados particulares y generales obtenidos. Se trata por tanto de una doble lectura de los hechos: por un lado una valoración histórica global de los avances realizados en cada época, por otro la incorporación crítica de los conocimientos adquiridos en cada momento al edificio general del "estado actual de conocimientos sobre la Geología del Macizo Ibérico Meridional". Naturalmente, es esta segunda lectura la que nos ocupará de un modo específico. Sin embargo, por razones de filosofía personal,

no hemos podido evitar la realización de unas breves acotaciones históricas que permitan, aunque sea muy esquemáticamente, contemplar esa otra realidad del hombre de ciencia: la sociedad que lo determina. A quienes, interesados en los aspectos estrictamente geológicos, se vean obligados a leer estas otras anotaciones, mis disculpas más sinceras.

Es obligado indicar que este planteamiento ha sido el resultado de reflexiones y preocupaciones personales que se vieron fructíferamente orientadas por la intervención del Prof. M. Julivert en el Ciclo Ciencia y Sociedad organizado por la Facultad de Ciencias de esta Universidad (Diciembre-Febrero, 1.977) con una conferencia sobre "Algunas notas sobre el desarrollo histórico de la Geología en el contexto socioeconómico de España".

Para Julivert (1.977), se diferencian "cuatro grandes intentos de inicio de una Geología en el ámbito del Estado Español":

- La creación del Real Seminario de Almadén (1.777).
- La creación de la Comisión del Mapa Geológico de España (1.849).
- La aparición de los grupos de geólogos ligados a la Institución Libre de la Enseñanza (1.876).
- La aparición de la Escuela Geológica Catalana desde la preguerra (1.890- Centre de Excursions de Catalunya, 1.914, Servicio Geológico de Cataluña, etc.), a la posguerra, en que diversos geólogos catalanes se dispersan por la geografía española y dan lugar a diversas escuelas (Granada, Oviedo, Madrid, etc., con Fontboté, Julivert y Llopis respectivamente)

En este trabajo se ha seguido prácticamente el mismo esquema en base a los siguientes periodos, que por presentar características de unidad temporal en la investigación geológica, facilitan la recapitulación al final de cada uno de ellos para considerar los avances geológicos realizados especialmente en la Meseta Meridional. Estos periodos son los siguientes:

- A) ETAPA PREGEOLOGICA, Hasta 1.777, fecha de creación del Real Seminario de Almadén.
- B) LOS PRECURSORES- Entre 1.777 y 1.849, fecha de creación de la Comisión de la Carta Geológica de Madrid y España.
- C) INTRODUCCION DE LA GEOLOGIA EN ESPAÑA- 1.849-1.874, fecha de creación del Mapa Geológico de España.
- D) AUGE DE LA GEOLOGIA EN ESPAÑA- 1.874-1.910, fecha de la creación del Instituto Geológico de España (I.G.E.).
- E) DECADENCIA DE LA GEOLOGIA EN ESPAÑA- 1.910-1.926, año de celebración del XIV C.G.I. en Madrid.
- F) HUNDIMIENTO DE LA GEOLOGIA EN ESPAÑA- y extensión de las investigaciones alemanas (1.927-1.939). Es el periodo de postguerra, en que uno de los costes sociales de la guerra sería el arrasamiento del panorama científico, y en concreto de la investigación geológica española. Es la gran época de la Escuela de MÜNSTER en España, que sólo a partir de los años 60 da paso a la penetración de autores galos, al tiempo que la escuela Catalana y determinados autores de la Universidad de Madrid preparan cierto despertar al panorama geológico español.
- H) RELANZAMIENTO DE LAS INVESTIGACIONES GEOLOGICAS- (1.963-1978). Es un periodo vertiginoso de quince años en que, si bien predominan los autores franceses, holandeses, y alemanes, la reactivación de la vida universitaria y de la economía españolas, imprimen una nueva vida a la investigación geológica.

Conscientes de que una historia de la Geología española está aún por hacer, tarea ésta cada vez más urgente, la única pretensión de la peculiar manera de presentar la introducción bibliográfica que vamos a seguir con mayor o menor acierto, es aportar a la memoria colectiva una serie de reflexiones que permitan comprender la realidad más allá del puro y estricto quehacer geológico.



1.2.2. ETAPA PREGEOLOGICA.

Cuando aún hoy nos llegan ecos de la ya clásica "polémica de la ciencia española" (GARCIA CAMARERO, 1.970) parece, sin embargo, que se ha llegado al acuerdo general de que la incorporación de España al desarrollo científico no se ha llegado a producir plenamente ni siquiera en nuestros días. En lo referente a la investigación geológica esta situación está, si cabe, mucho más clara: el desarrollo tecnológico que exigen, por ejemplo, las investigaciones en Tectónica Global, están lejos de nuestras posibilidades y esto a pesar de ciertos esfuerzos individuales y gubernamentales por, en definitiva, seguir más o menos de cerca lo que se hace en las primeras potencias mundiales. A esta situación se ha llegado como resultado de toda una serie de circunstancias que hunden sus raíces en el proceso social de tránsito desde el feudalismo y el capitalismo, y que se concretan más aún en la forma en que la burguesía se incorpora a la dirección del Estado durante el nuevo régimen. (TERRON, 1.973; JEREZ MIR, 1975). Veamos como se plantean tales circunstancias, ya desde los albores de la Edad Antigua. Prescindamos para ello, necesariamente, de polemizar en torno a la cuestión epistemológica de situar las interrelaciones entre ciencia e ideología o diferenciar la ciencia positiva de las interpretaciones puramente alegóricas o supersticiosas. Según FARRINGTON (1.946), "Las tres grandes divisiones intelectuales de la historia europea son el movimiento presocrático -cuando se presentó la posibilidad de un conocimiento natural del universo y se determinaron las condiciones de consecución-; el largo periodo de dos milenios de Platón a Galileo- en que este conocimiento primero se perdió y luego fué lentamente reconquistado-, y la época moderna y contemporánea-; con las cuáles, esta laguna de dos mil años vuelve a encontrarse con el alba jónica."

LYELL (1.830), en la amplia introducción histórica que desarrollan los cinco primeros capítulos de su "PRINCIPLES OF GEOLOGY", encuentra en las Cosmogonias egipcia e hindú las raíces del naturalismo presocrático. Allí se sitúa el origen de las teorías Catastrofistas, pues la doctrina de las su-

cesivas creaciones y destrucciones del Universo es común a las filosofías egipcia e hindú, desde donde pasa a la tradición helénica.

En la Escolástica medieval, junto a esta "teoría de las grandes revoluciones periódicas" se encuentra la "doctrina de la generación casual o espontánea", procedente también de la tradición helénica desde PITAGORAS a ARISTÓTELES.

Todas estas concepciones no tenían gran influencia en las apetencias de aquellas civilizaciones por productos naturales. La minería se dedicaba a cubrir unas necesidades relativamente limitadas, y no existía la posibilidad de una ciencia como "guía para la acción", que proporcionara los medios para incrementar fuertemente la producción. De este modo, sobre la característica diferenciación entre realidad e ideología propia de la organización social y económica de la sociedad esclavista (los señores dejaban la transformación de la realidad al trabajo, a los esclavos, mientras sobre la experiencia obtenida por aquéllos elaboraban sus sistemas filosóficos y religiosos destinados a solidificar el sistema), se van trazando la doble vía de conocimientos o de exigencias que dan lugar a las ciencias modernas, y que se encuentran íntimamente entrelazadas: el discurso filosófico como respuesta a la realidad concreta y el discurso material como respuesta a las necesidades que el desarrollo económico y social iba planteando.

El caso de España sigue un desarrollo prácticamente paralelo al resto de los países occidentales hasta el comienzo de la sociedad feudal, y ésto sin olvidar las ricas especificidades de nuestra historia. Así, cuando la Península Ibérica queda romanizada coincidiendo con el esplendor del Imperio, la red de calzadas unía Galicia, Extremadura, Cantabria y Andalucía, Iberia era el granero de Roma y a su dilatada tradición minera se suma una nueva época de explotación intensiva de las minas de TARTESOS; CARTAGENA, CAZCONA, etc., La propiedad de los yacimientos recaía bien en la Administración Imperial o bien, en régimen de arriendo o en usufructo, en manos de nobles, constituyendo de este modo las primeras microestructuras de tendencia

capitalista que pagaban determinados impuestos al Emperador.

La decadencia del Imperio Romano conoció de modo general el predominio del politeísmo irracionalista y el estoicismo frente a cristianos y epicúreos, que, por razones contrapuestas, oponían los argumentos de la fé o la razón natural. De este modo la cultura romana, heredera de la gran tradición científica presocrática, se envolvió primero en el irracionalismo decadente para entregarse después a la metafísica neoplatónica de S. Agustín, que supeditaba definitivamente la razón a la verdad transmitida por los Evangelios.

El Imperio Romano se derrumba definitivamente en Iberia en 711, cuando Tarrik y sus ejércitos bereberes inician el largo periodo de casi setecientos cincuenta años de presencia árabe en nuestra Península. El periodo anterior de dominación visigoda apenas deja nada relevante para el pensamiento científico. Las "ETIMOLOGIAS" de S. ISIDORO (626, Sevilla), apenas si recogían algunas de las ideas presocráticas sobre la naturaleza. Sin embargo, la Andalucía musulmana conoció un auge que, en relación a la época, no ha podido proporcionalmente ser superado aún en nuestros días. Filósofos y científicos musulmanes desarrollaron sus investigaciones al abrigo de Reyes y de comerciantes ricos, interesados más por la ciencia y la filosofía helénicas presocráticas que por la historia, teatro y poesía que "poco podía ofrecer a un pueblo que tenía una rica fuente de leyendas y poetas vivos propios" (BERNAL, J.D., 1.954). De este modo, si las Humanidades griegas llegaron a Occidente ya en el Renacimiento mediante la traducción de las obras originales o sus traducciones latinas, las ciencias presocráticas llegaron mucho antes desde el Islam. Verdaderos científicos, como AVICENNA, AL-KINDI, RASHES, BEN-HASSAN, IBN ALBAYTAR, AVERROES, etc., supieron aprovechar la tradición presocrática y enriquecerla con las aportaciones procedentes de las culturas China, Persa e Hindú. Algunos de ellos vivieron en la Córdoba de los OMEYA (928-1.039) y sucesores, cuando esta ciudad alcanzó el millón de habitantes (COLA ALBERICH J., 1.943, 44, 45). Es la época de desarrollo de la alquimia árabe, antecedente inmediato de la

teoría del flogisto y, finalmente, de la química moderna.

Tras el hundimiento económico y político del Islam, los siglos IX a XIV conocen un esfuerzo unitario arábigo-latino por conciliar filosofía y religión y completar la imagen clásica del mundo. Mientras el mundo árabe se descalificaba definitivamente para el progreso científico al llegar a un compromiso que supeditaba el conocimiento al CORAN, la identificación del poder político y religioso entre los cristianos, las diferentes condiciones económicas y sociales en unos y otros países, llevó a resultados divergentes. Cuando, en el norte de Europa, la Reforma Protestante suponía establecer la definitiva separación del poder político de la Iglesia Católica y formalizaba las condiciones ideológicas para la ruptura del neoplatonismo escolástico, en el sur de Europa, la identificación Iglesia/Estado resurgía potentemente con el desarrollo del Imperio de los Austria. Como la Ciencia Moderna surgiría, no de la mística Escolástica, sino muy al contrario, de la oposición antiplatónica, representada por el movimiento "nominalista" iniciado por COMPIEGNE (S.XI-XII) y posteriormente reforzado por DUNS SCOTO (S. XII-XIV), España, desde la Inquisición, se preocuparía especialmente de precaver tales disidencias ideológicas, quedaría gravemente desplazada de los centros de producción científicos. Los nominalistas superaban fé y razón, proclamando la validez de los hechos observables frente a las ideas y dogmas de la teología escolástica. De este modo, al profesar la fé ciega y mística que imperaba en la época, concluían que la razón jamás podría llegar a comprender tales dogmas, por lo que tenía que reducirse al estudio de las cosas de este mundo. Como es evidente, la dedicación a estos estudios sólo estaba al alcance de nobles y jerarquías eclesiásticas. Sirva de ejemplo que, entre las principales aportaciones medievales a la historia natural se encuentran los estudios de minerales de S. ALBERTO MAGNO, provincial superior de la Orden Dominicana en Alemania. En el plano material, la situación es muy distinta. La investigación sobre la corteza se reducía en la época a actividades alquimistas en busca de la piedra filosofal y otros inventos maravillosos, o bien a las prospecciones mineras, en realidad el único incentivo para estos estudios.

ALFONSO X EL SABIO y ALFONSO XI (S. XIII y XIV) decretaron la propiedad real absoluta del subsuelo. Juan I (S. XIV), en la Ley de Miñas de Briviesca (1.387), liberalizó la prospección, estableciendo "regalías" que suponían la entrega a la Corona de 2/3 de los beneficios obtenidos. CARLOS I extendió esta legislación a todos los dominios del Imperio (Recopilación de Indias Ley 9-XII-1.526), permitiendo la prospección y beneficio de minas a españoles e indios vasallos del Rey. De este modo, la minería alcanzó extraordinario auge, especialmente en Perú, hasta que JUANA LA LOCA (1.559) y FELIPE II (1.564) incorporaron a la Corona todas las minas de plata, mercurio, oro y sal.

Los siglos XV y XVI suponen una trascendental expansión económica para Occidente, y muy especialmente para España: el Imperio hegemónico. LOPEZ PIÑERO (1.969), en su "Introducción de la Ciencia Moderna en España", muestra como la sociedad española del Renacimiento, vertida plenamente hacia el Nuevo Mundo, mientras mantenía su dominación política y militar de Europa, tiene que atender a las exigencias técnicas que, de modo práctico e inmediato, imponía tal situación. Esto lleva consigo el desarrollo por un lado de las técnicas de navegación, ingeniería naval y militar, cartografía náutica, y por otro el desarrollo de las técnicas minerometalúrgicas, de ingeniería civil, cirugía, etc. Además, España, como puente de comunicación a Europa de los descubrimientos del Nuevo Mundo, contribuirá al desarrollo de la Historia Natural en sus diversas ramas, y, como indica LOPEZ PIÑERO (ibidem), "... a preparar el desbordamiento de los esquemas científicos tradicionales con un fabuloso aporte de los nuevos materiales americanos desconocidos por los clásicos". De este modo, a pesar del clima ideológico conservador impuesto por la Reforma de Cisneros, la Inquisición y la expulsión de los Judíos (1.492), España, al abrigo de las imperiosas necesidades del desarrollo técnico, da un paso hacia la comunicación con Europa y hacia la tendencia renovadora de las Ciencias.

Europa, entre tanto, conocía profundas revueltas ligadas al desmembramiento

de la sociedad feudal. Las rebeliones de los husitas (1.419-37) y después la Guerra de los Campesinos (1.524-25) enfrentaban a la nobleza y el clero con campesinos y mineros empobrecidos de Centro Europa. Mientras se imponía la Reforma Luterana apoyada por los príncipes alemanes, beneficiarios directos del reparto de las propiedades de la Iglesia, la Contrarreforma de Trento creaba la coalición de "España, el Imperio de los Habsburgo y el Papado", y se iniciaban inmediatamente las Guerras de Religión (1.556-1.648), (JEREZ MIR, 1.975). Esto supone la realineación de España con la ortodoxia escolástica y el comienzo del aislamiento ideológico. FELIPE II prohibiría, entre otras cosas, que los españoles estudiaran o enseñaran en otros países. La Sagrada Congregación del Índice (1.616) incluiría entre los libros proscritos las obras de COPERNICO y todos aquéllos que defendieran las teorías heliocéntricas. El Imperio volvía a ser el centro del Universo.

Paralelamente, aquella época conoce profundas modificaciones en las estructuras políticas y económicas de Inglaterra, Países Bajos, Alemania, que aceleran la sustitución del Antiguo Régimen por las nuevas relaciones de producción establecidas por la hegemonía del capital.

De este modo, simultáneamente, se asienta el capitalismo mercantilista en el norte de Europa, donde se extiende la Reforma Protestante, mientras se produce la decadencia de los Austria, que conserva al Imperio español alineado con la más pura ortodoxia escolástica.

El costo social del Imperio "donde no se ponía el sol" fué para España inmenso. Supuso en primer lugar la pérdida de cientos de miles de hombres, emigrados al Nuevo Mundo, que dejaron amplias zonas de Castilla semidesérticas. Además, la política ambiciosa de CARLOS I logró la centralización del poder político a costa del endeudamiento económico con la banca Fueller, que, como el conjunto de los banqueros alemanes e italianos, pagarían con la ruina la financiación del Gran Imperio Hispánico (JEREZ MIR, 1.975).

Todo ésto explica que, durante el siglo XVII, la ciencia española decayera progresivamente. A pesar de ello, a final de este siglo surgen corrientes simpatizantes de la renovación en medio de la hostilidad política e ideológica de la época. Son los NOVATORES, minoría de científicos frente a la general postura de negación de lo innegable por temor a la Inquisición. Ilustres pensadores y científicos, perfectamente actualizados con los conocimientos de la época, recurrían al peor escolasticismo para torcer lo que sería peligroso concluir (LOPEZ PIÑERO, 1.975).

Tras el siglo de la CONTRARREFORMA, a lo largo del siglo XVIII, España avanza dificultosamente por la vía de la transformación conservadora y tradicionalista hacia el capitalismo.

La Geología española había acumulado ya un enorme retraso. La tradición naturalista desarrollada durante el Renacimiento, fundamentalmente en Italia (FRACASTORO 1.517, MATTIOLI 1554, FALLOPIO DE PADUA, MERCATI (1.574), OLIVI DE CREMONA, CARDANO (1.552), CESALPINO (1.596), MASOLI (1.597), IMPERATI (1.601) y en Francia (Bernard de Palissy, 1.580), pasaría en siglos posteriores a Inglaterra (PLOT 1.677, LISTER 1.678, HOOKE 1.705, WOODWARD 1.695, BURNET 1.680, WHISTON 1.682, KEILL 1.734, HUTCHINSON 1.724, RASPE 1.763, WHITEHURST 1.778, PLAYFAIR 1.795, WILLIAMS 1.789, HUTTON, 1788, 1.795), Francia (BUFFON 1.749, DESMAREST, SAUSSURE 1.778, GUETTARD 1.775, DOLOMIEU 1.784, MONTLOSIER 1.788, FAUJAS 1.779), Centro y Norte de Europa (STENO 1670, LEIBNITZ 1.680, LINNEO 1.743, SCHEUCHZER 1.708, PLUYE 1.732, HOLBACH 1.753, HOLLMANN 1.753, LENNAN 1.759, BOSCOVICH 1.772, PALLAS 1.778 y WERNER 1.775), Italia (SCILLA 1.670, QUIRINI 1.676, VALLISNERI 1.721, SPADA 1.737, LAZZARO MORO 1.740, GENERELLI 1.750, DONATI 1.750, BALDASARI 1.750, TARGIONI 1.751, ARDUINO 1.759, ODOARDI 1.761, FORTIS y TESTA 1.793, SOLOANI 1.780). Toda una ingente tradición de aportaciones, enfrentadas en numerosas ocasiones, proponiendo aspectos nuevos del problema casi siempre, retrocediendo a posiciones anteriores, en casos no menos frecuentes, pero constituyendo el eje, la fuente de lo que actualmente son las ciencias geológicas. LYELL (1.830), detalla de manera ingeniosamente crítica las aportaciones de cada

uno de los autores citados y otros más, y en ese conjunto salta a la vista la ausencia de plumas españolas.

En España, ya durante la mitad del siglo XVIII, el gobierno encargó a célebres naturalistas y geógrafos la descripción y estudio de las minas de Almadén así como de las existentes en las colonias. Así BOWLES, químico mineralogista irlandés, visita la península y publica (en 1.775) su "Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España", en que se describen diversos terrenos atendiendo a la clasificación de ARQUINO (1.759), es decir, diferenciando ya las montañas primitivas secundarias y terciarias, y el "trato granítico". Ya en 1.715 JUSSIEU, ministro de finanzas francés, había visitado y descrito las minas de Almadén.

Entremos en la época que se inicia con CARLOS III y FELIPE IV, época de nuevo auge en el desarrollo comercial, como decíamos, en que resurgen en España nuevas instituciones de interés cultural y científico. Se trata de un momento político de gran interés, en que la Monarquía incorpora a la burguesía en la preparación del nuevo reparto de papeles de cara a la nueva sociedad capitalista. Así; las fuerzas vivas de provincias, conducidas por la aristocracia, inician nuevas actividades, de las que son primera expresión las "Sociedades Económicas de Amigos del País", que con frecuencia fomentan el estudio de la Historia Natural. La de Vergara (1.764) dispondría incluso de un Museo Natural. En esta época se suprimen las aduanas interiores, los derechos de importación, se liberaliza el acceso a los "gremios" y, a través de la "desamortización", se convierten en mercancías los bienes comunales y los de la Iglesia.

En 1.762 se crea el Gabinete de Historia Natural y en 1.776 CARLOS III crea la Escuela de Minas de Nueva España (Méjico) y nombra a Fausto DE EHLUYAR su director. En 1.777 se crea el Real Seminario de Almadén para fomentar el estudio de la minería en torno a este distrito, y de aquí salen las primeras verdaderas promociones de "ingenieros de minas". Igualmente se crean las Escuelas de Minas del Perú en 1.785, de Riotinto (Huelva) y Ensenada de la Cabada (Santander), estas últimas en torno a los respecti-

vos distritos mineros. Cuando, en 1.794, JOVELLANOS inaugura en Gijón el Real Instituto Asturiano, declara en el acto de la Inauguración: "Somos llamados al estudio de la Naturaleza, no para satisfacer nuestro orgullo, sino para socorrer nuestra miseria". (LOPEZ DE AZCONA y HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.974).

Hay que tener en cuenta que ya en 1.743, PACKE publica el primer Mapa Geológico de Inglaterra; en 1.747 se funda la Escuela de Minas de París; en 1.749 BUFFON publica su *Théorie de la Terre* en la *Historia Natural*, por cierto impugnada por la Facultad de Teología de la Sorbona (1.754), que informó oficialmente que estas teorías eran contrarias al Credo de la Iglesia, por lo que BUFFON tuvo que declarar en ceremonia pública: "Abandono todo lo que en mi libro hay respecto a la formación de la Tierra y en general todo lo que pueda ser contrario a la revelación de Moisés". En 1.767, 1.770 y 1.772 se fundan respectivamente las Escuelas de Minas de Freiberg (Sajonia), Schemnitz (Eslovaquia) y San Petesburgo (Prusia). En 1.775 es WERNER profesor de mineralogía en la Escuela de Minas de Freiderg, y desarrolla lo que constituiría la corriente "Neptunista" en las concepciones geológicas. LYELL (1.830) diría de él: "Werner, by his dictum caused a retrograde movement, and not only overturned the true theory, but substituted for it one of the most unphilosophical ever advanced in any science..." HUTTON (1.788, 1.795), médico, agricultor, mineralogista y geólogo, supo recapitular y desarrollar positivamente la tradición geológica que desde los presocráticos llegaba ampliada a través del Renacimiento italiano, la Ilustración francesa y la tradición científica anglosajona. Su primer tratado advertía no tener nada que ver con cuestiones tales como el origen de las cosas, insistía en que despreciaría las causas hipotéticas para explicar los cambios iniciales de la corteza mediante agentes naturales exclusivamente, es decir, mediante lo que constituiría el principio del Actualismo.

Las Ciencias Geológicas alcanzaban así el camino hacia su madurez.

1.2.3. LOS PRECURSORES.- 1.777-1.849.

En 1.777 se crea el Real Seminario de Almadén, dedicado al estudio de la minería. Las enseñanzas incluían el laboreo de minas, conocimiento de mineralogía y de geología. No otorgaba ningún título u ordenación. La función principal correspondía al estudio de las minas de Almadén, cuya propiedad había sido recuperada por la Corona después de 120 años de explotación extranjera. CARLOS I las había cedido a una empresa propiedad de la banca alemana, que las explotaría durante 120 años. Las minas quedaron en estado ruinoso, y después de un periodo de explotación en condiciones difíciles por el Estado español, sufrieron en 1.755 un importante incendio. A partir de aquí se suceden como directores una serie de ingenieros alemanes, dada la inexistencia de titulados españoles. En 1.783 se crea la Dirección de Minas de Nueva España, y en 1.785 la plaza de Director de Minas en España. En 1.794 se funda el Museo de Historia Natural y en 1.799 se comienzan a publicar los Anales de Historia Natural.

El Real Seminario de Almadén es la primera respuesta a las exigencias de técnicos, a los que no satisfacía una Universidad que no tenía cabida para las ciencias útiles, como JOVELLANOS denunciaba en su informe a CARLOS IV en 1.789. El ambiente científico del siglo XVIII era el resultado de la confrontación entre el escolasticismo y el concordismo. Así, en 1.754, el PADRE TORRUBIA publica su "Aparato para la Historia Natural de España", en que se describen minerales, rocas y fósiles, supeditando las explicaciones de su origen a las Sagradas Escrituras. El PADRE FEIJOO, en Obras como "Teatro Crítico", (1.726-39), "Peregrinaciones de la Naturaleza" (1.740), "Cartas Eruditas y Curiosas" (1.742-60), "Nuevo Sistema sobre las Causas Físicas de los Terrenos" y "El Terremoto y su Uso" (1.756), dedica numerosas páginas a impugnar el "gigantismo", teoría escolástica que atribuía los grandes esqueletos fósiles a gigantes individuales o en tribus de tiempos remotos, para afirmar que procedían de grandes animales prehistóricos, y a

oponer al "Diluvianismo", corriente muy en boga que interpretaba la superficie del planeta como resultado del Diluvio Universal, la evidencia de los terremotos como agentes catastróficos que modificaban el relieve. Los hombres de la Ilustración llegarían a las posiciones "concordistas", interpretación ésta que permitía conciliar ciencia y Sagradas Escrituras. El eje fundamental de esta concordia pasaba por la retroducción del "día" bíblico, "jon" en hebreo, como era el periodo más prolongado que el día, abriendo así la puerta a esta solución salomónica que abría nuevas y más razonables posibilidades de interpretación.

En esta época hay un relativo auge de las instituciones académicas dedicadas al cultivo de las Ciencias, y que va a quedar interrumpido por la Guerra de la Independencia. Es el momento en que, bajo el empuje de la Revolución Francesa (1.789), la Ilustración declina para dar paso a los racionalistas de la Enciclopedia francesa. Es el momento también en que CARLOS IV está en las postrimerías de su reinado y en que la inflación y la crisis terminan con el nuevo siglo comercial, mientras comienza la pérdida de las colonias.

El periodo de la Guerra de la Independencia supone un corte en todo este proceso. Mientras, la revolución industrial transforma los países de occidente y la incorporación de la máquina multiplica las exigencias de carbón y acero. España conoce un periodo de gran desorganización y paralización general. Las legislaciones liberales elaboradas en torno a la Constitución de las Cortes de Cádiz son posteriormente "rayadas de un plumazo", a la vuelta de FERNANDO VII el "Deseado" en 1.814. Temas tales como "las libertades fundamentales, las disposiciones contra el régimen medieval de mayorazgos y contra la rigidez gremial, el hecho de haber existido un parlamento moderno (no estamental), quedaron como bandera de acción para extensos sectores de la población" (TUÑÓN DE LARA, 1.976). En el orden social, la España del siglo XIX presentaba, en sus comienzos, los siguientes datos: de una pobla

ción de 10.268.000 habitantes, la población activa era de 6.650.000. La propiedad de la tierra se repartía de la siguiente forma: 16.940.000 hectáreas pertenecían a 1.323 familias aristocráticas. Los 32.279 establecimientos eclesiásticos existentes poseían 1.380.000 hectáreas. 390.034 hidalgos poseían 9.160.000 hectáreas. El resto pertenecía a los 5.615.000 agricultores y jornaleros del pueblo llano. Las ciudades, villas y pueblos eran de realengo o de señorío y, en general, pervivían las estructuras feudales de vasallaje. Todo ésto a pesar de las tímidas medidas ya tomadas a fines del siglo XVIII, que permitían la venta de mayorazgos y limitaban el régimen de aduanas interiores.

En cuanto a la riqueza minera, estaba muy escasamente explotada. En 1.780, la producción era de 9.000 toneladas de hierro, 1.600 de plomo y 90 de mercurio. En 1.794, después de un estudio realizado por las Sociedades de Amigos del País de Vitoria, se instalan en Trubia los primeros hornos de coque metalúrgico en base de las minas de hierro de Somorrostro. La política arancelaria de la Monarquía privilegiaba la exportación del mineral en bruto, de manera que la industria minera incidiría muy relativamente en el bienestar de la población, menos aún cuanto que las compañías, en su mayoría, se financiaban de capital extranjero.

Tradicición y modernismo se vuelven a cruzar y a enfrentar durante y después de la Guerra de la Independencia. La defensa de la tradición y de las ideas religiosas, ideología del antiguo régimen, es protagonizada por el campesinado, bajo la influencia del clero y fundamentalmente en las partes interiores de la Península. En la periferia, donde se ha concentrado la población a lo largo del siglo XVIII, los intelectuales y burgueses de las ciudades propugnan ideas avanzadas y transformadoras. La aristocracia, por su parte, no supo defender la nación "ignorando otra soberanía que no fuera la del monarca", incluso ante la evidencia de que la monarquía borbónica había quedado deshecha en Mayo de 1.808. Ausente el Poder real, inerte el

Estado tradicional, surgen diversas formas espontáneas de organización política que, a través de las Juntas Provinciales, tienden después a ponerse en contacto para crear un gobierno. Las Cortes de Cádiz serían un ejemplo del proyecto de España que defendían los liberales partidarios de la renovación que, carente de poder real, finalizaría sin pena ni gloria a la vuelta de FERNANDO VII en 1.814.

Derogada la legislación de Cádiz, FERNANDO VII asume nuevamente el poder absoluto e impone la vuelta al Antiguo Régimen. Las Universidades vuelven a la cerrazón dogmática más retrógrada. Numerosos profesores son expulsados de los claustros, acusados de defender ideas liberales, muchos tienen que marchar al exilio. El reinado de FERNANDO VII, hasta su muerte en 1.833 es un continuo y sangriento enfrentamiento entre el poder absoluto y los liberales. Los levantamientos liberales alcanzan su mayor importancia entre 1.820-23, cuando RIEGO y sus tropas concentradas en Cádiz se niegan a embarcar hacia las colonias y proclaman la Constitución de 1.812. Durante este trienio se consigue una cierta estabilidad democrática, dada la tremenda presión popular que se impone a los deseos absolutistas del rey. Sin embargo, FERNANDO VII recurre a sus aliados los monarcas de Rusia, Prusia, Austria e Inglaterra que, tras la reciente derrota de Napoleón, están en su máximo apogeo. La Francia de la Restauración invade por encargo de las citadas naciones a España, y los ejércitos franceses, al mando del Duque de Angulema, restauran de nuevo el poder absoluto. A partir de aquí las matanzas de liberales, cierre de Universidades y persecución de científicos se repiten con mayor intensidad aún. Entre ellos el ingeniero de minas CASIANO de PRADO, que abandona España en 1.830, después de una intensa militancia liberal.

Tras la muerte de FERNANDO VII accede a la corona su hija ISABEL II, cuya minoría de edad, coloca en el poder a la Regente MARIA CRISTINA (la reina madre). Este es el momento en que las aspiraciones de CARLOS, hermano de FERNANDO VII, a la Corona, mediante la aplicación de la Ley Sálica, empu-

jan a sectores descontentos de la aristocracia más retrógrada y del campesinado vasconavarro, aragonés y catalán a la guerra civil. Se inician las guerras carlistas en el cuadro de una profunda crisis económica y de la extensión de los movimientos independentistas de las colonias. Acosado, el régimen de los Borbones tiene que recurrir de nuevo a los liberales perseguidos sangrientamente por el anterior rey, para ocupar el poder político necesario. De este modo se inicia un largo periodo hasta 1.868, en que se exilia ISABEL II y 1.873 en que se proclama la I República, caracterizado por la constitucionalización de la monarquía borbónica, y por el progresivo deterioro económico y político del sistema. En las décadas que nos ocupan, la primera época del pacto de la monarquía con las fuerzas liberales, supone una muy relativa incorporación política de éstos, frente a la cuál las transformaciones liberalizadoras si adquieren importancia. En este sentido, el conjunto de medidas más significativas se conoce como "la desamortización" de Mendizábal, Ministro de Hacienda en 1.836. En resumen, esto consistió en la venta de bienes de la Iglesia a las clases económica - mente fuertes, que aumentaron de este modo su riqueza. El Vaticano no cejaría en sus protestas hasta conseguir amplias indemnizaciones (en el Concordato de 1.859). Tras la terminación de la 1ª guerra carlista en 1.839, y después de un periodo de predominio político liberal en que se promulga la Constitución de 1.837, de tinte democrático, coincidiendo con el agravamiento de la guerra carlista, se produce un recrudecimiento de la situación política con la salida de los liberales del poder, el exilio de MARIA CRISTINA y el comienzo de la Regencia de ESPARTERO. Se inicia aquí el llamado periodo moderado (1.840-1.854). El Partido Moderado se había fundado en 1.834 y recogía a sectores de la aristocracia conservadora y su clientela burguesa. El Partido Progresista, fundado en 1.837, tendría una significación inicialmente liberal, para ir aproximándose después a las posiciones más conservadoras. El periodo moderado supone un retroceso en las modificaciones democráticas que se expresa en la Constitución de 1.845, ya durante el reinado de ISABEL II. La Corte de ISABEL II fué el escenario de las

más increíbles intrigas. En la práctica, el poder político era frecuentemente ejercido por los sucesivos amantes de la reina, y por la camarilla que la rodeaba. Se trata de un periodo que, desde el punto de vista económico se caracteriza por la especulación, la inflación y la penetración del capital extranjero que, mediante nobles testaferros próximos a la Corona, consigue inmejorables condiciones para levantar la red de ferrocarriles y apropiarse de buena parte de la minería española. Florecen las entidades bancarias y las sociedades anónimas, pero pronto desaparecen o se transforman, dada su dedicación a negocios especulativos. Finalmente es de señalar en este periodo el desarrollo de una clase obrera en torno a las zonas mineras y, más aún, la industria textil catalana. Se organizan en sociedades o mutuas de defensa, y luchan por el derecho de asociación y reunión. Cataluña se levanta en 1.842, cuando burguesía y clase obrera coinciden en la reivindicación de su identidad colectiva, en la idea republicana y en contra del absolutismo moderado. El bombardeo de ESPARTERO termina con el levantamiento y desacredita a su autor, que abandona la regencia, momento en que inicia ISABEL II su reinado.

Las reivindicaciones populares causan pavor a la aristocracia y son generalmente incomprendidas por la burguesía. Esta situación marcaría toda la época y determinaría en 1.873 el fracaso de la I república, como veremos más adelante. En 1.873 se escuchan en España los ecos de la segunda revolución francesa con la proclamación de su II república, y los ecos lejanos de las revueltas obreras en ciudades de Alemania, Prusia, Austria, etc. Hay manifestaciones en Madrid y Barcelona, reprimidas duramente, y el ambiente se llena de rumores de golpe de estado.

A pesar de las apoloías oficiales del supuesto esplendor de una no menos supuesta geología del periodo (ver LOPEZ Y MESEGUER, 1.963, LOPEZ Y HERNANDEZ, 1.974), no es difícil comprender que un periodo tan agitado, inestable, despreocupado por los avances culturales y opuesto al desarrollo científico como el descrito no podía ser el marco adecuado para los inte-

resados en la naturaleza real de la corteza. Nuestros exégetas oficiales nos presentan figuras eminentes de las ciencias Naturales, tales como FEIJOO y ALEJANDRO ULLOA. No se puede dudar, especialmente en el caso del benedictino, de sus esfuerzos por situar las interpretaciones de la naturaleza dentro de cauces más racionales, pero también es evidente su alejamiento de las fuentes de los conocimientos geológicos. Sin embargo, no se puede decir que la reactivación del interés oficial por la geología esté ausente, aunque sólo sea por imperiosas necesidades económicas. En 1.777 se organiza la enseñanza oficial de Mineralogía y Geología subterránea, a cargo de ENRIQUE STORR (R.O. de CARLOS III, 14, Julio, 1.777), en el Real Seminario de Almadén, con la obligación de "enseñar a los profesores de matemáticas que se remitieran de estos Reynos y de América". Poco después, en torno al auge de la minería de hierro vizcaino, surge el Seminario de Vergara (R.O. 26, Marzo, 1.778), fomentado por la Sociedad Vascongada de Amigos del País. En esta entidad la Mineralogía sería impartida por FAUSTO DE ELHUYAR. El ambiente social en que se desenvolvían estos profesionales era muy peculiar. CARLOS III estableció el Cuerpo de Minería (4 de Mayo, 1.777), el Real Tribunal de Minería otorgaba títulos de Peritos Facultativos de Minas, y a los que ejercían la profesión de la mineralogía o minería se les reconocían inmediatamente los privilegios de la nobleza. Los primeros contactos más estrechos con la "geología" que se estaba desarrollando en Europa vienen marcados por este interés por la minería y mineralogía. Algunos alumnos del Real Seminario de Almadén viajan a Freyberg, en cuya Escuela de Minas (fundada en 1.767) imparte WERNER. FAUSTO DE ELHUYAR, LARRAÑAGA, EZQUERRA DEL BAYO, DEL RIO, GOMEZ PARDO, SAINZ DE BARANDA, AMAR DE LA TORRE, BAUZA, etc., conocen y difunden la Oritognosia de WERNER. Sólo en el decenio siguiente, EZQUERRA DEL BAYO, PRADO, etc., conocerán y difundirán los conocimientos que constituirán propiamente la Geología, procedentes entre otros de SMITH, HUTTON, PLAYFAIR, LYELL, etc. Hay que tener en cuenta que la contro-

versia entre Neptunistas (Escuela de WERNER) y Plutonistas (Escuela de HUTTON) sería algo más que una confrontación entre geólogos; en el fondo viene a ser un episodio más de la continua oposición entre progreso y reacción. LYELL, en los primeros capítulos de su inestimable "Principles of Geology" (1.830), destaca el carácter de las teorías de WERNER, que denomina antiuniformista, porque "no sólo introdujo, sin escrúpulo, muchas causas imaginarias que suponía haber producido grandes revoluciones en la Tierra, y después haberse extinguido, sino que algunas aseveró que habían actuado en tiempos modernos, sobre todo el más violento instrumento de cambio, la acción del fuego subterráneo". En efecto, las teorías fuertemente conciliadoras con la tradición escolástica de WERNER, eran mucho más digeribles por los ingenieros ennoblecidos españoles que las teorías geológicas de HUTTON y PLAYFAIR, profundamente enraizados en el racionalismo. Además, el rápido desarrollo de la minería en toda Europa fué alimentado en sus aspectos teóricos por los mineros de la Escuela de WERNER, más ocupados en los problemas específicos de la prospección directa. Sólo cuando se hizo necesario recurrir a la prospección con métodos geológicos, ocupó el lugar que le correspondía el cuerpo de doctrina que, procedente de los llamados "plutonistas", y desbrozado lo que LYELL (1.830) llamaría la "Escuela Neutral" decidida diligentemente a desarrollar sus propias observaciones, constituiría la moderna Geología. Las enseñanzas del Real Seminario de Almadén, guiadas por LARRAÑAGA, HERRGEN, DONATO GARCIA, etc., seguirán la Orígnosis de WERNER.

La primera estructuración de la Minería en España es obra de FERNANDO VII (4, Julio, 1.825), que decreta la Ley de Ordenación de la Minería, redactada por ELHUYAR. Se crea la Dirección General de Minas, y se distribuye la nación en seis distritos mineros. Se ordena la elaboración de colecciones minerales en la Dirección General (uno de los primeros minerales recopilados fué una variedad de pirita que fué denominada "ballesterita" en honor del Ministro de Hacienda, LOPEZ DE BALLESTEROS. LOPEZ Y MESEGUER, 1.963).

Como centro de formación minera y geológica funcionaban el Real Gabinete de Historia Natural (fundado en 1.776 por CARLOS III) que, desde 1.803 moderniza sus programas bajo la dirección del alemán CRISTIAN HERROLD (discípulo de WERNER y profesor del R.G.H.N. desde 1.796). Las clases se dividen en cuatro grupos: Origtognosia (descriptiva de los minerales y sus propiedades, disciplina debida a WERNER), geognosia (geología general y física descriptiva), minería práctica y mineralurgia. Otro alumno de WERNER, LARRAÑAGA, es nombrado en 1.802 catedrático de Mineralogía de la Escuela de Almadén. Tras la Guerra de la Independencia este centro, junto al Jardín Botánico y otros, se integra en el Real Museo de Ciencias Naturales (1.815). Las actividades docentes fundamentales continuaban en la Escuela de Almadén. En 1.833 se crea el Real Cuerpo Facultativo de Minas, cuyo primer director fué RAFAEL AMAR DE LA TORRE, alumno de la Escuela de Almadén y admirador de LYELL, cuyos Principios de Geología, traducidos en 1.847 por JOAQUIN EZQUERRA DEL BAYO, utilizarían como libro de texto en la Escuela de Ingenieros. A partir de 1.835 se comienzan igualmente a dictar lecciones de Geología y minería en la Real Academia de Ciencias Naturales y Artes de Barcelona.

El interés por promover la elaboración del Mapa Geológico de España se concreta, en su primer intento, en una R.O. de 1.831, por la que se encarga a VALLEJO su levantamiento. Su labor, al parecer terminada, se perdió al desaparecer de la Dirección General de Minas una gran parte del mapa. La porción correspondiente a Cataluña se publica en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia. Después, otra R.O. de 1.832 encarga a GUILLERMO SCHULTZ el mapa geológico del reino de Galicia. SCHULTZ tiene que construir primero el mapa topográfico, para publicar el geológico o "petrográfico" en 1.834. Este es, sin duda, el primer precedente de gran calidad en los trabajos geológicos realizados en España, adelanto de otro gran trabajo por realizar posteriormente en Asturias. SCHULTZ era un geólogo alemán que vino a España en 1.826, contratado por una compañía inglesa, para ocuparse de prospecciones de hierro en las Alpujarras y después por el Gobierno español por consejo de ELHUYAR (1.830).

En cuanto a las publicaciones que difundieron los nuevos conocimientos geológicos, citemos en primer lugar a los Anales de Historia Natural por R.O. de 1.799, cuyo título se modificaría en 1.802 por el de "Anales de Ciencias Naturales", para interrumpir su publicación en 1.804. En 1.838 se comienzan a publicar los "Anales de Minas", y en 1.842 el "Boletín Oficial de Minas".

Entre 1.840 y 1.850, una serie de Reales Decretos trata de preparar las bases necesarias para la elaboración del Mapa Geológico, estableciendo las colaboraciones necesarias entre la Dirección de Minas y las diferentes inspecciones regionales, para facilitar la realización de análisis, el establecimiento de una colección de minerales, rocas y fósiles, etc. Finalmente, el Real Decreto de 1.849 promulga la organización de la "Comisión para formar la Carta Geológica de Madrid, y la General del Reino". Al mismo tiempo se nombran sus componentes. Como presidente, un teniente coronel ingeniero, fiel a ISABEL II, D. FERMIN DE ARTETA; y como vocales a D. JOSE JUBERCASA, ingeniero 1º del Cuerpo de Caminos, que sería Jefe de la Sección de Geografía meteorológica; al DR. MARIANO GRAELLES, médico cirujano, Jefe de la Sección de Fauna; al Catedrático de Botánica de la Universidad de Madrid, DR. CUTANDA, que fué vocal de Flora; de la sección de Geología se encargaba CASIANO DE PRADO, que había vuelto a España después de varios años de exilio desde 1.830, en que tuvo que huir de la represión "negra" (Liberales); de la minería se hizo cargo D. FERNANDO COTOLI, igualmente ingeniero de minas.

La creación de esta Comisión es fruto de la necesidad imperiosa de modernizar el aparato del Estado, dotándole de medios científicos necesarios. Por esta misma razón se promulgan también, en 1.849, Reales Decretos que crean la Junta General de Agricultura y la Comisión Permanente de Pesos y Medidas.

El retraso era enorme, las condiciones materiales eran pésimas: práctica inexistencia de mapa topográfico (Demostrada por SCHULTZ como vimos, y lamentada posteriormente por ESQUERRA DEL BAYO:(1.838): "Mientras no tengamos un

buen mapa geográfico de la Península, no podemos siquiera pensar en formar una carta geognóstica, porque ésta se funda en aquél", (cita en LOPEZ Y MESEGUER, 1.963), dificultades de comunicaciones por la escasa red de carreteras y caminos, escasez de medios, y, lo que era más importante, ausencia de tradición geológica. Como contrapartida, un grupo relativamente reducido de Ingenieros de Minas realizaría un verdadero esfuerzo por superar el déficit enorme de la geología española. Hay que decir que, al menos durante algunas décadas, los resultados que obtendrían serían brillantes, como se verá posteriormente. Y esto a pesar de la triple investidura que recibían los Ingenieros de Minas, para autorizarlos a actuar como 1º, agentes facultativos y especiales de la Administración; 2º, Jueces Civiles; 3º, Jueces de Tribunales Contencioso-administrativos, multiplicando así sus ocupaciones ajenas a la posible labor científica o técnica.

1.2.4.— ESTADO DE CONOCIMIENTOS EN 1.874 (1.849-1.874).

Los veinte y cinco años que comprende este periodo presentan, desde el punto de vista político, una gran inestabilidad. A pesar de que los partidos políticos irrumpen en el panorama constituyendo los diversos gobiernos ya desde 1.837 (Partido Moderado), y 1.839 (Partido Progresista), la esencia de la época sigue siendo el enfrentamiento entre una aristocracia retardatoria y aferrada a sus privilegios, y una burguesía industrial y comercial que intenta hacer avanzar el sistema de libre mercado en España. Por encima de los gobiernos y de los partidos políticos, en torno a ISABEL II se forman sucesivas camarillas de validos, favoritos y aristócratas íntimos que constituyen el verdadero gobierno de la nación. Esto ocurre tanto con los moderados como durante el bienio liberal en que gobiernan los progresistas (1.854-56), y como durante el gobierno de la Unión Liberal de NARVAEZ (1.863-1.868), hasta el exilio de ISABEL II en Francia. La aristocracia y la alta burguesía, descontentas con las camarillas borbónicas, se proveen después de un nuevo monarca, AMADEO DE SABOYA que, en medio de la más absoluta impopularidad, ve amontonársele los problemas: huelgas obreras, guerras en Puerto Rico y Cuba, segunda guerra carlista, sin encontrar más solución que su abdicación el 11 de Febrero de 1.873. Ese mismo día es proclamada la I República. Y es que, mientras la nobleza se dedica a la especulación y a las intrigas palaciegas, la burguesía liberal, encuadrada en el Partido Demócrata (1.849), evolucionaba hacia posiciones republicanas (1.858), mientras la pujante clase obrera, en la que desde 1.860 se difunden ideas socialistas, se organiza en la 1ª Internacional desde 1.868 (con predominio anarquista), y el campesinado se insurrecciona en numerosos puntos del país, como resultado del empeoramiento de su situación económica después de la segunda desamortización (1.855). Los campesinos piden la devolución de las tierras comunales, los obreros reivindican derecho de asociación, la pequeña burguesía y los estudiantes, libertad de expresión (la prensa se ha implantado ya en las ciudades), y la aristocracia, duras medidas contra casi todos los anteriores. El

ejército es un mero instrumento en manos de generales con aspiraciones políticas: ESPARTERO, O'DONNELL; NARVAEZ, SERRANO, PRIM, entre otros, constituyen continuas tablas de salvación de una monarquía pronta al naufragio. En este contexto, en lo que se refiere a la educación, el país evoluciona muy lentamente. En la década de los 40 se extienden los institutos de segunda y primera enseñanza, ésta prácticamente abandonada. En 1.857 se promulga la Ley de CLAUDIO MOYANO por la que se divide el bachillerato en Artes y Ciencias, se crean las Facultades de Ciencias, Derecho, Medicina, Filosofía y Letras, Farmacia y Teología, y las Escuelas Superiores de Minas, Agronomía, Caminos y Arquitectura. Según TUÑÓN DE LARA, (1976), en 1.859-1.860 existían 3.800 escuelas privadas (de la Iglesia en su inmensa mayoría), 18.260 públicas y 1.024.882 alumnos para una población en edad escolar de 2.500.000. En las zonas rurales, la asistencia a clase era esporádica, por la dedicación de los niños a las tareas del campo. La segunda enseñanza reunía unos 20.000 alumnos y las Universidades unos 6.000. De éstos, 3.755 cursaban en la Facultad de Derecho (hijos de la aristocracia, altos funcionarios y terratenientes acaudalados que iniciaban su "carrera política"). En las Escuelas Técnicas cursaban unos 550 alumnos en total, y en la Facultad de Ciencias, 141. En toda la nación española se disponía de 56 bibliotecas. Ya desde esta época se vieron produciendo protestas estudiantiles de signo político. Una que alcanzó gran importancia fue la llamada "noche de S. Daniel", descrita por PEREZ GALDOS en los Episodios Nacionales, y que tuvo lugar la noche del 9 de Abril de 1.865. Los estudiantes de la Universidad Central de Madrid protestan por la dimisión del rector MONTALBAN, presentada ante las presiones del gobierno para que incoara expediente a EMILIO CASTELAR, catedrático de Historia. CASTELAR había publicado un célebre artículo "El Rasgo", en que denunciaba la venta de bienes del patrimonio real, realizada por ISABEL II para resarcir déficit de Hacienda. Hubo muertos y heridos en enfrentamientos con la Guardia Civil y la crisis producida terminó momentáneamente con el relevo en el Gobier-

no de NARVAEZ por O'DONNELL y su "Unión Liberal".

En cuanto a la minería, pertenecía al Estado los yacimientos de Almadén, Riotinto y Linares, que aumentaban su producción rápidamente. Igualmente, una pequeña parte de las minas de hierro y carbón eran del Estado. Sin embargo, las compañías privadas fueron adquiriendo progresiva importancia. La Real Compañía Asturiana de Minas existía en España desde 1.833, dedicada al carbón, y desde 1.853 con este nombre, dedicada al cinc, que llegó después a monopolizar. La explotación del hierro y la siderurgia fué impulsada por capital vasco desde la creación del Banco de Bilbao en 1.857, por IBARRA y otros. El mineral de hierro se exportaba a Inglaterra, que a cambio obligaba a los vendedores a importar carbón, en perjuicio de la producción asturiana. De este modo, la industria siderúrgica quedó localizada en el País Vasco, paradójicamente más cerca del carbón inglés que del asturiano. Además, pronto los capitales ingleses se mezclarían con los vascos en empresas mixtas, como la Orconera (1.872), mediante la compra de los prósperos yacimientos de Riotinto, (1.873) por MATHESSON y CIA., de Londres, que pagó por la propiedad definitiva la cantidad de 92.800.000 pts. Igualmente se vendieron las minas de Almadén y las de Puertollano y Bélmez, éstas a capital belga que constituyó la Peñarroya (1.881).

En este marco de inestabilidad política y social y de penetración del capital extranjero, se produce la actividad geológica de la Comisión del Mapa Geológico de Madrid. Tiene que dedicarse primero al levantamiento catastral. En 1.852 publica CASIANO DE PRADO un primer bosquejo a escala 1:400.000 del mapa geológico de Madrid, anticipo del definitivo, a escala 1:200.000, publicado en 1.861. Posteriormente se ocuparía de la meseta meridional y en especial de la región de Almadén. PRADO (1.855-1.856) publica descripciones de la estratigrafía y geología de Almadén con numerosos datos paleontológicos del Silúrico (ortóceras, braquiópodos y lamelibranquios) y Devónico (cefalópodos, braquiópodos y lamelibranquios).

Atribuye las cuarcitas de Almadén, con fauna de fucoides y bilobites al Silúrico y ofrece una descripción regional. Se lamenta de la necesidad de un buen mapa topográfico y llega a decir: "Llegará un tiempo en que la geología de Europa se conocerá casi totalmente, mientras que aún quedarán en los terrenos de España numerosos hechos por allanar, muchos enigmas por descifrar". (Traducción del autor).

La Geología española era conocida en Europa gracias a los trabajos de VERNEUIL y colaboradores (1.850, 1.853, 1.854, 1.855, 1.858, 1.864, 1.868), entre los que se encontraban COLLOMB, LORIERE, y, ocasionalmente, BARRANDE. Eran geólogos con fuerte formación paleontológica. Describieron numerosas localidades fosilíferas y un número muy elevado de especies del Silúrico, Devónico y Carbonífero. En la Sierra Morena distinguían la siguiente estratigrafía (1.850, 1.853, 1.856):

- MIOCENO - con clypeaster discordante.
- CARBONIFERO DISCORDANTE - areniscas, calizas, areniscas conglomeradas con braquiópodos y flora fósil, etc.
- DEVONIANO - grauvacas, esquistos, cuarcitas y calizas con braquiópodos.
- SILURICO SUPERIOR - esquistos ampelíticos, con *Cardiola interrupta* y *Orthoceres bohémicos*.
- SILURICO INFERIOR - esquistos con *Calymene tristani*, etc.

VERNEUIL alabó el trabajo de la Comisión de la Carta Geológica de Madrid, y quedó impresionado por los mapas de PRADO y SCHULTZ.

A otro autor francés, LAN (1.851), se debe, sin embargo, una primera visión regional moderna, aunque muy burda, de la Meseta meridional. Reconoce en ella las siguientes áreas o macizos:

- 1) MACIZO ORIENTAL.- Situado al Norte y Nordeste de La Carolina. Se compondría de pizarras y cuarcitas del Silúrico inferior en las zo-

nas elevadas y granitos en los valles (S. Elena, SW de Bailén, Guadalimar, Alcaraz). Estos granitos se dispondrían como en islotes, según un eje de directriz NE/SW, o ENE/WSW. El conjunto paleozóico/eje granítico sería recubierto discordantemente por sedimentos secundarios y terciarios. Las areniscas rojas horizontales de Vilchez y SW de Bailén corresponderían al Trias, y sobre ellas se dispondría discordante el Terciario.

- 2) MACIZO CENTRAL O DEL GUADIATO.- De constitución geológica semejante al anterior. Un eje granítico E-W (Benalcázar, Hinojosa, Puerto Blanco), recubierto por Silúrico inferior, escaso devónico y las cuencas carboníferas de Espiel y Bélmez. Hacia el W la alineación caliza Llerena-Guadalcanal, de edad posiblemente carbonífera en su opinión, y hacia el Sur el descenso paulatino mediante escalones hasta el Valle del Guadalquivir.
- 3) MACIZO DEL BIAR Y GUEZNA.- Situado al SE, presentaría igualmente un eje granítico de dirección N25-30, rodeado de gneises, micaquistas y esquistos alineados con dirección NS a NW-SE, y con fuertes buzamientos. Sobre ellos, discordantes, las cuencas hulleras de Villanueva del Río, después la formación triásica de areniscas rojas del Biar ("il est impossible de ne pas comparer cette bande rouge aux points que lance le trias dans les anfractuosités de nos massifs anciens du centre et du midi de la France"), y por fin la cubierta miocena terciaria.

El autor acompaña descripciones estratigráficas detalladas del Carbonífero y Triásico. Su interés no era, sin embargo, estrictamente geológico. Como indica en el prólogo de su nota "dans un pays vers lequel les capitaux et surtout les capitaux français, se sont récemment portés avec une grande ardeur, je devais aussi étudier toutes les circonstances propres à influencer son développement industriel..."

En cuanto a la idea general de una estructura consistente en un basamento

granítico cubierto por los sedimentos silúricos y con los materiales metamórficos (de transición) como intermedio, era generalmente aceptado. Se consideraba a la intrusión de cuerpos ígneos como el principal agente tectónico que originaba el "extenso cráter de levantamiento" (LUJAN, 1.850) o la "erupción central de Extremadura" (EZQUERRA, 1.850).

Se observó ya la ausencia de sedimentación calcárea hacia el norte de Sierra Morena donde sólo afloran insignificantes capas en Castuera (Badajoz), mientras hacia el Sur abunda la "caliza de montaña" superior al "Siluriano" (LUJAN, 1.850), y se establece el límite entre el "Cambriano" y el "Siluriano" en el nivel de cuarcita de bilobites de Despeñaperros (LUJAN, 1.850).

Sólo las observaciones de VERNEUIL et Col. (1.850, 53, 54, 55) serían incorporadas a las Cartas Geológicas de Europa de MURCHISSON (1.857) y DUMONT (1.855). Como VERNEUIL se ocupó preferentemente del Levante español, esta región presentaba mayores detalles en sus esquemas geológicos. Las numerosas aportaciones de los ingenieros españoles serían publicadas en los mapas y esquemas que, con grandes dificultades económicas aparecerían en la Revista Minera, Anales, y menos frecuentemente como hojas de la Dirección General de Minas.

La actividad minera ocupó mucho más el esfuerzo de los ingenieros de Minas que las investigaciones geológicas. En el discurso de recepción en la Academia de Ciencias, pronunciado en 1.862 por RAFAEL PELLICO, destaca especialmente que "desde los metales preciosos... hasta el más abundante, modesto y más útil de los metales, todos se encuentran más o menos disfrazados en las diferentes formaciones geológicas". Esta es la obsesión del siglo, la minería y la geología aplicadas a la prospección minera. También la hidrogeología es tema de gran interés desde 1.849, en que se dispone por Real Orden el estudio de la Cuenca del Guadiana a la búsqueda de acuíferos o las investigaciones para el abastecimiento de aguas de Madrid, realizadas por CASIANO DEL PRADO en 1.851, que, de paso, criticaría la ubicación de diversos embalses, en terrenos inadecuados.

AMAR DE LA TORRE, en su discurso de contestación al de PELLICO (1.862) indicaría como "los ingenieros de todas las ramas civiles y militares, el oficial de Estado Mayor, el Arquitecto, todos encontraron grandes aplicaciones de la Geología a sus carreras respectivas", apreciación que, además de cierta, es muy peculiar del ambiente institucional en que se movían los entendidos en Geología, como ya vimos.

AMAR DE LA TORRE (1.862) finaliza su discurso indicando que "el siglo del vapor y de la electricidad en que vivimos, imprimiendo su carácter en la actual generación, nos ofrece extraordinarios progresos y descubrimientos en todas las ramas del saber humano; y si tan rápido lo ha hecho la Geología en algo más de medio siglo que cuenta de existencia, proporcionalmente mayores serán sus adelantos en lo que resta del actual".

Este vaticinio iba a ser cierto gracias al esfuerzo de estas primeras promociones de Ingenieros de Minas; sin embargo, como España había perdido ya siglos en su incorporación al progreso general, y como seguiría perdiendo terreno en lo político, social y económico, los geólogos españoles quedarían posteriormente condenados a continuar su papel de convidados de piedra ante el festín de los nuevos descubrimientos científicos, y en concreto geológicos, que se iban a realizar en Europa y Norte América.

1.2.5.—ESTADO DE CONOCIMIENTOS EN 1.910 (1.874-1.910).

La C.M.G. impulsa desde su relanzamiento en 1.874 una serie de estudios geológicos provinciales, cuyos resultados establecen un nuevo programa en la geología de la O.M. Las memorias dedicadas a Cáceres (EGOZCUE Y MALLADA, 1.876), Sevilla (MACPHERSON, 1.878), Badajoz, (GONZALO Y TARIN, 1.879), Toledo (CORTAZAR, 1.878), Ciudad Real (CORTAZAR, 1.880), Córdoba (MALLADA, 1.880), y Huelva (GONZALO Y TARIN, 1.888), están dirigidas especialmente a conocer las circunstancias geológicas de los yacimientos mineros. Las cartografías geológicas levantadas a escala 1:400.000 muestran un interés creciente por los aspectos puramente geológicos del trabajo.

En su memoria explicativa del M.G.E., MALLADA (1.895) expone la imposibilidad de añadir a los estudios geológicos sus aplicaciones agronómicas o mineras, que recomienda sean objeto de estudios especiales. La necesidad de hacer la geología del país, ya señalada repetidamente en los R.D. de 1.849 y 1.874, se impone por fin en la práctica.

Entre los trabajos citados destaca muy especialmente la obra de José MACPHERSON (1.874-1.901), que a lo largo de una prolongada serie de publicaciones se ocupa, por primera vez, de la evolución tectónica de la Península y esboza un cuadro cuya validez se mantuvo, en lo sustancial, hasta los años cincuenta de nuestro siglo y que, aún hoy, vuelve a recobrar sorprendente frescura en aspectos que se olvidaron hace ya varias décadas.

La descripción de la geología ibérica, esbozada en 1.871 por la C.C.G.M. y M.G.E. (ANONIMO, 1.871), se limitaba a una serie de generalizaciones estratigráficas, omitiendo todo tipo de referencias de interés tectónico, petrológico o paleogeográfico. De esta memoria se desprende, por ejemplo, el desconocimiento del Cámbrico en las provincias de Córdoba, Sevilla, Badajoz y Huelva, aunque se hace referencia a la posible edad cámbrica de parte de los extensos afloramientos, por entonces atribuidos al Silúrico, en Badajoz.

Desde los trabajos de VERNEUIL et alii, la extensión atribuida al Silúrico en España era abrumadora. Esto se debía, al parecer, a la adopción general de la clasificación del Silúrico realizada en Inglaterra por MURCHISON (1.842), que incluía en tal periodo al conjunto del Paleozóico inferior de Portland (MALLADA, 1.896). Por esta razón, algunos afloramientos de Extremadura, atribuidos al Cámbrico desde LUJAN (1.851) y RODRIGUEZ (1.855), tras la estancia de VERNEUIL y COLLOMB (1.853), y los trabajos de MAESTRE (1.855), quedaron atribuidos al Silúrico.

Posteriormente DELGADO (1.870), EGOZCUE y MALLADA (1.876) y MACPHERSON (1.876) datan y/o delimitan el Cámbrico y el Silúrico.

De gran trascendencia para estos fines fué el hallazgo por MACPHERSON (1.878) de un resto orgánico fósil, que sería clasificado por el Prof. ROEMER como el ARCHAEOCYATHUS (ETHMOPHYLIUM) MARIANUS de edad cámbrica superior. Este hecho se produjo además en circunstancias de especial interés por cuanto la muestra fósil apareció en el seno de unas pizarras calcáreas intercaladas en la serie de calizas que culmina el potente tramo vulcanodetrítico, a su vez discordante sobre una serie metamórfica. Este afloramiento, situado en El Pedroso (Sevilla), junto al curso del río Huesna y en la trinchera del ferrocarril Mérida-Sevilla, quedaba delimitado como Cámbrico por la aparición, muchos metros más arriba en la serie, de un horizonte de pizarras con graptolitas correlacionable con el datado por GONZALO y TARIN (1.879). El afloramiento sería interpretado como la discordancia del Cámbrico superior sobre el Sistema Arcaico o Estratocristalino, que MACPHERSON (1.879,p.160), valoraba del siguiente modo:

..."Queda, por consiguiente, en mi juicio, plenamente demostrado que durante el periodo de tiempo que medió entre la formación de las pizarras arcaicas y el comienzo de la aparición de los primeros sedimentos paleozoicos, tuvo lugar en esta parte de la corteza un profundísimo trastorno, acompañado de erupciones de grandes masas de granito, y que, inmediatamente des

pués, comenzó un gradual hundimiento del terreno, volviendo otra vez, como necesaria consecuencia de este trastorno inverso, a hundirse bajo el nivel de las aguas una gran parte de las tierras, depositándose entonces tanto los sedimentos cambrianos como los silurianos. Este hundimiento, aunque quizás con numerosas oscilaciones, es muy probable que se haya prolongado durante el inmenso periodo de tiempo en que se depositaron no sólo los materiales de esta región, sino también las cuarcitas y pizarras silurianas y los estratos devonianos que hoy se observan en el interior del país; indicando el pequeño desarrollo de los varios afloramientos devonianos que ya en aquella remota época tenía lugar, el definitivo abandono de la Mesta Central por las aguas del mar, que durante tan largo periodo habían estado cubriéndola en gran parte".

Al tiempo, GONZALO Y TARIN (1.879), tras reconocer la continuidad de las calizas con *Archaeocyathus* en la banda que transcurre por las inmediaciones de Alconera, Los Santos, Llerena, y, aún conociendo la datación como Cámbrico Superior realizada por MACPHERSON, las incluye en el Silúrico Inferior. Esto se debió probablemente tanto al interés en seguir la división tradicional como al hallazgo de graptolites en niveles situados inmediatamente sobre las calizas de *Archaeocyathus* en Portugal (MALLADA, 1.896).

GONZALO Y TARIN (op.cit) observó igualmente los conglomerados infracámbricos aflorantes entre Malcocinado y Guadalcanal, pero les atribuyó un origen ligado a las corrientes esporádicas en el mar silúrico. PUIG y LARRAZ, (1.883), en su descripción de la provincia de Zamora, señala evidencias de una inmersión del "estratocristalino" antes del cámbrico, como resultado de los "trastornos" del sistema laurentino. Para él, el Cámbrico inferior es fuertemente detrítico, y, aunque sólo encuentra pequeños fragmentos de micacitas y filadidos en estas rocas, establece la existencia de una discordancia entre esta formación y la infrayacente.

Las restantes descripciones de la época sobre las provincias de Toledo (PEÑA, 1.876), Ciudad Real (CORTAZAR, 1.880), Córdoba (MALLADA, 1.880) y Huelva

(GONZALO Y TARIN, 1.888), no aportan nada nuevo respecto a las relaciones entre Cámbrico y Precámbrico. En general, se va destacando la importancia de los plegamientos hercínicos en la estructuración del Macizo Ibérico y se relega a segundo plano la línea abierta por MACPHERSON sobre la actuación de plegamientos anteriores.

Con anterioridad ya se habían realizado dataciones de materiales de edad Silúrica y Devónica (VERNEUIL y BARRANDE, 1.856; VERNEUIL, 1.853, 1.855) confirmadas por los numerosos hallazgos de fósiles de tales edades durante los trabajos de los ingenieros de la C.M.G., y especialmente MALLADA (1.885, 1.892, 1.896), y HERNANDEZ-PACHECO (1.895, 1.908).

Se reconocía el carácter costero de la sedimentación silúrica (HERNANDEZ PACHECO, 1.908) y la limitada extensión de las cuencas de sedimentación durante el Devónico (MACPHERSON, 1.901; GONZALO Y TARIN, 1.879). Más problemática fué la delimitación del Culm y el estudio de sus relaciones con las series infrayacentes. MACPHERSON (1.879) y CALDERON (1.892) negaban la existencia de Carbonífero inferior, en la provincia de Sevilla el primero, y en todas las cuencas carboníferas de Sierra Morena el segundo. Sin embargo, se aceptaba su datación en Huelva (GONZALO Y TARIN, 1.888), aunque se desconociese su evolución hacia el norte. Aún cuando en Badajoz se había citado anteriormente el Carbonífero inferior (GONZALO Y TARIN, 1.879). En realidad, los abundantes estudios de las distintas cuencas carboníferas se habían dedicado fundamentalmente a valoraciones económicas y descripciones de interés minero, sin ocuparse del contexto geológico de manera suficientemente rigurosa. Sólo en la cuenca de Bélmez se determinaría la existencia de Culm (MALLADA, 1.889).

En cuanto a los terrenos pérmicos y posteriores, desde LAN (1.857) se desconocía que la cuenca del Biar es de edad triásica y posterior a las inyecciones ígneas tan frecuentes en el área.

Las descripciones petrográficas son muy numerosas y con frecuencia de notable calidad en relación al estado de conocimientos de la época. En

este campo destacaron especialmente PRADO, MACPHERSON, GONZALO Y TARIN y CALDERON toda vez que ORUETA, sin lugar a dudas el más eminente petrógrafo de la época, no se ocupó de la Meseta.

Especialmente cabe destacar las frecuentes alusiones de MACPHERSON a los problemas petrológicos que plantean las relaciones entre las rocas ígneas y las encajantes, granitos y pórfidos, e incluso, ya en sus últimos trabajos, a las relaciones entre el metamorfismo, las rocas ígneas y las tectónicas.

Respecto a esta última cuestión, nos extenderemos más ampliamente por cuanto las aportaciones del ingeniero gaditano son de gran interés. A él se deben, en efecto, las primeras definiciones rigurosas de eventos tectónicos. Así, diferenció dos ciclos orogénicos en la evolución de la Meseta. Un primer ciclo de edad precámbrica acompañado de metamorfismo, plegamiento y rocas ígneas, y un segundo ciclo que culminaría con un episodio de edad carbonífera durante el cuál se "contruye la cordillera herciniana", acompañado de plegamiento, efusiones ígneas y metamorfismo. Ambos conjuntos estaban sellados por el Triásico de la cuenca del Biar (MACPHERSON 1.901, p.130-140). Su interpretación de la evolución tectónica de la Sierra Morena se basa en las teorías de Elie de Beaumont, y Suess. Ya PRADO (1.864) había iniciado la aplicación de la teoría de los "Sistemas de Levantamiento" de ELIE DE BEAUMONT (1.828), mediante la enumeración de las principales directrices tectónicas representadas en los terrenos arcaicos y paleozoicos de Madrid. La gran complejidad detectada durante sus trabajos, junto a la penumbra que envolvía en la época a los temas de geodinámica terrestre, le llevaba a rememorar las palabras de LE PLAY (1.833): "Si el fundador de la geología moderna hubiese buscado en Extremadura las bases de su sistema, jamás se le hubiera ocurrido atribuir la formación de las montañas a otra causa que a un desgarramiento de la corteza del globo".

MACPHERSON dedicó especial atención a la evolución estratigráfica desde el Arcaico hasta el Cuaternario, con el objeto de establecer una interpretación de la evolución tectónica del globo (1.901). Sus generalizaciones

tectónicas parten de la idea del predominio de la estructura "uniclinal" en la Península (MACPHERSON, 1.879 b, 1.880), debida al acomodo de los materiales corticales a la contracción progresiva del globo, cuyos efectos aumentaban con la profundidad. Los sedimentos tendían a inclinarse hacia "aquellos puntos que con mayor facilidad descienden en dirección radial". De este modo, las series se amontonan, plegándose o fracturándose cuando se supera el límite de ruptura, pero siempre inclinados hacia determinados puntos en extensos bloques "uniclinales". De un detenido examen de los buzamientos de las estructuras de la Península, sobre las cartografías geológicas de la época a escala 1:400.000, en el mejor de los casos y con insuficiente rigor, dedujo la doble vergencia de la Meseta. En las partes meridional y central las estructuras buzaban hacia el Norte, mientras que en la zona asturgalaica y el límite de León, se inclinaban hacia el Sur. Las vergencias estaban, pues, en oposición. La explicación que propone MACPHERSON, 1.979 b) va apoyada en un pequeño experimento que, no por rudimentario, deja de constituir un primer precedente formal sobre tectónica experimental. Un paquete de lechos plásticos (betún de vidriero) con hojas de papel intercaladas, se oprime mediante un peso situado en el centro y, todo ello, se somete a contracción horizontal mediante una banda de gutapercha estirada. El resultado correspondiente era el plegamiento del paquete de lechos a ambos lados del peso con inclinaciones axiales convergentes hacia un punto situado bajo el peso. Este servía de punto de menor resistencia, debido al peso que gravitaba sobre él y, en consecuencia, el de mayor descenso radial.

En sus descripciones de la tectónica ibérica MACPHERSON (1.901) señalaba la superposición de directrices tectónicas (la NW/SE hercínica sobre la NE/SW precámbrica) y la recurrencia de directrices precámbricas en el seno de las series arcaicas no incorporadas intimamente al plegamiento hercínico (Sierra de Guadarrama), para explicar la inflexión en la rodilla astórica.

Igualmente, MACPHERSON (1.901) diferencia ya en la Meseta Meridional las grandes alineaciones o anticlinorios que en lo sucesivo serán repetidamente citados:

- 1) MONTANCHEZ-PEDROCHES-NORTE DE JAEN.
- 2) PORTALEGRE-AZUAGA-LOS SANTOS.
- 3) EVORA-HUELVA-SEVILLA.

Como indica HERNANDEZ-PACHECO (1.926), las ideas de este gran geólogo gaditano fueron resumidas y difundidas por SUESS en su "Das Anlitz der Erde", para pasar, desde ella, a las obras generales de Geología. Precisamente fué SUESS (1.888) quien, al relacionar los variscides ibéricos con el resto de la cadena, consideró el codo astúrico-galaico como una amplia flexión en las directrices que, procedentes de Cornualles y Bretaña, cruzan la Península Ibérica diagonalmente de NW a SE y continúan después sobre suelo africano por la Meseta Marroquí (LOTZE, 1.929).

1.2.6.— ESTADO DE CONOCIMIENTOS EN 1.926 (1.910-1.926).

La creación del I.G.E. en 1.910 abre una nueva etapa dentro de este periodo de esplendor de las investigaciones geológicas en España. En esta nueva etapa, sin embargo, veremos el inicio de la decadencia de la actividad geológica como resultado, en última instancia, de "un desarrollo industrial incompleto, insuficiente", resultado de la incapacidad de la clase burguesa para acceder al poder político e imponer una transformación al país (JULIVERT, 1.977). Por esta razón, el gran esfuerzo realizado por los ingenieros de la C.M.G.E. sería inútil, al no existir las necesarias condiciones para que se desarrollara una tradición en la investigación geológica española. Como la geología se impulsó sólo como reflejo de las importantes explotaciones mineras existentes en España, en su mayoría en poder de capitales extranjeros, el desarrollo de la investigación y docencia nacional en Geología no fué asumido por las instituciones universitarias junto a otras disciplinas. Podemos, por tanto, decir que el nivel más o menos bajo alcanzado en el país se logró a pesar de, y no como resultado de, las iniciativas oficiales.

El nuevo I.G.E. centra su actividad fundamentalmente en la prospección minera, y hasta 1.927 no se inicia la publicación del M.G.E. 1:50.000 con la hoja de Cantillana (GAVALA, 1.927), una vez reorganizado el I.G.E. en el actual I.G.M.E., por Real Decreto de 1.927.

Por otra parte, después de la publicación de "Das Anlitz der Erde" (SUESS, 1.888), donde se recogen las ideas fundamentales de MACPHERSON, y tras algunas visitas al mediodía español de HAUG, se inician los trabajos de GROTH (1.911 a,b; 1.914 a,b,c; 1.913), primero de la importante serie de geólogos extranjeros, fundamentalmente franceses y alemanes, que se han dedicado al estudio más detallado y metódico de la Meseta meridional. En las etapas anteriores, los trabajos de BOWLES (1.775), PROUST (1.799), LA BORDE (1.808), DESCOURTILITZ (1.809), HAUSSMANN (1.829, 1.830, 1.842), COOK (1.834), LE PLAY (1.834, 1.841), TRAIL (1.835); COLLEGNO (1.850), VERNEUIL (1.850),

VERNEUIL et alii (1.853, 1.854, 1.855, 1.858, 1.864, 1.868, 1.869), LAN (1.851, 1.857), WILLKOMM (1.852), BRUVEMANN y DARCHIAC (1.855) y ROEMER (1.875), muestran la transición desde el interés esencialmente geográfico y minero hasta el más estrictamente geológico, pero dedicado a la estratigrafía y paleontología, en correspondencia con el nivel alcanzado por la Geología en Francia, Inglaterra y Alemania.

Es interesante destacar que, desde el trabajo de ROEMER (1.875) hasta la publicación de GROTH (1.911), durante un intervalo de 36 años, la aportación extranjera al conocimiento de la geología del Macizo Ibérico meridional es escasa o nula. Un periodo semejante de predominio de la investigación geológica española no se ha vuelto a repetir hasta la fecha. Y es que, ni la C.M.G.E. ni las Escuelas de Minas existentes, crean la necesaria tradición geológica porque en ningún momento se acometen las reformas necesarias del sistema educativo. GROTH es el primero de la serie de geólogos modernos que, progresivamente, conforme la penetración económica francesa y belga, posteriormente la alemana y americana, se apropian de una parte importante de la minería española, van estudiando y poniendo al día la geología de la zona que nos ocupa. Este periodo de esplendor de la geología española se desarrolló de la mano de las primeras promociones de ingenieros de minas. Cuando las necesidades crecientes de producción de materias primas minerales exige de estos profesionales centrarse en las tareas propiamente de explotación, decaen progresivamente los estudios geológicos. Como, además, la penetración de capital extranjero iba acompañada, normalmente con anticipación, de la llegada de misiones de prestigiosos geólogos extranjeros, el desarrollo de la minería no supuso el de la investigación geológica nacional. Por otra parte, estas compañías, que enviaban a excelentes profesionales de sus países de origen, no hubieran podido, caso de haberlo intentado, contratar a especialistas en geología formados en España, porque el nivel alcanzado en nuestras Escuelas de Minas no era, de ningún modo, competitivo en esta época.

El hecho es que, desde 1.910, podemos observar el crecimiento en importancia de la intervención de geólogos extranjeros en el estudio de la OSSA MORENA y, paralelamente, el declive precipitado en calidad y cantidad de los estudios realizados por españoles. En este sentido cabe diferenciar una etapa entre 1.910 y 1.936, que se va a caracterizar por esta decadencia del interés de la geología realizada por españoles en la zona.

En 1.926 se celebra, sin embargo, el 14 C.G.I. de Madrid, hito que —pienso— es fruto tardío de la época de la C.M.G.E. y del prestigio alcanzado por la geología española de la mano de ingenieros como MACPHERSON, MALLADA, PRADO o SCHULTZ.

Por otra parte, es cierto que la decadencia española se hace definitivamente patente a partir de esta última fecha en que los trabajos de RICHTER, y LOTZE, iniciados desde 1.927 y 1.929, inauguran una larga etapa en que predomina la escuela de Göttingen —con el precedente valiosísimo de A. BORN, (1.916)— característica ésta peculiar del periodo 1.939-1.963, en que la decadencia de la geología llega a tocar fondo en el contexto de la postguerra y la decadencia cultural y científica de la larga postguerra.

Centrándonos en los conocimientos sobre la Meseta Meridional elaborados en el periodo 1.910-1.926, recogidos de una u otra forma en los trabajos presentados al 14 C.G.I., veamos los principales avances realizados.

GROTH (1.911, 1.913, 1.914,a,b,c), estudia el área comprendida entre Almadén, Puertollano, Andújar, Córdoba, Bélmez y el curso del río Zújar. Sus publicaciones finales hacen la primera descripción general moderna que supera las establecidas por los geólogos de la C.M.G.E. y, basándose en los datos paleontológicos de VERNEUIL y PRADO, establece una columna estratigráfica válida para la Sierra Morena Oriental, en los siguientes términos:

- | | |
|-------------|---|
| PRECAMBRICO | - esquistos sin fósiles análogos al Precámbrico de Bretaña. |
| CAMBRICO | - esquistos y areniscas de Alcuña. |
| ORDOVICICO | - arenisca armoricana concordante muy potente, esquistos pizarrosos con Calymene Tristani, arenisca con Trinucleus. |

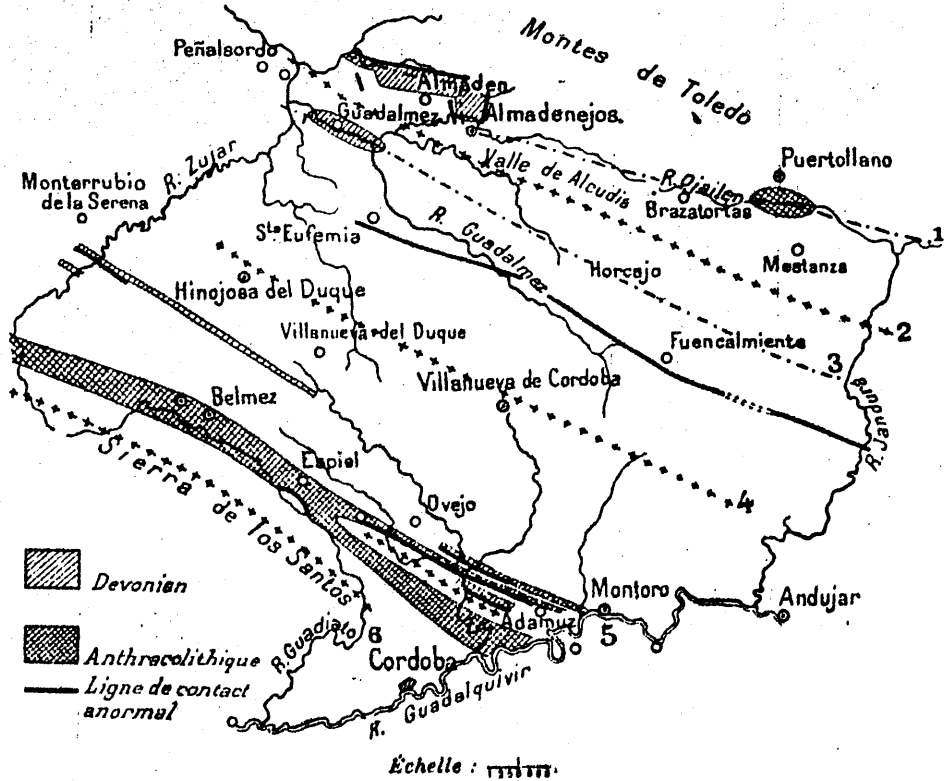
- GOTHLANDIENSE -> cuarcitas, ampelitas con *Monograptus* e intercalaciones calcáreas.
- DEVONICO INFERIOR - con *Atrypa reticularia* y *Uncinulus Subwilsonianus*
- SUPERIOR - areniscas y calizas con *Rinchonella*, *Spirifer*, esquistos con *Goniatites* de Guadalmez.
- CARBONIFERO VISENSE - calizas con *Productus*.
- ESTEPHANIENSE - discordante y subhorizontal. Conglomerados, pizarras y lechos carbonosos.

Muy sintéticamente, sus aportaciones en cuanto a la Paleogeografía y Tectónica de la región, se pueden resumir del siguiente modo:

El Devónico superior, con Cefalópodos de Guadalmez, lo correlaciona con las series equivalentes con *Goniatites* de Portugal (St. Domingo), Bretaña (Rostellec), Alemania (Nehden) y el Sahara (Oranais). El afloramiento de Guadalmez constituiría, según su opinión, "un jalón entre eux et accentue encore la caractere armoricain-varisque des chaînes paléozoïques du Sahara Septentrional". En même temps il augmente notablement l'extension des faciès faméniens à céphalopodes qui n'avaient pas encore été signalés dans la Meseta Ibérique". (GROTH, 1.913, p.526). Señala, además, el hundimiento del geosinclinal devónico hacia el término de este periodo, puesto que aparecen, sobre los sedimentos detríticos someros de la base, las arcillas con *Goniatites* de mar profundo (GROTH, 1.911). Asimismo, destaca la importancia del eje granítico de Villanueva de Córdoba, en cuanto al papel desempeñado probablemente como barrera emergida desde el Cámbrico, que supuso la compartimentación en dos áreas: en la situada al Norte, se depositaría una serie continua desde el Cámbrico al Devónico superior, y, tras una emersión, se brevendría el depósito del Estephaniense en régimen lacustre; en el área situada al Sur, las características principales serían la presencia de una serie potente correspondiente al Precámbrico y al Cámbrico de Sevilla y Córdoba, plegada y fuertemente metamorfozada, la existencia de una etapa de erosión posterior y depósito de numerosas cuencas hulleras (GROTH,

1.914 b). Desde el punto de vista tectónico, define a la Sierra Morena como una región de pliegues hercinianos de directriz NW/SE, distribuida en una serie de anticlinales y sinclinales (ver fig. 1-5). Caracteriza al Sur de Sierra Morena por la existencia de potentes series azoicas adjudicadas provisionalmente al Precámbrico al Sur de Adamuz, afectadas por un metamorfismo de edad antecarbonífera. Además, esta potente serie precámbrica y cámbrica habría sido fuertemente metamorfizada y plegada en el geosinclinal de la Sierra de los Santos, y "c'est transgressivement, sur ces couches déjà atteintes par le métamorphisme, que s'est déposé le Westphalien à Bélmez". (GROTH, 1.914c p 1.946). Este, a su vez, sería plegado posteriormente. Tras el plegamiento hercínico la región funcionaría como un horst afectado por simples movimientos epirogénicos, como resultado de los cuáles, los pliegues hercínicos se hundirían hacia el SE suavemente, bajo el Neógeno del golfo del Guadalquivir. Después, el relieve sería elevado y rejuvenecido. Su interpretación de la línea frontal de Sierra Morena sobre el Guadalquivir como un "ennoyage accompagné peut-être des fractures secondaires", frente al diagnóstico aceptado entonces de gran línea de fractura (MACPHERSON, 1.901), suscitaba una viva polémica que se reflejaría en algunas comunicaciones presentadas al 14 C.G.I. (CARBONELL, 1.926).

Entre los autores españoles destacan HERNANDEZ PACHECO (1.912, 1.917, 1.918 a y b, 1.922 y 1.926), CARBONELL (1.917, 1.922, 1.926a,b,c,d,e,f,g,h, i, j, k, l) junto a las aportaciones de la escuela portuguesa (PEREIRA, 1.919, 1.920), y la transitoria aparición en esta escena del relevante geólogo catalán FAURA i SANZ (1.914, 1.922), con motivo de unos trabajos mineros en Córdoba. En esta época realizaron, igualmente, los alemanes algunos de sus primeros trabajos paleontológicos sobre las formaciones del Ordovícico (BORN, 1.916 y 1.918) y Gothlandense (HENKE y HUNDT, 1.926) del sector de Almadén. Se inicia así la importante presencia de paleontólogos y estratígrafos alemanes, que culminaría posteriormente con el grupo de LOTZÉ,



1. Synclinal d'Almaden-Puertollano; 2. Anticlinal de l'Alcudia; 3. Synclinal de Guadalmez-El-Hoyo; 4. Axe granitique; 5. Bassin houiller de Belmez; 6. Région métamorphique de la Sierra de los Santos.

Fig. I- 5 . Esquema tectónico de Sierra Morena oriental según GROTH (1914).

continuado prácticamente hasta nuestros días con los trabajos de SCHDZUY.

De gran valor es el trabajo sobre el tramo de CALYMENE TRISTANI (Arenig superior a Caradoc) en el sector de Almadén (BORN, 1.916), traducido y publicado en España casi cuarenta años después (MELENDEZ, 1.953). Se trata de uno de los primeros estudios sistemáticos sobre Cistideos, Braquiópodos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Cefalópodos, Ostrácodos y Trilobites de una serie ibérica determinada para establecer precisiones es tratigráficas.

BORN establece la siguiente estratigrafía para el Paleozóico inferior:

ORDOVICICO MEDIO (SILURICO INFERIOR MEDIO)

TRAMO CALYMENE TRISTANI

zona de ORTHIS CALLIGRAMMA. LLANDEILO SUP.
zona de PLACOPARIA TOURNEMINEI. LLAND. MEDIO
zona de ORTHIS RIBEROI. LLANDEILO INFERIOR.

ZONA DE DIDYMOGRAPTUS

ORDOVICICO INFERIOR:

CUARCITA ARMORICANA

CONGLOMERADO BASAL EVENTUAL

discordancia

SERIES PREORDOVICICAS: Cámbricas y/o Precámbricas.

El autor extrae además interesantes conclusiones paleogeográficas referentes a la compartimentación de la profunda cuenca marina del Ordovícico medio inferior (zona de Didymograptus), que cubría la extensión centro-occidental europea, para dar lugar a cuencas menores, más o menos aisladas, con relaciones faunísticas más o menos escasas y complejas (Ordovícico medio, tramo de Calymene Tristani). Estas cuencas estarían aisladas por la elevación de bloques que comprendían Bohemia-N. de Francia y el Golfo de Vizcaya-Garona. En la situación resultante se haría imposible la generalización de límites estratigráficos y las correlaciones sólo serían útiles partiendo

de cortes muy próximos entre si. A partir del Caradoc, la cuenca restablece la profundidad necesaria para la homogeneización de las faunas, como se comprueba en los Graptolites.

En una ampliación posterior de este trabajo (BORN, 1.918) establece la continuidad de la sedimentación en el sector de Almadén entre el Ordovícico (y quizás el Cámbrico) y el Devónico Inferior inclusive. La evolución paleogeológica del Paleozoico señalaría una única interrupción de la sedimentación durante el Devónico Medio, en que aparecen rocas volcánicas, areniscas y conglomerados, como indicación de una emersión localizada en el tiempo. Ya en el Devónico Superior el depósito de pizarras rojizas y cuarcitas azoicas, junto a grauwackas fosilíferas ricas en Spiriferidos e intrusiones de doleritas, señalan un depósito marino de débil profundidad, que, después, durante el Fameniense, pasaría a ser más profundo (Fauna de Cefalópodos del Guadamez).

Posteriormente, por encargo de la Compañía Minera de Los Guindos, volvería este autor a estudiar las series de la Meseta Meridional al NE de Linares en torno a los yacimientos de su distrito minero. Así, HENKE y BORN (1.926) estudian una serie estratigráfica que comprende los siguientes materiales:

SILURICO

SUPERIOR	Wenlock	Pizarras con Graptolites afectadas por metamorfismo de contacto que produce andalucita.
	Tarannon	
	Llandovery	
INFERIOR	Caradoc	Cuarcitas del Castellar
Zona de	Llandeilo	Pizarras del Castellar
Calymene	Arenig	Calizas de Urbana y banco de Orthis
Tristani		Estratos de Orthis.
	Arenig?	Cuarcitas de Los Guindos
	" ?	Pizarras de Los Guindos.

CARBONIFERO

CULM

Estratos de Campana: ; pizarras, conglomerados y grauwackas (consideradas antes como Cámbricas).

TRIASICO

Discordante, casi horizontal buzante al S.

MIOCENO Y CUATERNARIO.

A partir de este trabajo se iniciarían otros sobre los Graptolites de Sierra Morena, que suscitarían una interesante polémica sobre la bondad de las clasificaciones realizadas por HENKE y HUNDT (1.926), en el trabajo, más completo, de HABERFEINER (1.931). En efecto, este último autor demostraría, una vez corregidas buena parte de las clasificaciones de HUNDT, que en la serie de Los Guindos no se encuentra representado todo el Silúrico superior, sino sólo en las zonas 19-22 de Elles-Wood, ésto es, entre Llandovery Medio y Tarrannon inferior. Además, señalaría la estrecha relación existente con las faunas del mar Silúrico del Norte, frente a las escasas conexiones con las de Bohemia, en línea, al parecer, con lo apuntado ya por BORN (1.918).

En torno a los distritos mineros de Almadén y Linares-La Carolina se iban efectuando importantes avances, como hemos visto, en el conocimiento geológico. En estas áreas se estudiaba el Paleozoico inferior más bajo aflorante, es decir, el Ordovícico, mientras que el Cámbrico datado sólo aparecía al Sur, como ya se había reseñado en áreas de menor interés inmediato para la minería y, consecuentemente, menos investigadas (GROTH, 1.914b).

Por ello es de especial importancia el descubrimiento por HERNANDEZ-PACHECO (1.917, 1.918 a y b) de abundantes Archaeocyatidos en la Sierra de Córdoba. Entre las aportaciones de su trabajo, se cuentan las siguientes:

Atribución de una mayor extensión al Carbonífero en la Sierra de Córdoba, hasta el punto de afirmar que gran parte de los terrenos esquistosos atribuidos al Cámbrico pertenecen al Carbonífero. Esta conclusión, actualmente

en buena parte invalidada, suponía atribuir las grauwackas, pizarras negras y conglomerados de Las Ermitas al Carbonífero Inferior (HERNANDEZ-PACHECO, 1.918a), con lo cuál se eliminaba la posibilidad de discordancia entre el Cámbrico inferior y el Precámbrico tal como hoy se acepta (LIÑAN, 1.975, 1.976) y, sobre todo, tal como ya había señalado MACPHERSON (1.874), en otras áreas de la Ossa Morena.

Una segunda conclusión se refiere a la edad Cámbrica (Georgiense Superior-Acadiense Inferior) de la formación de pizarras calcáreas y arcillosas verdosas o violáceas y calizas marmóreas que contenían los Archaeocyathidos en la Sierra de Córdoba. La polémica sobre la edad de estos fósiles se prolongaría aún varias décadas, hasta situarlos en el Georgiense Medio.

Otra conclusión del autor en cuestión consiste en reafirmar la existencia de la falla del Guadalquivir, que sería visible en Córdoba. A favor de esta falla se alojarían las andesitas que se extienden a media ladera del Cerro de La Ermita, actualmente atribuidas al "eocámbrico" (LIÑAN, op cit.).

El trabajo que más ampliamente refleja las ideas de este autor sobre la Meseta es la síntesis geológica presentada al 14 C.G.I. de Madrid (1.926): "La Sierra Morena y la Llanura Bética". En él describe la Sierra Morena, distribuyéndola en nueve zonas frente a los esquemas más sencillos de MACPHERSON y GROTH.

Este esquema, aparentemente más detallado, es una sofisticación del realizado por GROTH (1.918) en la zona oriental y mucho menos detallado que el de MACPHERSON (1.901) en la zona occidental.

En cuanto a la estratigrafía, adopta las ideas de MACPHERSON sobre el Precámbrico y realiza una aceptable síntesis del Paleozóico, no exenta, sin embargo, de errores en relación a los conocimientos de la época. Por ejemplo, destaca la inexistencia de afloramientos devónicos al Sur de la Sierra de los Santos, cuando se había establecido su aparición, al menos, en el sector de Aracena y, de manera mucho más extensa, en las bandas de Ficalho y S. Domingos de Portugal que, por defectos de la cartografía española existente, acababan justo en la frontera.

DUPUY y NOVO (1.926) proponen un nuevo esquema en el que se amplía sensiblemente la presencia de Devónico en Huelva.

La Tabla I-1 resume la Historia Geológica propuesta por HERNANDEZ-PACHECO, (1.926).

En cuanto a los plegamientos prehercínicos, es necesario referirse a ALVARADO (1.923) y CARBONELL (1.926 a,j).

El primero de ellos apoya las ideas de MACPHERSON y señala que la Meseta Meridional está afectada predominantemente por los movimientos hercínicos, sin que se dejen de observar en los materiales del Paleozóico inferior y Precámbrico efectos de los plegamientos huronianos y caledonianos.

CARBONELL (1.926 j) destaca la reserva que se había de tener ante los M.G.N. de la época, especialmente ante los afloramientos del Cámbrico que, si bien sólo estaban datados en CIUDAD REAL (MALLADA, 1.911), CORDOBA (HERNANDEZ-PACHECO, 1.917) y SEVILLA (MACPHERSON, 1.874), llegaban a alcanzar una extensión sobre la cartografía de 43.275 km^2 . Frente a HERNANDEZ-PACHECO (cuadro adjunto), señalaba además el tránsito insensible entre Devónico y Culm, idea ésta apoyada por FAURA i SANZ en una intervención posterior a la comunicación, durante los debates del 14 C.G.I.

Las ideas tectónicas de la época sobre la Meseta se basaban fundamentalmente en SUESS, presente, por cierto, en el 14 C.G.I. junto a personalidades como STAUB, STILLE, FALLOT, FOURMARIER, PETRASCHECK, etc. CARBONELL (1.926) plantea extensamente esta cuestión bajo la perspectiva de las hipótesis vigentes, basadas esencialmente en el modelo de enfriamiento progresivo de la Tierra, el cuál, al provocar la contracción paulatina, asignaba a fracturas y fallas el "valor tectónico fundamental y hasta exclusivo en las modificaciones de la litosfera primitiva" (pp. 1103). De este modo, la corteza se dividía en "zonas de estratigrafía horizontal o dovelas originales" y regiones de "estratificación profundamente alterada, correspondientes a zonas marginales o de separación de dovelas bien diferenciadas". En resumen, pues, se distin

	PERIODO	ESTRATIGRAFIA	PISO	PALEOGEOGRAFIA	TECTONICA	METAMORFISMO	MAGMATISMO	PALEONTOLOGIA
MESO- ZOICO	TRIASICO	Areniscas , conglom. y calizas.		mar hacia el SE. Costero	fractura		efusiones acid./basico.	Flora.
P A L E O Z O I C O	CARBONIFERO	conglom., areniscas y pizarras, hulla. Calizas(N) facies Culm (s)	Estefanien. Westfalien. Dinantien.	lacustre somero/costero nerítico hacia N. profundo hacia S.	Plegamiento Hercínico máximo.	intenso	granitos	Flora Flora Crinoid, Coral, Braqu.
	DEVONICO	pizarras rojizas calizas , arenis. conglomerados.	Fameniense Coblencien. Eifeliense.	mar profundo mar somero transgresivo y poco potente. Emersion.				Cefalópodos Braquiópodos Lamelibranquios.
	SILURICO	pizarras ampelíticas conglomerados y cuarzitas.	Superior Medio Inferior	mar profundo mar costero				Calymene Tristani Graptolites. Cruziana, Scolithus.
	CAMBRICO	Calizas y dolom. pizarras calife. pizarras arcill. congl. cuarcitas	? ? Georgiense	neríticos profundos costeros				Arqueociátidos.
P R E C A M B R I C O		talcitas, pizarras sericiticas, anfibolitas y calizas cristalinas. gneis micáceos y micacitas. gneis granitoides y amigdaloides.		tres núcleos emergidos : Galicia , Cordillera Central y Zona Bética.	huroniana	huroniana: gneises y micasquistos	granitos rocas básicas.	

Tabla I - 1. Historia Geológica de la Meseta Meridional según HERNANDEZ-PACHECO (1926).

guían: dovelas (pilares) y zonas de soldadura fuertemente deformadas y con abundantes "asomos hipogénicos". La extensión de estas dovelas, conforme iban siendo fracturadas, se reducía a lo largo del tiempo geológico; así, las hercínicas serían mucho más amplias que las alpinas.

Al estudiar los plegamientos de la Meseta, el autor considera como evidencias de la orogenia caledoniana la discordancia Devónico/Silúrico, "la plegadura de las cuarcitas de Fuencaliente y Despeñaperros que no pasa al Carbonífero de Puertollano" y el rumbo E-W de los Montes de Toledo.

Por otra parte, la discordancia clara entre el Cámbrico y el llamado "Estrato cristalino" o Precámbrico de la Sierra de Córdoba, indicaría la presencia de los movimientos huronianos.

De este modo, los movimientos hercínicos (Westfaliense/Estefaniense) ESE/WNW se superpondrían a los movimientos caledónicos (silúrico) de directrices EW, y éstos, a su vez, a los huronianos (precámbricos) de directriz SE/NW.

En realidad, el horizonte establecido por MACPHERSON (1.901) en cuanto a las ideas tectónicas se mantendría aproximadamente vigente durante varias décadas, mientras se mantuvo que la contracción cortical y la fracturación eran el mecanismo orogénico director. La vigencia de tal concepción se prolongó, además, por el efecto de inercia producido por la decadencia y la ulterior postración de las ciencias geológicas durante la larga postguerra española, que, a la nula investigación geológica, sumó, con resultado multiplicador, el absoluto aislamiento respecto a los avances geológicos realizados en otros países.

1.2.7.- ESTADO DE CONOCIMIENTOS EN 1.939 (1.927-1.939).

El R.D. de 7/1/1.927, por el que se transforma el I.G.E. en I.G.M.E., permite situar el inicio del periodo en un momento en que, oficialmente, se toman medidas para adecuar los servicios geológicos estatales a las necesidades del desarrollo del inmaduro capitalismo español. En la exposición de dicho Decreto se alude concretamente a la necesidad de "preparar un verdadero mapa geológico, análogo al que poseen todas las naciones adelantadas" como un "instrumento de trabajo que pueda ser utilizado por nuestra industria minera, por los servicios de Obras Públicas, por los agricultores y por cuantos se dediquen a los estudios de carácter científico". Es la época en que la "dictablanda" de Primo de Rivera da paso al último periodo monárquico con ALFONSO XIII, y en el que la gran crisis económica internacional incide gravemente en nuestro país, cuya evolución política hacia la II República enciende una luz de esperanza en los anhelos de profundas transformaciones que albergaban las masas populares.

Los estudios geológicos de interés para la Meseta Meridional proceden fundamentalmente de autores alemanes (RICHTER, 1.927, 1.929; HENKE y HUNDT, 1.926; HENKE y BORN, 1.926; BURRI, 1.928; LOTZE, 1.929, 1.939; MULLER, 1.929; AITKEN, 1.930; SCHRODER, 1.930; HABERFEINER, 1.931; DOETSCH, 1.932; BRINKMANN, 1.933; SCHNEIDER, 1.939; y SIMON, 1.939 a y b); francobélgas (PATAC, 1.927; CIHY, 1.936) y portugueses (CARRINGTON, 1.931), mientras que la relativamente abundante bibliografía española (GARCIA SIÑERIZ, 1.929; CARBONELL, 1.927); HERNANDEZ PACHECO, 1.929; ALVARADO, LA ROSA y HERNANDEZ PACHECO, 1.929; CUETO y RUI-DIAZ, 1.932; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.932; RUBIO, ALVARADO y HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.935; y PARGA-PONDAL, 1.935, en su mayoría relacionados con el I.G.M.E.), es relativamente de menor interés y, en su mayoría, abundante en excesos retóricos más que en datos rigurosos de una observación geológica detallada y metódica.



A partir de 1.928 el I.G.M.E. inicia la publicación de las hojas del M.G.E. a escala 1:50.000. Se publican en primer lugar las hojas correspondientes a Alcalá de Henares (nº 569. 1.928) y Almodovar del Campo (nº 810, 1.929). Son mapas que incluyen la topografía y curvas de nivel cada veinte metros, junto a la cartografía geológica. La segunda de ellas es realizada por ALVARADO, LA ROSA y HERNANDEZ-PACHECO. Este último autor firmaría un gran número de hojas de la Meseta Meridional, como geólogo adjunto de la QUINTA REGION GEOLOGICA, habitualmente junto a ROSO DE LUNA, Ingeniero Jefe adscrito a dicha región (Salamanca, Cáceres, Toledo, Badajoz, Ciudad Real, N. de Córdoba y Jaen).

Esta novedad hubiera podido impulsar el conocimiento más profundo de la geología española, pero la ausencia de infraestructura adecuada para la realización de este proyecto, tanto en lo que se refiere a medios materiales como a personal cualificado, redundaría en la confección de mapas, en general poco precisos cuando no plagados de errores de observación, rutinarios y nada útiles para las funciones que tan claramente se especificaban en la exposición del R.D. de creación del I.G.M.E. En cuanto a las publicaciones españolas citadas, no ofrecen ninguna aportación fundamental.

Se reafirma la existencia de la falla del Guadalquivir, mediante el uso de métodos geofísicos(GARCIA SIÑERIZ, 1.939).

Se modifican los afloramientos cartografiados de algunos Sistemas. Así, por ejemplo, se reduce la extensión del Cámbrico en beneficio del Silúrico, por la atribución a tal edad de las pizarras de Alcudia (HERNANDEZ-PACHECO, 1.929) frente a la edad cámbrica atribuida desde GROTH (1.914), o por el hallazgo de Monograptus en Cazalla(HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.932), aunque sin establecer una estratigrafía detallada. Se amplía la extensión de los afloramientos de Devónico, Carbonífero Inferior y Pérmico, en detrimento de los del Paleozoico Inferior (CARBONELL, 1.927b), aunque tampoco se ofrezcan argumentos paleontológicos y series detalladas.

Se especula sobre los posibles efectos de la orogenia Alpina en la Meseta (CUETO y RUI-DIAZ, 1.932).

La Explicación del nuevo M.G.E., a escala 1:1.000.000 (RUBIO, ALVARADO y HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.935) permite contemplar el estado de conocimientos de la época. En este primer volumen se resumen los datos existentes sobre rocas ígneas y metamórficas (hipogénicas) y sobre el Precámbrico y el Cámbrico. La síntesis sobre el Silúrico se publicaría algunos años después (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1.942). Respecto a las rocas hipogénicas, se describen las pegmatitas de Piconcillo, Argallón y Villaviciosa, las dioritas de Montánchez y Mérida y el batolito de Aljucen. En cuanto a los terrenos Arcáicos o precámbricos, se registra la novedad de abandonar el término de "Estrato-cristalino". ALVARADO cita los afloramientos de Azuaga-Córdoba (1.300 km²), Mérida-Zafra (entre Almendralejo y Villafranca de los Barros) y Fuente de Cantos-Cazalla de la Sierra, diferenciados ya desde MACPHERSON (1.879b). Reconoce que "desconocemos la existencia de modernos estudios que se refieran a esta región en su conjunto". Para el Cámbrico, HERNANDEZ-SAMPELAYO sigue la subdivisión de WALCOTT(1.891):

- POSTDAMIENSE (OLENUS) - Cámbrico Superior
- ACADIENSE (PARADOXIDES) - Cámbrico Medio
- GEORGIENSE (OLENELLUS) - Cámbrico Inferior.

La Meseta Meridional se caracterizaría por la falta del Cámbrico superior, mientras el Cámbrico medio estaría representado por "el único nivel uniforme de España": las calizas con *Archaeocyathus*. Por otra parte, el Cámbrico inferior no estaría bien definido, y presentaría, de acuerdo con MACPHERSON (1878), un límite inferior de discordancia.

El nivel continuo de calizas de *Archaeocyathus* correspondería a las calizas acadienses de Zafra (Alconera)-Guadalcanal-Llerena, conocidas desde antiguo (ver periodos anteriores).

En cuanto al Cámbrico azóico aflorante bajo los conglomerados silúricos (ordovícicos) de Toledo y Ciudad Real, señala este autor que "se debe admitir la concordancia entre los dos primeros sistemas paleozóicos, aunque los cambios de pendiente sean mucho más frecuentes en el Cámbrico que en el Silúrico, lo que supone en ciertos puntos una discordancia angular apreciable". Es decir, se resta importancia a la discordancia ordovícica (sárdica), para atribuirle un carácter más accesorio, de oscilaciones temporales, como indicarán BORN (1.916), GROTH (1.914) y HERNANDEZ-PACHECO (1.929).

En cuanto a los trabajos de autores alemanes, hay que destacar la gran atención prestada a los problemas stratigráficos y paleontológicos. Así, los esposos RICHTER (1.939) estudian los trilobites del Carbonífero Inferior español, con lo que aportan nuevos criterios para la difícil diferenciación entre el Culm y los terrenos subyacentes. Sobre el Cámbrico, igualmente los esposos RICHTER (1.927) habían establecido precisiones sobre la edad de los *Archaecyathus*, al reconocer que "la existencia del género *Isoxis* como tal confirma la opinión de que las formaciones de *Archaecyathidos* se radican en el Cámbrico Inferior y en el Medio, y, con mayor verosimilitud, en el Cámbrico medio..." Por su parte LOTZE (1.939) encuentra nuevos afloramientos de Trilobites del Cámbrico en Huelva, Badajoz y Sevilla. SIMON (1.939 a y b) considera a las calizas marmóreas del Norte de la provincia de Sevilla como de edad Cámbrico Medio-Superior, y formadas por diagénesis a partir de algas calcáreas con influencia de la descomposición de los tejidos orgánicos de los *Archaecyathus* en la formación de nódulos calcáreos.

El Paleozóico se estudia de nuevo en la región de Almadén (CIARY, 1.936), para extraer conclusiones semejantes a las reseñadas anteriormente por BORN (1.918), aunque expresadas con la nomenclatura vigente, que separaba ya el Ordovícico y el Gothlandiense.

De interés tectónico general para la Meseta sería la polémica sustentada por STAUB (1.926), STILLE (1.927) y LOTZE (1.929), que se prolongaría después con SEIDLITZ (1.931), para ser cerrada momentáneamente por LOTZE (1.943).

STAUB (1.926) plantea la existencia en la Meseta de fajas plegadas pertenecientes a los plegamientos laurentinos (el "bloque arcáico" entre Galicia y Sierra de Guadarrama), Caledonianos (rodeando al anterior) y hercinianos (alrededor de los anteriores). Tanto STILLE (1.927) como LOTZE (1.929) rechazan tales ideas al considerar demostrado el carácter varisco de la arquitectura general de la Meseta. LOTZE (1.929) realiza, por encargo de STILLE, un amplio y meritorio trabajo sobre las cadenas celtibéricas en el que trata de investigar las líneas directrices de las cadenas ibéricas antiguas, con objeto de extraer "consecuencias generales sobre la estructura de la orogenia varisca europea". Una de las conclusiones que obtuvo, extendida posteriormente por diversos autores, se refiere a la edad del "estrato-cristalino" celtibérico. Para este autor, se trata de materiales paleozóicos metamorfizados, especialmente silúricos, y en ningún caso de series precámbricas. Llama la atención sobre la atribución precámbrica o arcáica a los gneises españoles, puesto que en Guadarrama oriental cree haber demostrado la transición insensible entre las rocas cristalinas y los sedimentos silúricos. Tras establecer, con abundante fauna, la estratigrafía y paleografía de la región estudiada, determina la presencia de manifestaciones orogénicas precámbricas (en la base del Cámbrico) y sólo débiles discordancias entre el Cámbrico inferior y superior, así como entre el Cámbrico Superior y el Silúrico. En consecuencia, no admite evidencias de la orogenia Caledoniana. Señala la importancia del plegamiento Varisco, en su fase Sudético-Astúrica (Carbonífero Medio), como responsable principal de la estructuración del área.

SCHRÖDER (1.930) reafirma las tesis de LOTZE (1.929) sobre la edad paleozóica (cámbrica o silúrica) de las rocas metamórficas del zócalo aflorante en

el Guadarrama y la edad varisca del metamorfismo regional observable.

En una síntesis que recoge amplia bibliografía, CUETO y RUI-DÍAZ (1.932) analiza los efectos de la orogenia Alpina sobre la fracturación de la Meseta y admite la existencia general de indicios de orogenias precámbricas, caledonianas y hercinianas.

Para terminar, señalaremos los trabajos de WASHINGTON (1.927), en los que publica análisis químicos de granitos de la España Central, poniendo en evidencia su carácter calco-alcalino y sódico-potásico. Al reconocer la ubicación de rocas alcalinas periféricamente (Guipuzcoa, Bilbao, Olot y Gerona, Cabo de Gata) respecto al macizo granítico central, alude a la similitud entre esta disposición zonada y la que presentan los Escudos canadiense, brasileño y fenoescandinavo.

PARGA-PONDAL (1.935) inicia la clasificación de los granitos galáicos tratando, en un primer ensayo, de relacionar su composición mineralógica (especialmente el predominio de moscovita o biotita), aspecto de visu (fábrica) y asociación de cortejos filonianos con el periodo orogénico en que intruyeron. Así, distingue granitos arcáicos (moscovíticos, leucocratos, gnefsicos y, con frecuencia, pegmatitas y lamprófidos asociados) aflorantes en Lage, granitos huronianos (con biotita y moscovita, pegmatitas y feldespatos blancos), que abundarían en Orense, Pontevedra y parte de La Coruña, y granitos hercinianos (biotíticos, con abundantes gabarros y sin filones asociados), que serían los más generalizados, especialmente en Lugo. El autor insiste, además, en la importancia de acometer el estudio del quimismo de las rocas ígneas. Son los pasos previos para la introducción de las modernas Petrología y Geoquímica en las ciencias geológicas y para su aplicación al estudio de la Meseta.

En resumen, podemos apreciar en esta época avances de gran importancia en el conocimiento de la estratigrafía y paleontología de la Meseta, de la mano de los autores extranjeros, especialmente en lo que se refiere al

Carbonífero, Devónico, Silúrico y Ordovícico. Como veremos, los avances sobre el Cámbrico y Precámbrico se realizarían años después.

Aún cuando la teoría de la estructuración se halla ya en franca decadencia, desde el punto de vista de la Tectónica, este periodo supone la aplicación en España de las ideas de STILLE (1.924) que, basadas en tal hipótesis, admiten una presunta regularidad en el espacio y en el tiempo de las etapas de deformación.

1.2.8.— EL PERIODO 1.939-1.963.

Aunque el proceso de deterioro de la investigación geológica española va de la mano de la internacionalización de la economía, y de los sucesivos fracasos en los intentos de desarrollo económico de la España Contemporánea, se habían realizado intentos de actualización científica, que vinieron a quedar interrumpidos al desgraciado fin de la II República. Así, la Institución Libre de Enseñanza, las Universidades, (con la sección de Geológicas de Barcelona, creada en 1.910, por donde pasan geólogos (naturalistas) como S.MIGUEL, SOLE, LLOPIS, CRUSAFONT, VILLALTA...) desaparecen definitivamente o se pierde su contenido, precisamente en una época en que la gran influencia de la Escuela de GOTTINGEN y la aparición de jóvenes promesas en la Geología española permitían esperar un futuro renovado (JULIVERT, 1.977).

La Guerra Civil eliminó todas estas posibilidades, y el desarrollo autárquico del régimen Franquista, que comenzó con la liquidación física o expatriación de la mayor parte de los científicos españoles, continuó con el acceso a las plazas vacantes de numerosos adictos al régimen, en muchos casos con méritos exclusivamente políticos y dudosísima formación profesional.

A pesar de todo, hay destellos positivos en cuanto al mantenimiento de un contacto con los centros en que se desarrollaba el conocimiento geológico. En este sentido, hay que valorar positivamente las visitas de FALLOT y la activa presencia de la Geología de la Escuela de LOTZE. Esto era especialmente importante en una época en que, con la Revolución Científica y Técnica (BERNAL, 1.954), se va a disparar la investigación científica, en general, y muy particularmente el conocimiento de la corteza, por las necesidades del intenso desarrollo material, ligado a la nueva etapa del capitalismo monopolista multinacional.

Volviendo al desarrollo de las investigaciones geológicas sobre el Macizo Ibérico Meridional, vemos que, entre 1.939-1.963, de los 120 trabajos de

tal índole que se han podido recoger, sólo unos treinta corresponden a autores españoles y no son, precisamente, de gran valor en cuanto a aportaciones originales. Los trabajos de mayor interés, entre la producción española, aparecen ya en la década de los 60, coincidiendo con una cierta reactivación de la investigación geológica académica o universitaria.

Esta incorporación mas activa de los medios universitarios a los temas geológicos será una de las características institucionales que van a definir el periodo siguiente de la distribución que proponemos. El Decreto de 27 de Julio de 1.964 vendría a establecer la división de la antigua sección de Naturales de las Facultades de Ciencias en Biológicas y Geológicas, lo que permitiría la sucesiva aparición, hasta el presente, de las Secciones de Geología en las Universidades Complutense de Madrid, Central de Barcelona, Granada, Oviedo, Salamanca, y en las Universidades Autónomas de Bilbao y Barcelona, así como la creación de Departamentos de Geología en otras Universidades y Colegios Universitarios.

Los trabajos de mayor interés para el área a estudiar, realizados en esta época, se distribuyen por temas de la siguiente forma:

1) ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA. PRECAMBRICO: (LOTZE, 1.956; FABRIES, 1.957; SOZUY, 1.960b; LLOPIS Y SANCHEZ DE LA TORRE, 1.962; PASTOR, 1.962).

CAMBRICO: (RICHTER R y E, 1.940; MELENDEZ, 1.942; TEIXEIRA, 1.954; RAMIREZ, 1.955; HENNIGSMOEN, 1.957; LOTZE, 1.958, 1.961; CABANAS y MELENDEZ, 1.960; LOTZE Y SOZUY, 1.961).

ORDOVICICO: (MELENDEZ, 1.958; HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1.950).

SILURICO: (HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1.942).

DEVONICO: (MESEGUER, 1.944; MAAS, 1.961).

CARBONIFERO: (RUIZ-FALCO y MADARIAGA, 1.941; TEIXEIRA, 1.943 a y b; HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1.946; JONGMANS, 1.949, 1.950; SIMON, 1.953; CONCHA y REY, 1.961).

- 2) TECTONICA : LOTZE (1.945 a y b); TEIXEIRA (1.942).
- 3) DESCRIPCIONES REGIONALES : ALIA (1.944, 1.954, 1.963); SMMDT-THOME (1.945, 1.950); HERNANDEZ-PACHECO (F 1.951); DOESTCH (1.953, 1.955); HENKE (1.953); MACHENS (1.954); REDLIN (1.955); BOCHMAN (1.956); KELCH (1.957); TEIXEIRA (1.958); BOUYX (1.959); ASSMANN (1.959); MARQUEZ TRI GUERO (1.961); BOUYX (1.963); FABRIES (1.963); KALTHOFF (1.963); WEISFLOG (1.963); FEBREL (1.963); RAMBAUD (1.963); LLOPIS (1.963); RAMIREZ (1.963);
- 4) HOJAS Y MEMORIAS DE M.G.E. 1 : 50.000 : Números 821, 857, 862, 924 (CORDOBA); 899, 920 (SEVILLA); 727, 729, 750, 751, 752, 753, 754, 775, 776, 777, 778, 779, 803, 829, 853, 876, 877 (BADAJOZ); 701, 702, 703, 704 705, 729, 730, 731 (CACERES). Además numerosas hojas de las Provincias de Toledo y Ciudad Real. Estas dos últimas provincias, junto a las dos extremeñas, constituyen la 5ª REGION GEOLOGICA a la que estuvieron ligados el ingeniero de Minas I.Roso de Luna y el Doctor en Ciencias Naturales F.HERNANDEZ-PACHECO de la CUESTA (hijo y discípulo del Catedrático de Geología de la Universidad Central E.HERNANDEZ-PACHECO y ESTEVAN), "cuya extraordinaria vocación le ha llevado a recorrer íntegramente la PENINSULA, así como todos los rincones del Africa española" (LOPEZ DE AZCONA y MESEGUER, 1.963), I.ROSO de LUNA y F.HERNANDEZ-PACHECO serían los autores de la inmensa mayoría de las docenas de hojas estudiadas en la 5ª región.

En esta época se constatan, como se dijo anteriormente, torpes esfuerzos oficiales para actualizar el conocimiento geológico en España, tales como la publicación de trabajos de FALLOT (1.947), KNOPF (1.952), STILLE (1.952), entre otros, en Notas y Comunicaciones del I.G.M.E., y la serie de PUBLICACIONES EXTRANJERAS sobre GEOLOGIA DE ESPAÑA, editada por el C.S.I.C. en la década de los cincuenta en que, si bien con años de retraso, se ofrecían, aunque traducidos al castellano, trabajos de gran interés.

Los avances realizados en los diversos temas en este período pueden resumirse como sigue :

- 1). SOBRE EL PRECAMBRICO, la edad de las formaciones denominadas ESTADO-CRISTALINO y las relaciones CAMBRICO/PRECAMBRICO.

LOTZE (1.945) había definido la Meseta como una "unidad epirogénica" o "un geanticlinal", es decir, "una gran unidad, cuyo movimiento se verificó esencialmente en sentido de alzamiento". Esta unidad, en su opinión sufrió un abombamiento epirogénico que sería más suave hacia el Este y más acusado hacia el Oeste. Posteriormente, prosigue, debido a los acontecimientos orogénicos alpidicos se alteraría tal disposición para desarrollar márgenes limitados por fallas o flexuras tales como las depresiones lusitana y bética. Los límites orientales se complicarían sólo durante el desarrollo epirogénico postMesozoico en que se formaría la "línea lobada" en que los entrantes son sinclinales y los salientes anticlinales o horst. A esta estructura externa correspondería una disposición interna exclusivamente varisca en que materiales cuyas edades oscilarían entre el Algónquico y el Carbonífero, serían metamorfizados, intruidos y plegados durante las fases variscas, en especial y de acuerdo con STILLE (1.927), durante la fase ASTURICA.

Las relaciones, en este cuadro, entre el Algónquico y el Paleozoico serán, naturalmente de tránsito y, en consecuencia, los terrenos precámbricos no constituirían estructuras primitivas (URGEBIRGE) sino que estarían plenamente integrados en la arquitectura general.

Estas eran, aproximadamente, las conclusiones ya extraídas en LOTZE (1929) en la ya referida polémica entre STAUB (1.926) y su seguidor SEIDLITZ (1931) partidarios de la existencia de un "BLOQUE ARCAICO" en la Península, y sus oponentes STILLE (1.927) y LOTZE (1.929).

A partir de estos supuestos publicaría LOTZE (1.945 b) su distribución de zonas "diferenciados entre sí por la diversa participación en su estructura de las rocas intrusivas y metamórficas y de las diferentes formaciones del Paleozoico Sedimentario". Aquí se definía la zona de "OSSA-MORÉNA" (Z.O.M.) situada en el borde meridional de la Meseta al Noroeste de la zona

Es interesante hacer el anterior recordatorio por cuanto LOTZE (1.956) al estudiar los diversos afloramientos de Precámbrico de la Península extraería conclusiones diferentes. En efecto, en este trabajo reconoce como series pre

cámbricas las situadas en cuatro áreas diferentes:

1.- Asturias, sobre todo en la cuenca del Narcea, en el entorno de Cangas de Narcea. Aquí aparecería

Calizas y dolomías

Cámbrico Inferior - Cuarcitas.

Plegamiento Arintico - Conglomerado de facies tillita.

Algónquico - Pizarras del Narcea.

2.- Sierra de la Demanda, en su extremo oriental. El esquema estratigráfico sería:

Calizas y dolomías

Cámbrico Inferior - Cuarcitas.

Plegamiento arintico

Algónquico - Filitas.

3.- Montes de Toledo occidentales (al sur de Puente del Arzobispo).

Con el siguiente esquema estratigráfico:

Calizas y dolomías

Cámbrico Inferior - Pizarras

Algónquico - Serie de Valcasa.

4.- Sierra Morena, entre la frontera portuguesa y la región situada al Sur de Azuaga. Con la siguiente distribución:

SIERRA MORENA OCCIDENTAL	SIERRA MORENA ORIENTAL
Cámbrico Inferior	Cámbrico Inferior
	Serie Conglomerática
Algónquico Capas de Huelva	Algónquico Capas de Huelva en
Con Vulcanitas	Vulcanitas.

La serie de Valcasa se compondría, según datos de REOLIN (1.955), BOCHMAN (1.956), SCHMIDT (ined.) y KELCH (1.957), de materiales blandos constituidos por grauvacas areniscosas y pizarras arcillosas. Las "Capas de Huelva" serían un tramo compacto de vulcanitas pizarrosas, ácidas y báficas, que podrían ser denominadas "formación de las pizarras verdes porfiroides" y que afloran al Norte de Jabugo (Huelva). Finalmente, la "serie conglomerática" presentaría, según FRICKE (1.941), facies de conglomerados (conglomerados de sotillo) y facies porfidicas (serie de Malcocinado).

Sobre estos datos LOTZE (1.945) obtiene el siguiente esquema evolutivo del Precámbrico Ibérico:

Las vulcanitas y conglomerados testimonian, "siguiendo las ideas de STILLE", la existencia de una orogénesis alpinotípica de época anterior que, en opinión del autor, probablemente correspondería a las plegamientos "gotocarélicos".

Las series de pizarras y areniscas algónquicas significarían un hundimiento epirogénico más suave hacia Sierra Morena, en que se conservan testigos de un clima frío.

En el Norte de España, especialmente en la Sierra de la Demanda, "a continuación del Algónquico tendría lugar un plegamiento asintico, acaso dividido en dos fases." La cordillera asintica no llegó hasta el Centro y Sur de la Península, sino que, por el contrario, el hundimiento epirogénico se fué acentuando hasta alcanzar su máximo grado en las regiones meridionales".

Al parecer, en el ámbito de la cadena asintica, y al menos localmente, ocurrían glaciaciones: "Sobre los pliegues arrasados, en los cuáles, además de las pizarras silíceas, afloran también gneises y granitos (cantos rodados en el Cámbrico inferior) se sedimenta el Cámbrico inferior..."

"... Las modalidades faciales del Cámbrico Inferior están condicionadas, en alto grado, por la extensión que ha alcanzado el plegamiento asintico, cuyo

borde meridional corría a lo largo de la España Septentrional".

Estas aportaciones de LOTZE crean una nueva situación para el enfoque del problema, de la misma forma que lo había hecho anteriormente, como vimos, en sentido muy diferente (LOTZE, 1.929). Sin embargo, y como corolario de esta posición inicial en favor de la existencia exclusiva de la orogenia varisca (LOTZE, 1.929), aparece, por ejemplo, el trabajo de HERNANDEZ-PACHECO F. (1.953) que, con bastante retraso, concluye que en la Extrema Sur "la evolución entre pizarras típicas acadienses postdamienses y típicos materiales gnésicos se efectúan sin discontinuidad y por un proceso continuo gradual, que puede observarse en recorridos que pasan a veces de los 10 kms." y que "las formaciones con facies estrato cristalinas, dados como arcáicos, no son sino masas pizarrosas del Cámbrico medio y superior, que han sufrido intenso metamorfismo y que pueden pasar a constituir verdaderas rocas gnésicas, como acontece hacia Ribera del Fresno y Aceuchal. Es decir, se siguen las ideas ya expuestas por LOTZE (1.929) en relación con gneises "silúricos" de Guadarrama (ver Apartado anterior). Y lo que es más lamentable es que el esquema de HERNANDEZ PACHECO F., expuesto antes sucintamente, se repetiría incansablemente en las miles de páginas escritas por él para describir toda la región comprendida en la 5ª Región Geológica. Es decir, que para el M.G.E. a escala 1:50.000 no existiría, en consecuencia, el Precámbrico en la Baja Extremadura. En definitiva, se afirma que MACPHERSON (1.874) confundió a simples materiales acadienses postdamienses metamorfizados, con series precámbricas.

Asimismo FABRIES (1.957) sigue las mismas conclusiones para el Macizo de Lora del Rio que, en su opinión, correspondería al Paleozóico inferior metamorfizado durante el Hercínico. Apoya, además, su conclusión en la de LOTZE (1.939) y HERNANDEZ-PACHECO F. (1.953.)

A este respecto hay que resaltar que LOTZE (1.945), se muestra rotundo al afirmar que "el corte y concepto de MACPHERSON se manifestaron erróneos..." y "ya no queda en la literatura geológica ningún dato de discordancia segu-

ra entre el Cristalino y el Cambriano, al menos en España."

LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE (1.962) estudian la edad del Macizo metamórfico de TOLEDO-GUADARRAMA y proponen el desarrollo durante el Brioveriense inferior, en el Centro de España, de un ciclo de sedimentación que daría lugar a la cadena de montañas más vieja de España, con pliegues de directriz NE-SW. Esta cadena arrasada representaría el verdadero zócalo antiguo de la Península aflorante por la erosión subsecuente a la tectónica distensiva terciaria, que lo había elevado. Durante el Hercínico había sido reactivado y metamorfizado, dando lugar al complejo conjunto de gneises bióticos, migmatitas y "micacitas areniscosas" que hoy se observan.

Otros autores habían afirmado la edad hercínica de este Macizo (ALIA, 1944, FUSTER y FEBREL (1.949), etc.

BOUYX (1.962) estudia la edad de los esquistos de ALCUDIA, considerados hasta el momento como Cámbricos al N. y Ordovícico medio al S. Su diagnóstico, basado en el detallado análisis del área comprendida entre Hinojosas y Cabezarrubias se expresa en el siguiente cuadro:

CUARCITA CON CRUZIANA	ORDOVICICO INFERIOR
SERIE DE HINOJOSAS	CAMBRICO (AZOICO)
-----	-----
	Discordancia
ESQUISTOS DE ALCUDIA	PRECAMBRICO.

Los esquistos de Alcudia representarían, en su opinión, los restos de un país precambriano muy plegado en el que la transgresión paleozóica avanzaría de forma local en el Cámbrico y se generalizaría en el Ordovícico con facies de plataforma litoral.

Estos esquistos de Alcudia serían equivalentes de la "Serie de Valcasa" situada según LOTZE (1.948 b) en el Algónquico, como ya vimos.

Hay que señalar, para terminar, que hasta muchos años después de estos trabajos, no se ha admitido la validez de sus conclusiones. Habrá que esperar a

la presente década para que se aprovechen, una vez que evidencias adquiridas por distintos tipos de criterios señalan en la misma dirección. Y no olvidemos, finalmente, que el precedente del concepto de la existencia de importantes episodios orogénicos Precámbricos en el Macizo Ibérico hay que buscarlo en MACPHERSON (1.874-1.911).

2) SOBRE EL CAMBRICO. RICHTER R y E (1.940) estudian la fauna de Saukianda de OSSA-MORENA, que atribuyen al Cámbrico Superior, situada en niveles muy superiores a los que contienen individuos del género *Strenuoeva*, de edad Cámbrico Medio.

MELENDEZ (1.942) realiza su tesis doctoral sobre "Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica" en la que continúa los estudios anteriores sobre Arqueociatidos realizados por su director D. Eduardo Hernández Pacheco (1918a'' y b, 1926). Las conclusiones son, en general, similares a las señaladas para el conocimiento sobre el Cámbrico del periodo 1910-1939. No hay ninguna aportación en cuanto a la distribución paleogeográfica del Cámbrico. Aún atribuye edad Acadiense a la facies carbonatada nerítica y costera que presenta Arqueociatidos. Se limita a definir el Cámbrico pizarroso de facies abisal, como Acadiense-Postdamiense según la fauna primordial de BARRANDE (1852). Indica la dudosa diferenciación del Estrato-Cristalino debida en su opinión al "avanzado metamorfismo del Georgiense". Señala la transgresión silúrica (ordovícica) como réplica a distancia de los plegamientos caledonianos. Sólo la tectónica herciniana sería responsable de la estructuración con directrices NE-SW excepto en Galicia donde "por la presencia del macizo Estrato-cristalino galaico, da lugar a una fuerte inflexión que forma el famoso arco astúrico de materiales cámbricos y silúricos, entre los cuales aparecen encuadrados y replegados las formaciones devónicas y carboníferas...."

La publicación de TEIXEIRA (1954) en Estudios Geológicos es acompañada de una introducción de MELENDEZ en que éste señala el interés del trabajo al aclarar definitivamente la edad de la fauna cámbrica de BADAJOZ, N. de SEVILLA y CORDOBA sobre los datos extraídos en VILA BOIM. Según esto

MELENDEZ admite que la formación de Arqueociátidos, que en Alanis se superpone a las pizarras del Cámbrico inferior, formarían la parte superior de Georgiense Superior, o bien la base del Acadiense. A esta conclusión se llegaba después de que NELTNER y POLTEY (1.947), al estudiar las faunas del Georgiense de Marruecos, por las indudables afinidades existentes con los de Alanis, dataran a éstos como del Georgiense, y que tal datación fuera aceptada por RICHTER (1.949) y HENNINGSMOEN (1.951).

También ROCH (1.950) encuentra en el Georgiense de Marruecos una asociación de Trilobites y Arqueociátidos. Sin embargo, MELENDEZ replica que, si bien tal hallazgo apuntaría hacia una edad georgiense de las "calizas de Arqueociátidos" del Sur del Macizo Ibérico, "las condiciones estratigráficas en la Península, donde la formación de calizas brechoides o marmóreas, tan ricas en Arqueociátidos, tiene una individualidad tan marcada con relación a la formación pizarrosa subyacente, son indicio de que aquélla representa más bien el tránsito del Acadiense".

En Portugal, ya desde NERY DELGADO (1.892, 1.907), se había reconocido la presencia de la parte superior del Cámbrico inferior. LIMA (1.895) había localizado impresiones atribuidas a un alga tipo Laminaria (Acadiense o Georgiense Superior), en las calizas. TEIXEIRA (1.954) localiza diversos afloramientos fosilíferos entre Elvas y Alter de Chao, en la margen derecha del Guadiana y en la continuación NW de la banda carbonatada Zafra, Llerena, Alanis, Córdoba. Como resultado de tales hallazgos, propone la siguiente estratigrafía:

FORMACION CALCAREA (SUPERIOR) Potente masa de calizas grises, gris verdosas, compactos, sacaroideas, pizarrosas, etc. y muy plegados.

FORMACION PIZARROSA (INFERIOR) cuarcitas, grauwacas y diabasas con intercalaciones calcáreas. Presentan una fauna de Olenélidos y Eodiscidos con ojos, de edad Cámbrico inferior.

Esta distribución correspondería a la siguiente evolución paleográfica: en el Sur de Portugal y España, durante el Georgiense, se desarrolla un extenso geosinclinal con sedimentación fina, silíceo-arcillosa, pelágica y azóica, que evolucionaría hacia una facies marina menos profunda, con Trilobites, Braquiópodos y Moluscos, en la que se intercalan diversos episodios eruptivos. Hacia el final del Georgiense, en áreas continentales próximas a costas, se formarían arrecifes de Arqueociátidos y depósitos que, en la época de su formación, señalan la existencia de tierras emergidas cuyo contorno estaría delimitado por masas de arrecifes. En cuanto al Cámbrico medio, TEIXEIRA (op.cit.) destaca el carácter, hasta el momento arbitrario, de la atribución al Postdamiense de diversas formaciones azóicas, como el Complejo pizarroso y Grauváquico de Beiras, realizado por ciertos geólogos españoles, entre ellos MELENDEZ (op.cit.) y HERNANDEZ PACHECO (op.cit.).

Según TEIXEIRA (op.cit.), el Cámbrico Superior estaría mal definido en Europa Meridional y Marruecos, y los estratos con Lingulas del Norte de España, atribuidos al Postdamiense, sugerirían la presencia de un régimen litoral con sedimentos arenosos, que el mar dejaría al descubierto entre las mareas. Durante el Cámbrico Superior había que suponer la existencia de movimientos epirogénicos con amplias depresiones y erosión de extensas áreas, para culminar con la transgresión general del Silúrico inferior (Ordovícico), como resultado de la fase orogénica sárdica.

Desde el punto de vista de correlaciones paleontológicas, HENNINGSMOEN (1.950) trata de hacer corresponder las faunas de Trilobites de Ossa Morena con las de provincias faunísticas reconocidas en la época para el Cámbrico Inferior. Estas eran las provincias OLENELLUS (América del N., Europa N. y W.) y la provincia REDLICHIA (Mar Muerto, Irán, Himalaya, Asia E., Australia). Encuentra que la fauna de Alanis presenta Redlíquidos y géneros comunes a ambas provincias y, además, gran similitud con la de Marruecos Zona IV

(NELTNER et alii, 1949, HUPE, 1.951), que podría llamarse de Saukianda y Gigantopygus, con presencia de Redliquida. Igualmente, en Cerdeña se observa fauna de Dolerolenus, relacionada con Redlichidos.

Sin embargo, en Cala, a 55 kms. al W de Alanis, aparecen, como en Marruecos, Olenécidos.

En consecuencia, considera a este área del Mediterráneo occidental como de transición. Aunque, en la época, los paleontólogos ignoraban si Olenécidos y Redlichidáceos estuvieron en competencia, surgieron los primeros de los segundos, o ambos de un tronco común, resultaba interesante encontrar Saukianda en el Cámbrico inferior de una región con afinidades con ambas provincias.

Al mismo tiempo LOTZE (1.958) publica un anticipo de su amplia síntesis sobre el Cámbrico ibérico de 1.961. En este trabajo previo introduce ya un ESQUEMA GENERAL para el Cámbrico de Sierra Morena, sintetizado en el siguiente cuadro (trad. de GOMEZ, 1.961):

SILURICO

(ORDOGOTICO. LOTZE 1.958).

AREGINIENSE

CAMBRICO SUPERIOR	7.- Vulcanitas, hasta más de 500 m.
MEDIO	6.- Serie arenoso-arcillosa 300-500 m.
	5.- Pizarras de Trilobites.
CAMBRICO INFERIOR	4.- Rocas Carbonatadas (caliza, dolomias, margas, margas con nódulos de caliza, calizas rizadas) de 250 a unos 7.000 m.
	3.- Pizarras fajeadas, unos 350m.
	2.- Serie de Grauwacas-cuarcitas-pizarras, unos 200 m.
	1.- Terrenos de transición, conglomerados, unos 200 m.
ALGONQUICO	Capas de Huelva, con Vulcanitas.

Las relaciones Cámbrico-Algónquicas se establecen mediante "capas de transición" tipo Huelva, mientras que los conglomerados (Cámbrico inferior 1) aparecen con capas limítrofes en que los cantos se distribuyen irregularmente. Parece lógico paralelizar las gravas de transición del Algónquico al Cámbrico de la España Central.

En cuanto a la visión general del medio de sedimentación ibérico desde el Cámbrico, indica que el Centro y Sur de España muestran la evolución facial propia de los dominios geosinclinales centrales.

-Vulcánico básico inicial durante el desarrollo geosinclinal.

-No se deposita el Cámbrico medio.

-Plegamiento sárdico intenso, mientras al N y NW no se reconoce.

-"España entera estaría formando parte de un amplio dominio geosinclinal durante el Periodo Cámbrico: los depósitos marinos se iniciarían ya en el Cámbrico inferior (por lo menos en las capas abigarradas del Jalón y en las costas asturianas, incluso ya al comienzo de la cuarcita de Cándana), y se ha continuado hasta el Silúrico (ordogótico) o, por lo menos, como ocurre en el Centro y Sur de España, hasta que surgieron los plegamientos de las fases sárdicas..."

La publicación de la primera síntesis general del Cámbrico Ibérico (LOTZE, 1.961), constituye, sin duda alguna, el avance más importante realizado en esta época. Como el propio autor indica, a la abundancia y variedad de los afloramientos atribuidos a este periodo en la Península, no acompañaba hasta la fecha de esta publicación, un interés paralelo en su conocimiento. "Sólo las obras de HERNANDEZ-SAMPELAYO (1.935) y MELENDEZ(1.942) han expuesto síntesis, que no llegan a alcanzar todo el territorio con la detenida descripción necesaria". (traducción de GOMEZ, 1.970).

En relación con el área en estudio, sector límite entre las zonas de Ossa Morena y Centro Ibérica, LOTZE (1.961) establece nuevas precisiones, utilizando datos propios, los de alumnos suyos, como RICHTER (1.941), FRICKE

(1.940 n.p.), SCHNEIDER (1.939, 1.941), SIMON (1.951) y MAAS (1.957).

Dentro de los afloramientos cámbricos de Sierra Morena y regiones limítrofes describe los situados en torno a Cala, Llerena-Guadalcanal-Azuaga, Llerena-Pallarés-Cazalla de la Sierra-Alanis y Córdoba, áreas, todas ellas, inscritas en la zona de Ossa-Morena (LOTZE 1.946 y FONTBOTE y JULIVERT, 1.974).

LOTZE disponía desde 1.937 de un esquema estratigráfico general para la región, que posteriormente fué completando. El esquema inicial constaba de los siguientes términos, de techo a muro (traducción de GOMEZ, 1.970):

- 4 - Serie de rocas arenoso-arcilloso-margosas con intercalaciones de diabasa.
- 3 - Margas más puras y pizarras arcillosas.
- 2 - Caliza y dolomita.
- 1 - Serie clástica inferior: areniscas alternantes con pizarras.

En principio, situaba el nivel 4 en el Cámbrico Superior, mientras los niveles 3 y 2, por correlación con las cadenas celtibéricas, los atribuía al Cámbrico Medio (LOTZE, 1.938). Posteriormente los RICHTER (1.941) datarían la fauna de trilobites de Cala como Cámbrico inferior alto (nivel 3), con lo cuál toda la serie debía ser incluida en el Cámbrico inferior y, a lo sumo, sólo el nivel 4 en el Mesocámbrico.

Tras las investigaciones de los autores citados, alumnos de LOTZE, se establecen las siguientes series:

1).- SECTOR DE CALA.- SCHNEIDER, (1.939, 1.941).

ESTRATIGRAFIA	LOTZE (1.961)	DATOS PALEONTOLOGICOS
6 - <u>Rocas verdes de Umbría-Pipeta</u> ; diabasas almohadilladas y tobas con pizarras y calizas subordinadas.		Cruziana y vexillum
5 - <u>Capas de Rincón</u> - Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras arenosas y micáceas.	4 - Pelitas y rocas volcánicas.	
4 - <u>Margas de Herrería</u> - Gris verdosas a violeta con trilobites.	3 - Margas y pizarras	Banda Serratus
3 - <u>Calizas de Cañuelo</u> - Calizas y mármoles dolomíticos, alternan con margas.	2 - Calizas y dolomías	
2 - <u>Capas abigarradas de Arroyomolinos</u> - areniscas y grauwacas con pizarras violetas y verdosas niveles calcáreos.		
1 - <u>Capas de los Bonales</u> - cuarcitas claras y oscuras bandeadas pizarras azuladas y grauwacas.	1 - Serie Clástica Inferior.	
Discordancia		
0 - Precámbrico ?		

2).- SECTOR LLERENA-GUADALCANAL-AZUAGA. FRICKE (1.940 n.p.).

ESTRATIGRAFIA	LOTZE (1.961)	DATOS PALEONTOLOGICOS
6 - <u>Capas de Benalija</u> - Pizarras arcillosas verde-azuladas pasando hacia muro a alternar con cuarcitas	3 - Margas y pizarras	
5 - <u>Calizas de Agua</u> - Calizas y pizarras en formación alternante variable	2 - Calizas y dolomías	
4 - <u>Capa de Estebayanes</u> - Pizarras arcillosas bandeadas.	1 - Serie clástica inferior.	?
3 - <u>Cuarcita de Valverde</u> - Cuarcita gris azulada.		No hay datos Paleontológicos

2 - Conglomerado de Sotillo -
Conglomerado con cantos re
dondeados de cuarcitas gri
ses, granito y pórfido.

1 - Serie de Malcocinado - Por
firoides concordantes con
la serie Cámbrica.

Cámbrico (FRICKE)
Precámbrico (LOTZE)

3).- SECTOR LLERENA-PALLARES-CAZALLA-ALANIS.

a) Corte LLerena-Pallarés.

4 - Serie Superior Clástica: pi-
zarras arcillosas con paque-
tes de arenisca.

4 - Serie clásti-
ca superior

3 - Serie de pizarras arcillosas
y margosas

3 - Margas y pi-
zarras

Banda Serratus

2 - Serie Carbonatada:
b) Calizas bastante puras
a) Alternancia de calizas y
pizarras.

2 - Calizas y do-
lomías.

1 - Serie Clástica inferior - a-
reniscas y pizarras

1 - Serie Clástica
Inferior.

b) Corte Guadalcanal-Cazalla de la Sierra.

7 - Serie arenosa Superior

4 - Serie Clástica
superior

Banda Saukianda Gui-
llemoi.

6 - Pizarras arcillosas y margo-
sas.

5 - Pizarras grauwáquicas gris-
verdoso con intercalaciones
de arenisca

3 - Margas y piza-
rras.

Trilobites. Banda eo-
discus speciosus
Banda Cornuta-Sevillana

4 - Pizarras arcillosas puras,
margosas hacia el muro.

3 - Serie Caliza

2 - Serie de pizarras calcáreas
bandedas

2 - Calizas y
dolomías

Trilobites en intercala-
ciones margosas.

1 - Alternancia de bancos de cuar-
cita, arenisca y pizarras ar-
cillosas.

1 - Serie clástica
Inferior

c) Corte Alanis-Cazalla de la Sierra.

ESTRATIGRAFIA	LOTZE (1.961)	DATOS PALEONTOLOGICOS
7 -- Pizarras superiores - trilobites		Saukianda andalusiae etc. Trilobites.
6 - Serie arenoso-arcillosa	3- Margas y pizarras	
5 - Pizarras inferiores con trilobites o pizarras abigarradas de Alanis.		
4 - Rocas carbonatadas	2- Calizas y dolomías	Arrecife de <u>Ethmophyllum Marianus.</u>
3 - Pizarras bandeadas calcáreas		
2 - Serie pizarrosa-cuarcítica-areniscosa	1- Serie clástica inferior	
1 - Capas basales conglomeráticas.		

4.) SECTOR LLERENA-PALLARES-CAZALLA-ALANIS.

7 - <u>Capas de Vereda</u> - pizarras y psamitas	4- Serie Superior	
6 - <u>Capas de Lobo</u> - pizarras margosas + calizas	3- Margas y pizarras	Banda Saukianda-Guillermo. Banda Alanisiana-Saukianda. Banda Eodiscus Speciosus.
5 - <u>Capas de Molinos</u> - pizarras y areniscas		
4 - <u>Capas de Pino</u> - pizarras arcillosas		Banda Cornuta-Sevillana Banda Strenudena Sp.
3 - <u>Caliza de Agua</u>	2- Calizas y dolomías	Trilobites
2 - <u>Capas de Campoallá</u> - alternancia de pizarras bandeadas y calizas impuras y areniscas calcáreas.		
1 - <u>Capas de Tambor</u> a)-Areniscas de Tambor b)-Conglomerados de Tambor	1- Serie clástica inferior	Trilobites

5) Sector de Córdoba y Provincia.

Cita los trabajos realizados en torno al yacimiento de Arqueociátidos de las Ermitas, descubierto por HERNANDEZ-PACHECO (1.918, 1.926), y estudiado posteriormente por CARBONELL (1.926), RICHTER (1.927), SIMON (1.939) y MELENDEZ (1.943). A pesar de todos estos estudios, sólo puede ofrecer un corte estratigráfico parcial de la alternancia de margas verdes, violetas y calizas nodulosas, bajo la serie de calizas nodulosas del Cámbrico inferior didida a SIMON (1.939).

Más detallado es el conocimiento del sector oriental de Sierra Morena después de los estudios de MAAS (1.957), que establece el siguiente esquema es tratigráfico:

- 4.- Serie de Vulcanitas
- 3.- Serie Clástica Superior
- 2.- Caliza
- 1.- Serie Clástica inferior
 - a) Estratos Rizados (pizarras cálcneas y rugosas) con pistas de reptación.
 - b) Grauwacas y pizarras

Tanto el tramo 2 de CALIZA como el 1a "Estratos Rizados" serían equivalentes, según MAAS, al tramo carbonatado de las Ermitas.

La edad de las calizas con Arqueociátidos de las Ermitas, según se vió anteriormente, corresponde al "Cámbrico inferior y medio, y probablemente más a éste último", según los RICHTER (1.927). Por su parte SIMON (1.939), tras advertir que "los arqueociátidos no permiten de ningún modo una datación exacta", se inclina a considerar las calizas de las Ermitas como a las capas inferiores de Alanís y, en consecuencia, de edad "Cámbrica superior =seguramente=". LOTZE (1.961), sin embargo, correlaciona las calizas de las Ermitas con las calizas de Agua. Estas serían más antiguas que las de Alanís, y, por tanto, más bajas que el Cámbrico inferior alto.

En definitiva, LOTZE,(1.961), establece en el Cámbrico ibérico una apretada zonación bioestratigráfica, mediante una amplia serie de 32 bandas de Trilo-

lobites. De ellas, las bandas 7 a la 12 tipificarían el Cámbrico de Ossa Morena. En conjunto, distingue unas 20 faunas de trilobites, frente a 11 reconocidas en 1.968. Las faunas de la Meseta Meridional serían, de techo a muro:

NIVEL	BANDA	FAUNA	LOCALIDAD TIPO Y BANDAS.
Vb	11	Fauna de los Cortijos	(Montes de Toledo Surorientales) CASIANO DE PRADO (1.885), CASIANO DE PRADO y CORTAZAR (1.880) DOUVILLE (1.911), WEGGEN (1.955).- Banda 13 - Realorpis.- Pseudolenus, Kingarpis.
Va	10	Fauna de Saukianda	SW de Guadalcanal y al NE de la Es- tación de Cazalla (RICHTER, 1.940; HENIGSMOEN, 1.957). Banda 12 - Saukianda Guillermoi y Banda 11 - Alanisana-Saukianda (Ca- pas de Lobo).
IVb	9	Fauna de transición de los elementos de Cala Alamín	S. de la Estación de Alamín (RICH- TER, 1.953). Bandas 11 - Alanisana-Saukianda y 10 - Speciosus-Morenica.
IVb	8	Fauna Superior de Cala	(Margas Superiores de Herrería), en Cala y entre Pallarés y LLerena, (SCHNEIDER, 1.939). Banda 9 - Serratus.

NIVEL	BANDA	FAUNA	LOCALIDAD TIPO Y BANDAS
IVa	7	Fauna antigua de Cala	Margas medias de Herreria (SCHNEIDER, 1.939), VILA BOIM, TEIXEIRA (1.953, 1.956); RICHTER (1.941); HUPE (1.960) y Zafra (SDZUY, 1.961 (Cementerio de Alconera). Banda 8 - Souzai - Schneideri.
III	6	Fauna de la parte superior de las Capas de Molinos.	Al SW de Guadalcanal (FRICKE, 1.940); RICHTER, 1.940). Banda 7 - Cornuta-Sevillana.
III?	5	Fauna de LLerena	SDZUY (1.961). Cerca del puente del Viar, 100 mts. al SW del Km. 25 de la carretera de Pallarés. (Serie 3 de pizarras arcillosas y margosas (LOTZE, 1.961). Banda ?.

Estos niveles, con las bandas de trilobites correspondientes, se situarían dentro de la serie del Cámbrico inferior, de la siguiente forma:



NIVELES	BANDAS	POSICION		
VI	17-20	Cámbrico Medio (aparición de Paradoxides)		
Vc	14-16			C
Vb	13	Los cortijos	C = Protolenidae (sin olenellidae)	A
Va	11-12	SW Guadalcanal	Bandas 9 a 16	M
		NE Cazalla	Niveles V a-V c.	B
IVb	9-10	Cala		R
				I
IVa	8	Cala, Zafra	B= Holmininae	C
III	7	SW Guadalcanal	Bandas 4 a 8	O
II	4-6		Niveles II-IVb	I
			Calizas y Dolomias.	N
I	1-3		A= Doleronidae (No localizado en Sierra Morena)	F
			Bandas 1 a 3	E
			Niveles I	R
				I
				O
				A

Según esta conclusión de LOTZE (1.961), la serie carbonatada sería, definitivamente, de edad Cámbrica inferior medio (B), mientras que no se encontrarían representados en Sierra Morena faunas de trilobites del Cámbrico Inferior bajo (A). Por esta razón cobraba validez el concepto de "series de transición" entre el Cámbrico inferior y el Algónquico para referirse a series de tipo vulcanodetrítico, cuya edad oscilaba entre ambos términos. Este sería, por otra parte, un problema generalizado en las discusiones sobre las relaciones Cámbrico-Precámbrico, que llevaría a la utilización durante años posteriores de términos como Eocámbrico, y que sólo se comenzaría a resolver una década después.

Otro grupo muy interesante de conclusiones sería el referente a la constitución general paleogeográfico-paleotectónica del Cámbrico ibérico.

Del estudio de la distribución de potencias y facies determina diversos ti-

pos de series estratigráficas, cuyas relaciones con la estructura de las cadenas variscicas son muy estrechas (Fig. 1-6).

Así, en la zona de Ossa-Morena, diferenciaría tres tipos de series correspondientes a Sierra Morena Oriental, Central y Occidental, que, junto a otras zonas de la Meseta, se resumen en el cuadro siguiente:

TIPO	CAMBRICO		INFERIOR			MEDIO	
	A	B	C	A	B	C	
Cantábrico (Poco espesor relativo)	Macroclástico	C A R B O N A T A D O			(arenas)	Flysch escaso	
Astúrico occidental.(C. sup. potente)	Macroclástico + carbonatos	C A R B O N A T A D O			Margoarcilloso	Flysch	
Ibérico (muy potente)	Macro-micro-clástico	Carbonatos	(arenas)	Arcillas y Margas (arenas)	Flysch potente		
Toledo (espesor escaso)	Pelítico en continuidad c/Precámbrico	Carbonatado	P E L I T A S ? (arenas)	(arenas) (vulcanitas)	Flysch ?		
Cáceres (Legamos muy frecuentes)	D E S C O N O C I D A S					Flysch ?	
Sierra Morena Oriental	Clástico carbonatado	CLASTICO PELITICO			Vulcanitas		
Central	Clástico carbonatado	CLASTICO PELITICO					
Occidental	Macro-micro-clástico	Clástico Pelítico			CARBONATADO		
Huelva (escaso desarrollo y p. desconocidos)						?	

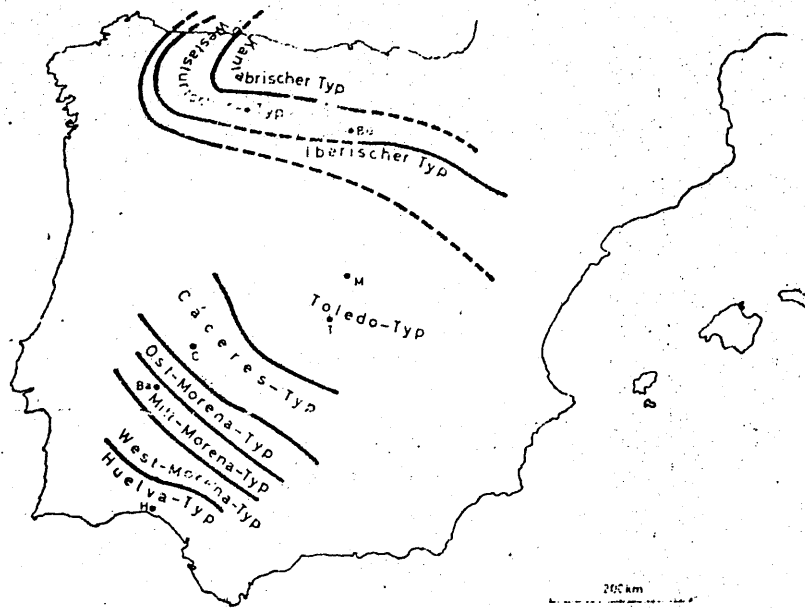
En cuanto a los medios de sedimentación, serían los siguientes:

TIPO	MEDIO
CANTABRICO	Mar somero estable, en "Espolón de Antepais"
ASTURICO OC- CIDENTAL	Ortogeosinclinal de rápido hundimiento.
IBERICO	
TOLEDO	Zona interna del (Fase Toledánica de la Orogenia sárdica
CACERES	Geosinclinal E. C. Medio Superior). que forman un Umbral Medio cubierto por el C. Superior.
SIERRA MO- RENA	E Hundimiento muy activo durante C. Inferior con sedimentación C Mar completa y potente de materiales macroclásticos proceden- W tes del SW.- Movilidad epirogénica y vulcanismo iniciales in- ternos.
HUELVA	Zona marginal al SW de los geosinclinales cámbricos.

El esquema resultante sería el de las fig. 47 y 48. de LOTZE (1.961, Fig. 1-7).

En los dominios centrales (Toledo, Cáceres y Sierra Morena Oriental), había concordancia entre la sedimentación cámbrica y precámbrica. En tales sectores, "durante la revolución algonquica se constituyeron geosinclinales sencillos, que son de edad cámbrica, como se demuestra por la fauna que contiene". Hacia el NW, el Precámbrico, plegado por la orogenia asintica, es cubierto por un Cámbrico inferior transgresivo y discordante, rico en elementos macroclásticos. El vulcanismo afectaría a las áreas meridionales ("andalusicher Trog") entre el Cámbrico Inferior C y el Superior y llegaría por el N hasta más allá de Ciudad Real .

En el límite Cámbrico Medio/Superior, la fase Toledánica de la "orogenia sárdica" afecta especialmente a los dominios de Toledo y Cáceres, donde se constituye un UMBRAL en el que se produce la erosión de los sedimentos cámbricos. En el Cámbrico Superior hay un arrasamiento general, por el cuál el geosinclinal evoluciona nuevamente como región subsidente, en la que se depositan potentes series de flysch. Un segundo plegamiento se reconoce en el



Kantabrischer Typ = Tipo cantábrico.
 Tipo astúrico occidental.
 Tipo ibérico.
 Tipo Toledo.
 Tipo Cáceres
 Tipo Sierra Morena Oriental.
 Tipo Sierra Morena Media.
 Tipo Sierra Morena Occidental.
 Tipo Huelva.

Fig. I - 6. Distribución de los tipos principales de facies cámbricas de la Meseta Ibérica según LOTZE (1945).

límite Cámbrico/Ordovícico, fase Ibérica del plegamiento Sárdico, que igualmente afecta a los dominios centrales del geosinclinal, pero que hacia NE y SW falta en absoluto, o es poco potente.

Finalmente, LOTZE (1.961) compara la estratigrafía del Cámbrico ibérico con la de áreas vecinas, con las que encuentra estrechas conexiones. Así, para el caso del Cámbrico inferior y medio, establece estrechas relaciones faunísticas y litológicas con los depósitos aflorantes en Alemania, Bohemia, Polonia, Suecia e Inglaterra. Concluye que el mar Cámbrico sería "un mar geosinclinal con otros epicontinentales de carácter nerítico, en forma de mares euxínicos y bahías".

3) Sobre el Paleozóico Medio y Superior.

En lo que respecta a la estratigrafía del Paleozóico medio y superior, a este autor se deben descripciones regionales o sectoriales de interés.

Al describir LOTZE (1.945 a) el área que define como Zona de Ossa-Morena ofrece la siguiente caracterización estratigráfica, establecida sobre datos de FRICKE (1.941), LOTZE (1.929, 1.942, 1.943), SCHNEIDER (1.939) y SIMON (1.939):

- | | |
|-------------|--|
| ALGONQUICO | - porfiroides y serie clástica de Azuaga. |
| CAMBRICO | - potente sedimentación geosinclinal con vulcanismo submarino final. |
| SILURICO | - representado con considerable potencia desde el Arenig (transgresivo) hasta el Ludlow. |
| DEVONICO | - concordante y continuo con el Silúrico. Clástico y pelágico. Presente sólo hasta la parte baja del Devónico medio. |
| CARBONIFERO | - entre Llerena-Azuaga y Bélmez aparece el Carbonífero inferior en estrechas cuencas y manchas aisladas. En Berlanga presenta facies marginal clástica y en Bélmez incluye facies de caliza.

El Carbonífero superior sería de tipo límnic y afloraría en pequeñas depresiones asinclinadas. Presentaría materiales de edad Westfaliense y Estefaniense. |

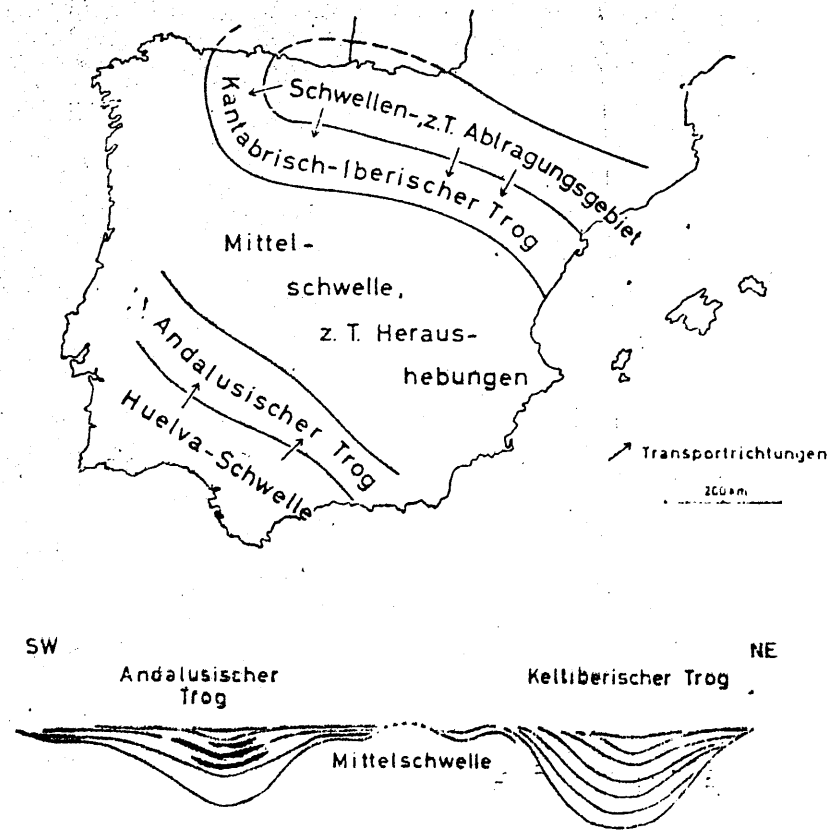


Fig I- 7. Esquema de distribución paleogeográfica del Cámbrico de la Meseta Ibérica. (Fig.47 y 48 de LOTZE 1970) Este autor diferencia de SW a NE las siguientes áreas: Umbral de Huelva, Cuenca andaluza, Umbral central (afectado en parte por levantamientos epirogénicos), Cuenca cantábrico - ibérica y Región de anticlinales con partes sometidas a denudación. La dirección de transporte de sedimentos predominante sería la señalada por la flecha. (Transportrichtungen).

En realidad, este esquema refleja el estado de conocimientos que, aproximadamente, se alcanzó en el periodo anterior, según vimos. Más concluyentes a este respecto son los trabajos realizados, durante este periodo, por geólogos de la escuela de GÖTTINGEN sobre áreas reducidas de la Meseta Meridional, que quedan recogidos en la compilación de WALTER (1.977). Esta rica fuente de información sobre los conocimientos adquiridos en esta época, incluye resúmenes y cartografía de los trabajos de MACHENS (1.954), MERTEN (1.955), REDLIN (1.955), BOCHMAN (1.956), WEGGEN (1.956), SCHMIDT, (1.957), y KELCH (1.957) que se ocupan de diversos sectores de la zona Centroibérica, entre Toledo y sur de Cáceres; y de MAAS (1.957), ASSMANN (1.959), HOLLINGER (1.959), KALTHOFF (1.963), SUHR (1.964) y WEISFLOG (1.965) que estudian distintas áreas de la zona de Ossa-Morena. Aunque los dos últimos se realizan cronológicamente en los dos primeros años del periodo siguiente (1.963-1.978), en la ordenación que sigue a esta revisión bibliográfica, por la evidente continuidad con los trabajos anteriores, los incluimos junto a ellos en este periodo. La Tabla I-2 resume las observaciones de dichos autores.

Todos los datos de esta Tabla fueron utilizados en las síntesis de LOTZE (1.961), por lo que omitimos nuevos comentarios. No obstante, el área investigada por LAUS (1.968) se sitúa en el sector WNW de la estudiada en esta tesis, razón por la cuál se ha tenido oportunidad de comprobar detalladamente la validez de sus conclusiones. En este sentido, cabe destacar que LAUS (1.968) reconoce el Cámbrico en el sector de Villafranca de los Barros, donde, según él, afloran esquistos versicolores (bunte schiefer). En realidad aflora el conjunto de anfibolitas, gneises y cuarcitas anfibólicas y micásquistos de la formación de Valencía de las Torres. Junto a Fuente del Maestro afloran areniscas similares a las de la formación de Usagre, pero LAUS (1.968) no los diferencia y, finalmente, no pone de manifiesto el salto de metamorfismo ligado a la falla de Azuaga entre series diferentes que pueden observarse entre Villafranca y los Santos de Maimona o Fuente del Maestro.

TABLA I - 2. Resumen de investigaciones realizadas por alumnos de LOTZE (GOTTINGEN) entre 1954 y 1957.

AUTOR	AREA	PRECAMBRICO	CAMBRICO	ORDOVICICO	SILURICO	DEVONICO	CARBONIFERO	MAGMATISMO
BOCHMANN (1956)	Sierra de S. Pedro (Cáceres)	esquistos, arcillas y grauvacas.	alternancia de esquistos arenosos y cuarcitas. P. 1000 mts	Arenig-cuarcita armor. Caradoc y Ashgill. 900 mts.	cuarcitas y pizarras con graptolites. 120 mts.	Completo. Inf. med. u Sup. 100 mts.	Westfaliense: Conglomerados y pizarras. Inferior: Calizas y pizarras.	Paleozoico: vulcanismo básico y granitos postorogénicos.
KELCH (1957)	Sierra de S. Pedro (Cáceres)	"	Inferior: esquistos arenosos y cuarcitas P ?.	6 unidades litológicas Arenig. Cuarc. Llandeilo. Areniscas. Caradoc. Cuar. Ashgill. Piz.	Cuarcitas del Llandovery y pizarras del Wenlock.	10 unidades litológicas Completo. Clástico. Areniscas y Cuarcitas.	Inferior: Calizas y secuencia clástica.	Devónico Superior: Vulcanismo básico. Granitos Postorogénicos.
SCHMIDT (1957)	Tajo-Alagón.	"	pizarras bandeadas y esquistos en la base. Areniscas y cuarcitas en el techo.	Cuarcita del Arenig. Areniscas, pizarras arcill.				dique básico de Plasencia.
WEGGEN (1956)	Montes de Toledo meridionales		Inferior: arcillas, areniscas y cuarcitas. Trilobites.	400 m. de conglomerados 80 m. cuarcitas finas. areniscas y cuarcitas armorianas. areniscas verisicalores.	pizarras con graptolites			Basaltos alcalinos Terciarios y Cuaternarios.
ASSMANN (1959)	N. de Huelva. Andévalo		Inferior	Conglomerado basal.	pizarras graptolit.	Superior: grauv. piz. y vulcanitas ácidas.	Inferior: aren. y esquistos con flora del Viseense.	Devónico Superior: Vulcanitas ácidas.

(sigue)

TABLA I - 2 . Continuación.

AUTOR	AREA	PRECAMBRICO	CAMBRICO	ORDOVICICO	SILURICO	DEVONICO	CARBONIFERO	MAGMATISMO
MACHENS (1954)	Ciudad Real-Guadiana.		Calizas Esquistos azoicos.	Superior: Conglomerado Cuarzita Inf. areniscas Inf. Cuarzitas Sup. areniscas Sup. con Calymene. (Llandeilo) areniscas y pizarras con Braquiópodos.	pizarras con graptolites.			Basaltos y Tobas.
MERTEN (1955)	N.E. de Toledo.	Zona gneílica.?	Calizas Arcillas y Tobas básicas.	Superior: Conglomerado, cuarcitas y arenas arcillosas. Cuarzitas. Arenas y arcillas con Calymene. Partidos ácidos.				
REDLIN (1955)	Valle de Alcudia	Infracámbrico. areniscas arcillosas y grauvacas P varios km.	areniscas esquistos conglome. calizas.	800 mts. 13 unidades litolog. Arenig-Cuarcit. Llandeilo- Serie arcillosa con Calymene. Lland. Sup./Car. Ashgill-areniscas y arcillas.	cuarcitas y pizarras con graptol.	conglomerados cuarcitas y pizarras	400 a 500 mts Estefaniense a Pérmico de Puertollano.	Postorogénico: batolito granítico de los Pedroches.
MAAS (1957)	Córdoba-Adamuz-Bujalance	Conglomerados deformados, arcosas areniscas, argilitas, y cuarcitas. P: 500 mts.	Serie clásica inferior. Serie Carbonatada. Serie Clásica Sup.	Argilitas y areniscas del Llandeilo.	argilitas y cuarcitas	Completo Cuarcitas argilitas areniscas con Braqui. Argilitas conglom.	Tournaisense: Argil. y aren. calizasoolit. cuarcit. y cong. Visense: Argilitas, areniscas, calizasooliticas y conglom.	Vulcanismo básico en el Cámbrico y Carbonífero. Granitos postvisenses.
SUHR (1964)	Burguillo del Cerro Alconchel Barcarrota		Serie Clásica inferior. Serie Carbonatada. Serie clásica superior con coladas bas.					Vulcanismo básico del Cámbrico Superior y gabros, dioritas y granitos postorogénicos.

(sigue)

TABLA I - 2 . Continuación.

AUTOR	AREA	PRECAMBRICO	CAMBRICO	ORDOVICICO	SILURICO	DEVONICO	CARBONIFERO	MAGMATISMO
HOLLINGER (1959)	SW Huelva					Superior: pizarras arcillosas y cuarcitas con lente- jones calca- reos.	Tourn/Visen. pizarras y grauvacas Vulcanismo intermedio ácido(N) o básico(S). Visen/Namur. pizarras y grauvacas.	Vulcanismo ácido, inter- medio y bá- sico en el Carbonífero Inferior.
KALTHOFF (1963)	SW Badajoz y Portugal Cheles - Villanueva del Fresno.		Inferior: Serie clás- tica gruesa y hori- zonte calcáreo. Medio: Areniscas y pizarras con diaba- sas.	Arenig: Conglo- merado. Llandeilo: pi- zarras arcill. Lland/Car/Ash- gill: pizarras bandeadas.	Llandove- ry: cuar- citas. Wenlock- Valent. Sup. pizarras con grapt.	indeimita- ble.		diabasas y to- bas básicas en el Cámbrico medio. Dioritas y granitos pos- variscos.
LAUS (1968)	Barcarro- ta, Villa- franca de Barros, Burguillos del Cerro Zafra.	No visible.	Cámbrico Inferior: Serie Clástica Sup.: pizarras cuarcíticas y areniscas. Horizonte Calcáreo con Arqueociatos. Serie Clástica Inf.: cuarcitas, areniscas, grauvacas y esquistos				Visense Sup a Trias: Areniscas y margas rojas. Visense Inf. 500-1000 m. esquistos arenosos con carbón. Caliz. y Cong.	Volcánicas básicas del Cámbrico Sup. Gabros. Dioritas y granitos post- orogénicos.

La estratigrafía del Carbonífero sería objeto de los trabajos de JONGMANN (1.949, 1.950), JONGMANN y MELENDEZ (1.952), SIMON (1.950) y MINGARRO (1.962). Este último centra su atención en las cuencas carboníferas del N. de Sevilla, algunas de las cuáles se sitúan en el límite SE del sector estudiado en esta tesis, y establece la siguiente secuencia estratigráfica, a partir de la flora fósil recogida por JONGMANN y MELENDEZ (1.952), y por él mismo:

CUENCA DE FUENTE DEL ARCO - Muro

Conglomerados	Edad:
Grauwacas	Estefaniense
Conglomerados	Sup-Autuniense.
Nivel de Carbón	
Pizarras arcillosas	
Conglomerado y niveles de carbón escaso	
Psamita.	
Techo.	

CUENCA DE GUADALCANAL - Muro

Pudingas	Edad:
Pizarras bituminosas	Westfaliense D
Arcoas potentes hacia los márgenes	Estefaniense AyB.
Grauwacas y Subgrauwacas rojizas	
Pizarras arcillosas grises	
Techo.	

Del mismo modo, las cuencas de Malcocinado y Alanís, serían de edad Westfaliense D- Estefaniense A, mientras que la de S. Nicolás del Puerto correspondería al Estefaniense A o B.

SIMON (1.950) atribuye al Westfaliense medio la cuenca de Villanueva y rec-

tifica así la datación admitida, correspondiente al Westfaliense-Estefaniense.

Finalmente, dada la abundancia en la zona de Ossa-Mayor de rocas migmatíticas, cuyo estudio, sin embargo, no se abordará hasta el siguiente periodo, comentaremos muy brevemente, por tratarse de un trabajo precursor a este respecto, la descripción de las migmatitas de Sierra de Guadarrama de WAARD (1.950). Este autor propone un ciclo petrogenético varisco que transforma unos sedimentos cámbricos o más recientes, de naturaleza arcilloso-calcárea, en granito, a través de pasos intermedios migmatíticos. La atribución de la edad paleozóica a tales gneises migmatíticos va en la línea establecida por LOTZE (1.929), si bien matizada posteriormente por este mismo autor, según hemos visto.

En cualquier caso, la descripción detallada de estructuras migmatíticas es una novedad petrológica en la bibliografía española, incluso en el momento de la publicación de su traducción al castellano por S. MIGUEL (1.953)

4) Sobre Tectónica del Macizo Ibérico.

LOTZE (1.945 b) publica su ya clásica distribución de los variscidos de la Meseta Ibérica. (Fig. 46, LOTZE 1.961-1970). El presupuesto básico para esta distribución lo constituye la afirmación de que "el basamento antiguo de la Meseta Ibérica es, en su totalidad, variscico", según la traducción al castellano de RIOS (1.950). Desarrolla LOTZE esta idea del siguiente modo: "No se destacan, por consiguiente, como dijo STAUB, elementos distintamente determinados como un bloque arcáico, y estructuras calcedónicas y hercínicas. Y, sin embargo, también dentro de los cuerpos estructurales variscos podemos reconocer separaciones entre distintas zonas, diferenciadas entre sí por la diversa participación en su estructura de las rocas intrusivas y metamórficas de las diferentes formaciones del Paleozóico sedimentario." Estamos pues ante la polémica entre STILLE (1.927) y LOTZE (1.929) por un lado, y STAUB y SEIDLITZ (1.931) por otro, cuyas implicaciones se comentaron ampliamente en el periodo anterior y en el

epígrafe 1 del presente periodo, en relación con el trabajo de LOTZE (1.945a).

El cuadro siguiente, tomado de la traducción de RIOS (1.950), resume las características de las zonas diferenciadas por LOTZE (1.945b).

Desde el punto de vista geotectónico, se diferencian las diversas zonas del siguiente modo:

1- ZONA CANTABRICA.-

"Zona marginal del geosinclinal paleozóico, relativamente tendida, poco móvil en el paleozóico bajo y medio, que ya en el Carbonífero sólo fué afectado por los hundimientos epirogénicos más intensos y que, finalmente, fué presa de los plegamientos astúricos".

2- ZONA ASTUR OCCIDENTAL-LEONESA.-

"La regularidad del transcurso de los pliegues corresponde a la ubicación de la zona dentro del ámbito móvil del geosinclinal paleozóico."

3- ZONA GALAICO-CASTELLANA.-

"Zona medular de los variscides de la Meseta"

4- ZONA LUSO ORIENTAL-ALCUDIANA.

"esta zona tiene cierto parecido con la Astur Occidental-leonesa.

5- ZONA DE OSSA MORENA.-

"esta zona es la más variada, abigarrada y movida de toda la Meseta Ibérica". Parece equipararse a la Luso oriental-Alcudiana.

6- ZONA SUR-PORTUGUESA.-

"zona marginal del orógeno varisco". "Las zonas cantábrica y Surportuguesa tienen muchas cosas en común".

En conjunto, integraría las "zonas II a V como dominio interior de los variscides de la Meseta, frente a las zonas I y VI, que agrupamos como domi-

nios marginales. El dominio interior representa el geosinclinal propiamente dicho, de régimen marino sometido a proceso de hundimiento desde el Algonquiense superior hasta el Devoniano, salvo ligeras interrupciones. Por el contrario, en ambos ámbitos marginales el hundimiento fué de pequeña escala y más frecuentemente interrumpido, especialmente en la época de las orogénias caledonianas. "Sólo ya los mares del Devoniano Superior-Carbonífero inferior avanzaron, adentrándose sobre estos márgenes". El dominio interior, "en el conjunto", sería "plegado en fosas bretónico-sudéticas", mientras los dominios marginales lo serían después, en la fase astórica.

El orógeno hercínico de la Meseta sería "bilateral" en el sentido de que el plegamiento se desplazaría "hacia dos zonas de antepais, una por el Suroeste y otra por el Noroeste". La zona Galaico-Castellana separaría ambas ramas.

LOTZE (1.945b) finalmente aplaza la consideración del problema de ubicar el orógeno de la Meseta en el conjunto de las estructuras variscas europeas.

Este tema había sido tratado ya, a grandes rasgos, por DEMAY (1.934), cuyo esquema retomaría de SITTER (1.949) al admitir la posibilidad de que el Geosinclinal armoricano de DEMAY se incurvara en torno a los Pirineos (geosinclinal de los Pirineos-Alpes Cárnicos), para constituir una misma unidad con el Geosinclinal ibérico.

La base de esta hipótesis estaba en las diferencias existentes en la sedimentación desde el Silúrico entre el llamado geosinclinal de los Pirineos-Alpes Cárnicos y las áreas situadas al S de Asturias. Durante el Carbonífero, la distinción "de zonas positivas y negativas", es decir, geosinclinales y geanticlinales del Paleozóico antiguo, se mantendrían, aunque con diferentes facies (Figs. 6 y 9 de SITTER (1.949-1.950)). Fig. 1-8.

CARLE (1.945), al estudiar la geología de Galicia, encontraría similitudes entre el W y S de Galicia y la zona saxothuringica por un lado, y entre el N de Galicia y la zona Renano-hercínica.

En cuanto a la formación del "arco astórico", CARRINGTON DA COSTA (1.952) propone un origen ligado a la fase de transición caledónico-varisca, la fase Devónica Media, que provocaría la emersión por abovedamiento o inundación de Galicia y Portugal. Este autor estudia los movimientos caledónicos en la Península y determina la existencia de débiles movimientos verticales eocaledónicos (Silúrico) seguidos, por el contrario, de fuertes oscilaciones orogénicas neocaledónicas (Silúrico-Devónico). Como se puede ver, se asigna a los episodios orogénicos más antiguos una importancia exigua (epígrafe 1). No obstante, lo que si queda implícitamente claro después de LOTZE (1.945b), es que la distribución del geosinclinal Paleozóico está ya determinada en el Cámbrico y, en consecuencia, se debe a efectos orogénicos o epirogénicos, como quiera admitirse, de edad precámbrica reciente.

Quedaría por reseñar la aportación al conocimiento geológico, procedente de las numerosas hojas del M.G.E. a 1:50.000. Sin embargo, por las razones que fuese, tanto la escasez de medios como la falta de ambiente político y científico adecuado o la ausencia de profesionales cualificados, el hecho es que tales trabajos pueden considerarse como inútiles a los efectos perseguidos en este resumen. Basten, por tanto, las referencias a los mismos realizadas en la introducción a este apartado.

1.2.9. EL PERIODO 1963-1978

Este periodo de 15 años es el más rico en investigación científica sobre el Macizo Ibérico. Se han recogido trabajos de interés más o menos directos para la Meseta meridional, en número cercano a 200. Esta misma cantidad de trabajos corresponde aproximadamente a los aparecidos entre los años 1850 y 1962. Más difícil de cuantificar es, sin embargo, el avance real producido en los conocimientos geológicos sobre el área. La impresión general del autor es que este avance no es, ni mucho menos, proporcional al número de publicaciones, aún cuando haya sido muy importante.

En cualquier caso este enorme relanzamiento no es casual. Es un parámetro más del relanzamiento de la economía española. Como puede verse en la ERA DE FRANCO (TAMAMES, HISTORIA DE ESPAÑA, Alfaguara T.1 , 1976, 5ª ed.), una vez dejados atrás la autarquía y el estancamiento (1939-1961) y después de algunos años de búsqueda de un nuevo modelo de crecimiento y en un nuevo equilibrio (1957-1960), se inicia la Estabilización económica. En efecto desde la entrada de los dos primeros ministros del Opus Dei (Ullastres y Navarro Rubio, 25/2/1957), se produce una clara inflexión en la política económica. Se comienzan a adoptar las primeras medidas tendentes a lo que después se llamaría el PLAN de Estabilización. El Decreto/Ley 10/1959 "de nueva Ordenación Económica" planteaba dos objetivos: primero, sentar las bases para un desarrollo económico equilibrado; y, segundo, iniciar una mayor integración en otras economías. Las misiones de la OECE que visitaron España en enero de 1960 señalarían el éxito de la primera fase de la ejecución del plan. Igualmente, el informe de una misión del Banco Internacional de Construcción y Fomento que visitó España en junio de 1961 sería positivo para la nueva política económica. Este informe dió paso a una nueva etapa a partir de 1962, en que se crea el cargo de Comisario del Plan de Desarrollo, que constituiría el preámbulo de la era de los PLANES DE DESARROLLO (Iº 1964-67, II 1968-71,

III 1.972-75).

En realidad, esta reactivación económica, acompañada de una relativa liberalización en la actividad cultural (Ley de Prensa, de Fraga) y algunas modificaciones en la ordenación universitaria (Reforma de Lora Tamayo, que trae consigo: la creación de los departamentos considerados, sobre el papel como unidades básicas frente a las Cátedras, el establecimiento de los tres niveles de dedicación: normal, plena y exclusiva, la aparición de la figura del profesor agregado), influiría en un desperezamiento, igualmente relativo, de la actividad científica académica con el incremento del número de profesores universitarios de Geología, dedicados a la actividad investigadora. El desarrollo de las nuevas secciones de Geología incrementó notablemente el número de licenciados y doctores en esta rama. Esta tendencia se inicia ya desde los años 60 (LLOPIS, ALTA, FEBREL, etc.) y se intensifica claramente a partir de los años 70 (GUTIERREZ ELORZA, HERNANDEZ ENRILE, CORRETGE, PEREJON MARTINEZ, VEGAS, etc.), hasta el momento presente (LIÑAN, 1974; PEREZ LORENTE 1.977; CAPOTE, 1.977; GARROTE, en curso; PASCUAL, en curso, etc.). Por otra parte, en el marco de la investigación extranjera sobre temas de la Meseta, lo más notorio es el relevo de la escuela de GOTTINGEN por diversos grupos de geólogos procedentes de universidades francesas (BOUYX, FABRIES, BARD, CAPDEVILA, SAUPE, MATTE, TAMAIN, etc.), y holandesas (VOGEL, FLOOR, OEN, PRIEM, etc.). Al mismo tiempo cobran auge las investigaciones geológicas en torno a los centros mineros de Almadén, Peñarroya, Linares (TAMAIN, DELGADO QUESADA), faja piritífera (RAMBAUD, SCHERMERHOR, DOESTCH, etc.). El I.G.M.E., por su parte, integra a algunos geólogos que van renovando lentamente los métodos de investigación geológica, mientras la realización del M.G.E. primero, y del PLAN MAGNA después, lleva a la publicación de nuevas hojas como Valsequillo (1.963); El Viso (1.968); Constantina (1.967); Santa Olalla (1.967); Jerez de los Caballeros (1.970); Pozoblanco (1.970); Azuaga (1.971); Maguilla (1.973)

CORDOBA (1.975), entre otras, así como la publicación del mapa de síntesis a escala 200.000 y otros a escalas más amplias.

En general, se produce considerable interrelación y continuidad entre las investigaciones de los últimos 15 años. Hay que tener en cuenta que la mayor parte de estas investigaciones, como decíamos antes, giran en torno a las Tesis Doctorales de FABRIES (1.963), CARVALHOSA, (1.965), BOUYX (1.969), BARD, (1.969), CAPDEVILA (1.969), TAMAIN (1.972), RIBEIRO (1.974), PEREJON (1.969), VEGAS (1.971), LIÑAN (1.974), PEREZ LORENTE, (1.977), GARROTE (en curso), PASCUAL (en curso), etc., por citar algunos de los directamente implicados en el área en estudio. A excepción de FABRIES, los autores franceses han continuado publicando notas con posterioridad a la presentación de la Tesis Doctoral, y algunos han dirigido Tesis de 3er. ciclo a alumnos de sus propias facultades (BLADIER, 1.974; VAUCHEZ, 1.974; LAURENT, 1.974, entre otros). Mientras tanto, se ha incrementado paulatinamente el número de Tesis de Licenciatura y de Doctorado realizadas por alumnos de las Escuelas de Granada, Bilbao, Madrid y Salamanca (MARTIN GALAZA, MORENO, SIMANCAS; ARRIOLA, etc.), en áreas de la Meseta Centro-Meridional.

El resumen sintético de este periodo se hará con referencia a epígrafos generales que se ocuparán de los siguientes temas : (Fig. 1-1a),

- 1.- ZONA SUDPORTUGUESA.
- 2.- ZONA DE OSSA MORENA.
- 3.- EL ANTICLINORIO BADAJOZ-CORDOBA.
- 4.- ZONA CENTRO IBERICA.
- 5.- SERIE PRECAMBRICA EN EL MACIZO IBERICO MERIDIONAL- ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTOS.

Indicaremos, finalmente, la gran utilidad de la memoria síntesis del Mapa Tectónico Nacional (JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO, CONDE (1.974)), para la elaboración de este apartado.

1.2.9.1. ZONA SUDPORTUGUESA.

Está limitada al norte por el accidente de FICALHO, cuya directriz es aproximadamente N100 entre BEJA y la cuenca del VIAR al E., y N160 desde BEJA a S. SUSANA, situada al NW. Desde este accidente hasta las costas atlánticas del W y el S. afloran materiales paleozóicos recubiertos por sedimentos recientes en las inmediaciones del litoral. Las series paleozóicas están constituidas exclusivamente por materiales devonocarbo-níferos, cuya historia geológica puede resumirse de la siguiente manera:

1.2.9.1.1. EVOLUCION ESTRATIGRAFICA.

DEVONICO.- Depósito de una potente serie de areniscas y arcillas en régimen de subsidencia paralela a la sedimentación, en medio de aguas someras y profundas (SCHEMERHORN, 1.971). Hacia el N. de la región se depositaría la serie de pizarras y areniscas de grano fino que constituyen la formación Pulo, que actualmente aparece como una serie epimetamórfica, muy deformada en un nivel estructural profundo, según PFEFFERKORN, (1.968). Esta formación había sido considerada Arcaica (NERY DELGADO, 1.876, 1.904) y Precámbrica (ZBYSZEWSKI, 1.964). Hacia la parte alta de esta serie devónica, conocida como grupo de Filitas y Cuarcitas (SCHEMERHORN, 1.971); o Formación Prevolcánica (FEBREL; 1.967; COULLANT et alii, 19), aparecen conglomerados, psammitas y calizas beigeas con conodontes del Fameniense superior (PRAUVOST, 1.912), MESEGUER, (1.945), VAN DEN BOOGAARD (1.963, 1.967) y HOLLINGER (1.959). Recientemente FANTINET et alii (1.976) ha determinado una fauna de Climenias y conodontes en calizas cerca de Mértola; las edades de los dos grupos de fósiles indican igualmente edad fameniense, para la parte alta de esta serie. Igualmente aparecen rocas volcánicas básicas en forma de coladas espiliticas con pillow lavas, andésitas, piroclásticas básicas y sills de dolerita espilitica asociadas a pizarras, jaspes y radio-laritas. Estas extrusiones parecen abundar en el sector occidental de la zona: en Riotinto (RAMBAUD, 1.969), en el sector Calaños-Buitron (AYE, 1.977) aparecen un sill silúrico entre el Devoniense y el Carbonífero, aunque de

edad posterior al Visense inferior, considerado como extrusivo anteriormente (FEBREL, 1.965, 1.967; LECOLLE, 1.972). En el sector occidental las espilitas aparecen sólo a partir del Tournaisiense superior-Visense inferior (SCHEMERHORN, 1.970b, 1.975). Estas espilitas podían ser de origen primario, como exponente de un vulcanismo espilitico asociado a una alineación magmática (BERNARD y SOLER, 1.974), o bien de origen secundario, por metamorfismo regional de rocas volcánicas en facies esquistos verdes (LECOLLE, 1.970, LECOLLE y ROGER, 1.976).

CARBONIFERO.- La formación Devónico-Carbonífera coincide con un acentuado cambio en el régimen sedimentario de la cuenca. De manera abrupta y generalizada de E a W, se produce un vulcanismo explosivo que, desde numerosos puntos de emisión, acumula potentes espesores de brechas, tobas, cuarzokeratófidos, riolitas y cuarzolatitas (SCHEMERHORN, 1.970a, 1.971). De este modo se definen el Complejo Volcánico Silíceo (C.V.S.) (SCHEMERHORN, 1.971), la Formación Vulcano Sedimentaria (COULLANT et alii, 1.979) etc., como un conjunto de materiales vulcanoclásticos, entre los que aparecen rocas sedimentarias e importantes capas de pirititas y sulfuros asociados. Este complejo presenta fuertes variaciones en potencia y facies de E a W. Así, al NE de Aljustrel predominan los materiales sedimentarios, mientras que hacia el E, el resto de la zona, el predominio corresponde a los volcánicos (SCHEMERHORN y STANTON, 1.969).

Los sedimentos son de origen volcánico o detríticos, procedentes de la denudación de áreas vecinas. Aparecen, además, escasos niveles calcáreos intercalados en las pirititas de composición variable, desde micritas a bioclastitas groseras con abundantes restos de crinoides. Estos son los únicos restos microfósiles de esta formación o complejo vulcano silíceo, e indican Visense inferior (FAIXA PIRITOSA IBERICA, libro guía, p.276, 1.976). En el sector oriental las vulcanitas ácidas pueden aparecer en dos conjuntos, inferior y superior, entre los que se sitúa una serie intermedia con esquistos negros, jaspes, calizas oolíticas y jaspes manga-

nésicos, que terminan con pizarras púrpuras (LECOLLE, 1.972). Aunque, en general, la variabilidad impide correlacionar con gran precisión equivaldría a la F. Touriz (BOOGARD, 1.967).

En cuanto al medio de sedimentación de esta extremadamente variable formación, se ha sugerido un ambiente de borde continental de gran extensión, con cuencas someras y zonas emergidas. La presencia de lavas soldadas implicaría medios aéreos o subaéreos por cuanto un gran espesor de agua hubiera entrañado un rápido enfriamiento que fijaría los vitroclastos e impediría su soldadura (LECOLLE, 1.974). La actividad volcánica ácida se efectuaría en varios episodios sobre un "paleoride" activo que los acúmulos volcánicos edificarían. Los centros de emisión se desplazarían hacia el N., al tiempo que el Dinantiense masivo transgrediría sobre este umbral viniendo desde el Sur. El vulcanismo quedaría acabado en el Visense superior (LECOLLE y ROGER, 1.973). Para otros autores, sin embargo, la presencia de pizarras, radiolaritas y cherts con radiolarios, así como la continuidad de la sedimentación con la serie turbidítica de la parte alta del complejo, indicarían un régimen profundo de sedimentación durante un período de condiciones tranquilas, con escasos aportes terrígenos (SCHEMERHORN 1.971). Otra cuestión polémica es la consideración de determinados niveles gúfa. Tal sucede con el horizonte de "pizarras púrpuras" o "polvo-hematites" que aparecen en la parte alta de este complejo y, según BERNARD y SOLER (1.974), al ser un nivel depositado en condiciones de gran tranquilidad, puede ser considerado como tal nivel de referencia, mientras que otros autores señalan su esporádica distribución (SCHEMERHORN 1.971; CARVALHO et alii 1975; LECOLLE 1.972; LIBRO GUIA, FAJA PIRITOSA IBERICA, p.277, 1.976, etc.)

En cuanto a las intrusiones y extrusiones espiliticas que aparecen desde el Devónico hasta el Visense inferior, señalaremos su abundancia en el techo del C.V.S. en el S. de Portugal, que consiste en lavas espiliticas. En general, se ve que el vulcanismo básico es anterior al ácido, aunque puedan solaparse en el tiempo por la mayor continuidad del primero. SCHEMERHORN (1.970 b) rechaza la idea de una "suite spilite-keratophyre", es decir,

el origen común de ambos por diferenciación magmática y/o contaminación cortical a partir de un magma espilitico original. La distribución de efusiones espiliticas desde el Cámbrico hasta la fase postectónica herciniana sugiere más bien una independencia entre ambos magmas, de modo que mientras el magma espilitico procedería del manto superior, el magma ácido procedería de la fusión parcial de la corteza profunda (SCHERMERHORN, 1.971). HAMET y DELCEY (1.971) confirmarían esta hipótesis mediante análisis de relación de isótopos Rb/Sr. y SOLER (1973), mediante estudios petrológicos, que sugerirían la espilitización del magma básico por contaminación de aguas cloruradas sódicas contenidas en la pila sedimentaria atravesada (ver también BERNARD y SOLER, 1.974).

En el accidente de Ficalho aparece una formación de grauwas similar a otra formación que aparece al N del anticlinorio de Beja, de grauwas de Terena. Estas series, de tipo Culm, comienzan a depositarse en el Tournaisiense-Visense superior, (SCHERMERHORN, 1.971), mientras que, hacia el sur, las facies Culm aparecen con edad progresivamente más reciente, hasta llegar a Namuriense final en el extremo meridional (Aljustrel). En esta área la serie Tournaisiense-Namuriense se compone de esquists carbonosos, calizas arrecifales fosilíferas, colcoesquists, calizas dolomíticas y esquists nodulosos fosilíferos, con una potencia total inferior a 300 mts., sobre el cuál reposa el flysch esquistoso-grauwaquico de facies Culm (500mts.) y faunas de edad Namuriense superior-Westfaliense. La interpretación paleogeográfica señala una serie terrígena de plataforma levemente subsidente, que evoluciona a medio arrecifal litoral para dar paso a una fuerte subsidencia alimentada por aportes procedentes del NE. (FEIO y RIBEIRO, 1.971). Las series Culm se componen, en general, de una monótona alternancia de grauwas, pizarras silíceas y carbonáceas, conglomerados y tilloides. Se pueden diferenciar tramos diferentes según el predominio de una u otra litología (SCHERMERHORN, y STANTON, 1.969). Las máximas potencias (3.000 mts.) se alcanzan en la parte portuguesa de la fa-

ja piritífera. La distribución de litofacies y el tipo de detritus en las grauwacas indican al geanticlinal de Reja como área fuente durante su elevación. El depósito se produjo a partir de corrientes turbidíticas deslizadas desde las pendientes que bordeaban el geanticlinal con dirección que es tanto más paralela al eje de la cuenca cuanto más al este de la misma. En las proximidades del geanticlinal cabía encontrar discordancias entre el C.V.S. y la serie Culm.

1.2.9.1.2.-TECTONICA.

Los plegamientos hercínicos ocurren a partir del Westfaliense A que está ya deformado. Se diferencian una primera fase de deformación, la más intensa y compleja, acompañada de metamorfismo regional e intrusiones ígneas de edad Westaliense Medio. Después, una segunda fase de edad Estefaniense, deformaría las anteriores estructuras (SCHERMERHORN, 1.971). Otros autores difieren de este esquema. Así, FEIO y RIBEIRO (1.971) distinguen una 1ª fase de dirección NW-SE vergente al SW, con desarrollo de esquistosidad de plano axial con pliegues y cabalgamientos tardíos. Posteriormente, dos fases NW-SE (2ª) y NNW-SSW (3ª), pliegan sucesivamente las estructuras. Este conjunto sería posteriormente compartimentado por las tectónicas tardihercínicas y alpinas. LECOLLE (1.972) reconoce una etapa precoz finidevónica, y después la fase principal, postvisense, con metamorfismo regional epizonal y pliegues vergentes al S, seguido de una fase tangencial con cabalgamientos al sur. Tras ella, dos fases, N120 la primera, seguida de la intrusión de granitos y granodioritas tardíos, y finalmente la fase 3ª, con S_F y fallas de salto en dirección N30/40E. La fase tangencial sin F_1 tardía, produce traslaciones de hasta 20 kms., como el manto de Carrapateira (FEIO y RIBEIRO, 1.971). Este esquema parece aceptado igualmente por otros autores (Libro Guía FAIXA PIR. IBER., pp. 279, 281, 1.976). Finalmente señalaremos la falla de Messejana, continuación de la falla de Plasencia, mencionada anteriormente (GARCIA FIGUEROA, 1.963), cuya extensión de unos 500 kms. entre Aljezur y Avila, es

significativa. Se trata de un accidente con salto en dirección sinistreso de unos 3 kms. que, posteriormente, en fase distensiva, fué ocupado por intrusiones doleríticas de tipo Tholeiítico entre el Jurásico inferior y medio. Un estudio completo de esta importante fractura y el magmatismo tholeiítico asociado se debe a SCHERMERHORN et alii. (1.978).

1.2.9.1.3.—METAMORFISMO.

En cuanto al metamorfismo regional de la zona sudportuguesa (LECOLLE 1.970, SCHERMERHORN 1.975, MUNHA 1.976, LECOLLE et ROGER 1.976), señalan su gran extensión areal y de baja temperatura. Se diferencian dos asociaciones de minerales, una con Albita de baja T, cuarzo, clinozoisita, clorita moscovita y actinolita aparecería hacia la parte septentrional e indicaría un metamorfismo de bajo grado, mientras la otra de Pumpellita, Paragonita, Pirofilita, Prehnita sería de muy bajo grado de metamorfismo y aparecería hacia el sur (SCHERMERHORN 1.975, MUNHA 1.976, LECOLLE y ROGERS 1.976). Ambas paragénesis indicarían bien un metamorfismo progresivo (SCHERMERHORN 1975), un metamorfismo regional bifásico, sin fases 1 y 2 de deformación (LECOLLE y ROGER, 1.976), o la asociación de muy bajo grado contemporánea y/o posterior a los de bajo grado (MUNHA 1.976). Las T y P alcanzadas en la fase de bajo grado serían de 350-400°C y 2,5-5,5 Kb (LECOLLE y ROGERS, 1.976).

CARVALHO (1.976) estudia el vulcanismo de la región Cercal-Odemira, un anticlinorio con núcleo en C.V.S., aflorante al SW de la faja piritosa, rodeado por sedimentos del Culm. Compara la edad de este vulcanismo con las de las áreas inmediatas y establece la existencia de una progresión o migración del vulcanismo silíceo desde esta región, Cercal-Odemira, en que presenta una edad Devónico Superior, hasta la región Gafo-Chonca al N., en que la edad es Visense inferior a superior.

Finalmente, destaquemos algunas conclusiones de interés, para la posterior discusión de las interpretaciones geotectónicas.

- migración del vulcanismo hacia el norte (LECOLLE y ROGER, 1.973; CARVALHO 1.976).

- existencia de un surco ácido eugeosinclinal desde el Tournaisense en la zona septentrional, al mismo tiempo que el sur de la zona se mantenía en condiciones de plataforma litoral.
- migración de las facies flysch hacia el Sur (SCHERMERHOAN, 1.971).
- tectónica tangencial con desplazamientos mayores hacia el Sur, sin fase 1.
- metamorfismo regional de bajo grado al Norte, y de muy bajo grado al Sur (sin fase 2; LECOLLE y Roger, 1.976) con T y P máximas de 350-400°C y 2,5-5,5 Kb (LECOLLE y ROGER, 1.976).
- potencias mayores de facies Culm hacia el W.
- abundancia mayor de vulcanismo básico hacia el NE.
- escasez de granitos aflorantes.

1.2.9.1.4.- DATOS GEOFISICOS.

Los datos de anomalías gravimétricas de BOUGUER de la Península Ibérica, sitúan una zona de anomalías positiva en las provincias de Huelva, Sevilla y Sur de Badajoz. BARD (1.971) interpreta este dato como reflejo de una importante masa de rocas básicas que estaría en las profundidades y de una corteza siálica relativamente adelgazada, que hacia el N. progresivamente se iría engrosando.

MJELLER et alii (1.973) establecen por métodos sísmicos un engrosamiento de la corteza hacia el SE, entre la costa Atlántica al W (30 kms. de la costa) y la costa del Algarve al S. (34-35 Kms.). Estos datos confirman la presencia de corteza siálica bajo la zona sudportuguesa. Estos salientes indican un grosor medio de la corteza de la plataforma ibérica de unos 34-36,2 Kms. (PAYO y RUIZ, 1.977), lo que contraría la proposición de BARD (1.971). Y otros datos, en fin, apoyan tal hipótesis: la abundancia de anomalías magnéticas y la disminución de la corteza desde la alineación Badajoz-Córdoba hacia el SW, interpretación del mapa de isópacas basado en anomalías de BROGER para corteza normal (CADAVID, 1.977). La principal dificultad surge de la escasez de estaciones de medición gravimétrica en el SW, lo que otorga gran ambigüedad a los métodos.

1.2.9.2.— LA ZONA OSSA MORENA.

Esta zona es la más variada y compleja de la rama meridional del orógeno hercínico (LOTZE 1.945 a; JULIVERT et alii, 1.974). En la presente síntesis, se admite la línea establecida por ROBARDET 1.976; CAPDEVILA 1.976; CHACON y PASCUAL, 1.979. Es decir, se considera como tal zona al área comprendida entre el accidente de Ficalho al SW y el de Azuaga al NE.

Incluye varias alineaciones de anticlinorios y sinclinorios que, para los fines de la descripción, pueden denominarse: (Fig. 1-la),

- Anticlinorio Portel-Aracena (APA).
- Sinclinorio Estremoz-Higuera la Real (SEH).
- Anticlinorio Olivenza-Monasterio (AOM)
- Sinclinorio Zafra-Llerena-Cazalla (SZLLC)
- Anticlinorio Badajoz-Córdoba (APBC) (Dominio de Sierra Albarrana)(DSA).

En cuanto al anticlinorio Portoalegre/Badajoz/Córdoba, en la actualidad queda admitida su división en dos fajas metamórficas al NE y SW de la falla de Azuaga que, como se ha dicho, delimitaría el borde NE de la zona. La serie metamórfica de Almendralejo-Azuaga-Cerro Muriano deberá considerarse, en consecuencia, como borde meridional de la zona Centro-Ibérica, en cuanto a la distribución de los sedimentos paleozóicos.

Esta nueva distribución su justificación geológica e interpretación serán tratados en el apartado siguiente. En cualquier caso, para la descripción de Ossa Morena se considerará, además de los anticlinorios de Beja-Aracena y Olivenza/Monasterio, el dominio metamórfico de Sierra Albarrana, parte meridional del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba al SW de la falla de Azuaga (J. CHACON et alii, 1.974).

1.2.9.2.1. DELIMITACION Y DEFINICION DE LAS SERIES PRECAMBRICAS.

Durante un largo periodo, que hemos descrito anteriormente, las series aflorantes bajo el Cámbrico inferior medio carbonatado, tan potente en esta zona, se han considerado bien como la base del Cámbrico o bien como "Series de Tran

sición" al Precámbrico. Todavía en la década de los sesenta ALIA (1.963) describe así los materiales más antiguos del anticlinorio Olivenza-Monasterio: "El Cámbrico se inicia en su base visible por un conjunto constituido por cuarcitas, pizarras, pizarras areniscosas y grauwacas. En general, esta serie que puede alcanzar una potencia de unos 800 mts., se caracteriza por la coloración grisácea u oscura de sus materiales, destacando entre ellos las cuarcitas, con frecuencia negras, por contener materia carbonosa y que pueden servir en muchos lugares como capas guía". Aunque es este trabajo ALIA (1.963) no utiliza ningún término específico para denominar esta serie, que él atribuye al Cámbrico basal, VEGAS (1.968, etc.) la cita frecuentemente como origen del término Serie Negra. En realidad fué CARVALHOSA (1.965) quien definió la Serie Negra en la región de Portel, para referirse a un conjunto de liditas y cuarcitas negras, que atribuye al Cámbrico inferior. Estas cuarcitas y liditas negras, indica CARVALHOSA (1.965), que "estão asociadas com xistos, de tonalidades oscuras, constituyendo un conjunto que designamos por «Serie Negra»". Esta es evidentemente, una definición más formal que la de ALIA (1.963), aunque erróneamente coincide con éste en atribuir tal Serie Negra al Cámbrico Inferior. Como se verá, parece menos probable una edad Proterozoico Medio a Superior, según resulta de dataciones micropaleontológicas y del análisis estratigráfico regional (CHACON, 1.978).

También FABRIES (1.963) caracteriza la historia geológica de Sierra Morena "par l'absence de bloc anticambrien, du moins à l'affleurement et par deux cycles de sédimentation". Los dos ciclos de sedimentación a los que se refiere corresponden, respectivamente, al ciclo Cámbrico inferior o Infracámbrico (términos que utiliza indiscriminadamente), a Cámbrico Medio, interrumpido por la fase Sarda, y al ciclo del Paleozoico Medio y Superior o hercínico propiamente dicho. En este esquema la serie metamórfica de Lora del Rio, micaesquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas, corresponderían a "dépôts du Paleozoïque inférieur", metamorfizados durante el ciclo hercínico. Basten estos ejemplos, sobre los que volveremos después, para situar el estado de conocimientos sobre la existencia de Precámbrico en Sierra Morena: Téngase en cuenta que LOTZE (1.956) había indicado ya la edad Algonquica de algunos de

estas series inferiores, como vimos en el apartado anterior. Es a partir de mediada la década de los sesenta, cuando sucesivas publicaciones sobre el área reconocen la existencia de Precámbrico, si bien con frecuencia se mantiene la definición de Series de Transición para las formaciones clásticas. (BARD, 1.965, 1.967, etc.; VEGAS, 1.963, 1.970, 1.971, etc.; GUTIERREZ ELORZA y HERNANDEZ ENRILE, 1.965; HERNANDEZ ENRILE y GUTIERREZ, 1.968; TEIXEIRA y GONCALVES, 1.967; CADAVID y GUTIERREZ, 1.971; DELGADO-QUESADA, 1.971; GUTIERREZ et alii, 1.971; HERNANDEZ ENRILE, 1.971; GONCALVES, 1.969; CARVALHOSA, 1.965; LLOPIS et alii, 1.970).

En general, se acepta el criterio de considerar como Precámbrico a aquellas formaciones que se encuentren bajo niveles cámbricos datados (WHEELER, 1.958)⁽¹⁾. Si este tipo de criterio es generalmente difícil de aplicar, la confusión aumentaba por cuanto, clásicamente, se reconocía la distribución del Cámbrico Ibérico en tres conjuntos (LOTZE 1.961), de los que el inferior sería macroclástico. Por otra parte, estos Clásticos situados bajo el Cámbrico inferior se habían descrito, ya como series de transición, eocámbrico o infracámbrico. Según LOTZE y SDZUY (1.961), bajo las series carbonatadas del Cámbrico inferior aparecen en el Macizo Ibérico niveles de pizarras y arenas con faunas de trilobites de la familia de los Doleronidae, que deben considerarse como Cámbrico inferior A.

Con este criterio se propone entonces, para el Macizo Ibérico, considerar las series clásticas inferiores como Eocámbrico, un término que incluía a las series intermedias cuya base se situaría a 600-620m.a., coincidiendo con el comienzo de las series de pizarras y grauwacas del Precámbrico, (PARGA, 1.971). El problema se traslada, de este modo, a la delimitación Georgiense/Eocámbrico, toda vez que las dataciones paleontológicas benefician a escasos puntos.

Como bien indicaban NEWMAN y PALMER (1.956), no siempre el sistema Cámbrico corresponde con un periodo delimitado, por cuanto, con frecuencia, existe un tránsito insensible entre materiales de ambas edades. Ello fué moti

(1) WHEELER, (1.958) propone situar el límite Precámbrico/Cámbrico en el interior de una serie que tenga trilobites abundantes y permita una zonación en la base o cerca de ella.

vo de la creación de los términos citados, Eocámbrico⁽¹⁾ (BROGGER 1.900) o Infracámbrico⁽²⁾ (MENCHIKOFF 1.949), que, en realidad, sólo ofrecían nuevas clasificaciones de validez limitada.

FABRIES (1.963) aplica a los materiales cámbricos y subyacentes del Macizo de Lora del Río la clasificación de HUPE (1.960), establecida en Marruecos y, además, no modifica la sucesión establecida por SIMON (1.949, 1.951). De este modo, de acuerdo con HUPE, sitúa el horizonte calcáreo que contiene la fauna de *Archaeocyathos* en el Tasousekhtien inferior - soussien, que es, aproximadamente, equivalente al Georgiense inferior medio de LOTZE (1.961). Bajo el Soussien se encontraría el Infracámbrico, representado por las Capas de Tambor, en espesor superior a 1.100 mts. Las Capas de Tambor (SIMON 1.949, 1.951; LOTZE 1.961) son, en realidad, una compleja secuencia que incluye pizarras, cuarcitas, arcosas blanquecinas, areniscas gruesas y conglomerados. Como dijimos antes, respecto a la serie metamórfica que constituye el Macizo de Lora del Río, concluye FABRIES (1.963, p.173): "Les dépôts du Paleozoïque inférieur ont dont fourni le matériel primitif"... Se refiere, en concreto, a la sucesión de Capas de Tambor (Infracámbrico) - Capas de Campoallá (horizonte calcáreo con *Arqueotitidas* y margas asociadas y metamorfizada en condiciones de gradiente térmico elevado (andalucita-sillimanita,) durante la fase bretona (Carbonífero inferior) de la orogenia hercínica. El examen de la cartografía geológica del NE de la provincia de Sevilla de este autor (FABRIES, 1.961) revela la existencia de un contacto mecánico de directriz N 80 aproximadamen-

(1) BROGGER (1.900) propuso este término para incluir el complejo estratigráfico sedimentario situado entre el Jotniense y el Cámbrico Inferior en La Mjøsa, en la faja caledónica escandinava. En 1.956 se propondría su restricción a la época que va desde la glaciación subcámbrica hasta la aparición de fósiles del Cámbrico inferior (HOLTEDAHL, 1.958).

(2) MENCHIKOFF (1.949) sugiere el Infracámbrico para designar las formaciones situadas bajo la base del Cámbrico, pero ya netamente ligadas al ciclo paleo-

(continúa en la próxima página)

te, que delimita al Sur las series metamórficas de El Madroño, Los Camachos, cubierto hacia el borde del valle del Guadalquivir por Mioceno, mientras al N. quedan los sedimentos mencionados del Infracámbrico y Cámbrico inferior. Como puede verse, la correlación se establece por comparación de secuencias litológicas. En el bloque sur, en algún punto contactan directamente con las series metamórficas materiales atribuidos por FABRIES al Gothlandiense (Dehesa Alta) o Cámbrico inferior (Capa de Campoalla, al sur de Silla).

Como puede verse, las principales dificultades para el establecimiento de las series Precámbricas son, en Ossa Morena, de tres tipos:

1).- Prejuicios geológicos, fruto del trabajo realizado, especialmente entre 1.929 y 1.963 (ver apartados correspondientes), que sistemáticamente interpretaban las series metamórficas del Macizo Ibérico como materiales paleozóicos afectados por la orogenia hercínica.

2).- Los problemas de la base del Cámbrico y su límite con el Precámbrico.

Para describir estas series se han utilizado toda clase de términos: Series de transición, Infracámbrico, Eocámbrico, Epiproterozóico (SALOP (1.964) define tal término para el Proteozóico reciente entre 600 y 650 m.a., bajo el Infracámbrico (570-600 m.a.)) y Antecámbrico. PARGA (1.971) llega a sugerir que estas series "quizá pudiesen situarse en el Paleozóico como otro sistema más".

3).- La escasez de yacimientos fosilíferos. En numerosas áreas la estratigrafía se establece por correlaciones litológicas, incluso entre materiales metamórficos y sedimentarios.

4).- El problema de la intensidad del metamorfismo hercínico y de la existencia de metamorfismos de edad precámbrica. Sobre la base de correlaciones estratigráficas dudosas y de análisis estructurales, frecuentemente poco rigurosos, se concluye por atribuir al ciclo herciniano procesos de edades ozóico, es decir, que no pertenezcan al zócalo de las "antiguas plataformas", constituido por el "Antecámbrico" (ver también MENCHIKOFF, 1.958);

diferentes.

En consecuencia, con todas estas fuentes de dudas, se pasará a continuación revista a cada uno de los anticlinorios, tratando de delimitar los datos establecidos con evidencias directas (datación geocronológica o correlación estratigráfica inmediata) de aquellos otros que carecen de apoyo directo.

1.2.9.2.2.— EL ANTICLINORIO BEJA-ARACENA.

CARVALHOSA (1.965) considera que las formaciones metamórficas de la región de Portel-Ficalho tienen facies muy semejantes a las de España (Baja Extremadura y provincia de Sevilla), Cita en apoyo de esta consideración precisamente a HERNANDEZ-PACHECO (1.963), ALIA (1.963), y FABRIES (1.963). De este modo, aunque propone considerarlas como Cámbrico inferior, no puede encontrar evidencias directas, tales como pasos laterales desde formaciones sedimentarias de edad conocida a metamórficas o restos fósiles en rocas epimetamórficas. En consecuencia, admite que "Il est même possible que des niveaux "infracambriens" représentés par des gneiss, des leptynites, etc., de faciés quelquefois porphyroïdes soient aussi représentés". Tampoco FABRIES (1.963) encontró tales pruebas directas, como se deduce de su trabajo, aunque no admitirá una posibilidad similar. BARD (1.969) estudia el área de Aroche-Aracena, en el Norte de Huelva y borde meridional de Ossa Morena. Encuentra igualmente series metamórficas cuya edad es problemática. Como él indica: "Le problème de l'âge de ces diverses formations n'est pas entièrement résolu. Nous pouvons affirmer qu'il s'agit de niveaux anté-gothlandienses et nous proposons de voir dans les calcaires d'Aracena un matériel susceptible d'être rattaché au Cambrien inférieur du reste de la Sierra Morena". En la discusión del problema en este área, tienen una importancia especial estas calizas de Aracena, azólicas, que BARD asimila al Cámbrico inferior, como posibilidad más admisible en una región próxima a las calizas con Arqueociatos de Ossa Morena central y septentrional. No obstante, al considerar la posibilidad de que tales calizas sean referibles como un nivel precámbrico-

co, señala que la cuestión estriba en explicar la desaparición de las series Cámbricas y Ordovícicas, ya que, en tal caso, el Gothlandiense se pondría en contacto directo con las series Precámbricas. Por esta razón se excluía la primera posibilidad.

De este modo, en el anticlinorio Beja-Aracena, borde meridional de Ossa Morena, se admiten como posible Precámbrico (Infracámbrico) las series de la Umbría (BARD, 1.969), y la Serie Negra (CARVALHOSA, 1.965; TEIXEIRA y GONCALVES, 1.967). La serie de la Umbría es una potente secuencia de metapelitas y cuarcitas negras, sobre las que se intercalan porfiroides grises y un nivel lenticular de calizas arenosas amarillentas. El techo de la serie es coronado por un episodio macroclástico con algunos niveles de conglomerados con cantos de arcosas y rocas volcánicas ácidas. La base de la serie no se conoce. La serie de la Umbría yace bajo las calizas de Aracena, que BARD (1.969) correlaciona con el Georgiense inferior medio carbonatado que aflora más al norte. En consecuencia, la serie de la Umbría sería de edad Precámbrica Superior.

La "Serie Negra" definida en la región de Portel por CARVALHOSA (1.965), como hemos señalado, incluye un conjunto de liditas, cuarcitas y esquistos negros que este autor atribuye, como ALIA (1.963), al Cámbrico inferior. Posteriormente TEIXEIRA y GONCALVES (1.967) lo considerarán precámbrico.

1.2.9.2.3.— ANTICLINORIO OLIVENZA-MONESTERIO-LORA DEL RIO (A.O.M.L.)

En primer lugar comentaremos el afloramiento de Estremoz, que aparece en posición intermedia entre éste y el anterior anticlinorio.

GONCALVES (1.974) establece que, bajo la serie carbonatada de Estremoz, aparecen arcosas irregularmente distribuidas sobre un nivel de conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita que alcanzan en ocasiones 40 cms. Bajo este conjunto clástico, que atribuye a la base del Cámbrico, se sitúa un potente flysch pizarro-grauwáquico ("Xistos de Mares") con intercalaciones de cuarcitas negras y liditas atribuibles a las Series Negras del Precámbrico Superior.

En cuanto al afloramiento precámbrico del A.O.M.L., que se extiende desde Barcarrota al S del Pintado, pocos estudios de detalle se han realizado frente a las abundantes síntesis y generalizaciones existentes. Entre los primeros, interesan algunas tesis de Licenciatura en la Universidad de Granada. MALAVE (1.973) en el sector situado al S. de Llerena, y QUESADA (1.975) en el sector de Monesterio, establecen dos formaciones precámbricas, la inferior de migmatitas procedentes de pizarras, areniscas y rocas calcáreas, y la superior que correspondería a la Serie Negra, con andesitas, liditas y rocas básicas. Un muestreo realizado por el autor de este trabajo en compañía de FERNANDEZ-CARRASCO, en la Transversal de Salvatierra de los Barros, ofreció una secuencia de micasquistos con clorita y biotita, con esporádicas cuarcitas negras sobre las que se disponía una formación de arcosas blanquecinas, situadas inmediatamente bajo la serie carbonatada. De interés igualmente, por los reconocimientos de campo que ofrece, es el trabajo de HERNANDEZ-ENRILE (1.971), sobre los porfiroides aflorantes en el flanco sur de este A.O.M.L., entre Bodonal y Cabo. En este área encuentra en la base a la Serie Negra, culminada por cerca de 20 mts. de cuarcitas negras. Sobre ellas aparecen una serie de potencia variable entre 50 y 200 mts. de pizarras, areniscas, tobas ácidas, areniscas feldespáticas y porfiroides ácidos, culminados por pizarras, arcosas y rocas volcánicas ácidas. Sobre esta serie se sitúa la serie margosa calcárea del Georgiense medio.

La ausencia de conglomerados sobre la serie vulcanodetrítica es interpretada como un cambio lateral, de modo que la última representaría en esta región al nivel macroclástico del Cámbrico inferior.

En el sector de Puebla del Maestre (CADAVID y GUTIERREZ 1.971) encuentran igualmente la Serie Negra, compuesta por cuarcitas, pizarras y calcosquistos oscuros con intercalaciones calcáreas, sobre la que aparece una formación de subarcosas parduzcas.

Al E. de Jerez de los Caballeros, en el sector de Valuengo, FERNANDEZ-CARRASCO mostró al autor del presente trabajo una secuencia de materiales inferiores

al nivel carbonatado Georgiense, compuesto por anfibolitas, ortogneis porfiroide, esquistos biotíticos y un nivel de mármoles ricos en magnetita, bajo la cuál aparecía un nivel de areniscas arcóscicas de grano medio a fino. La parte inferior de la secuencia la constituye la Formación gneisico-migmatítica de Valuengo: un conjunto de metarenitas y metapelitas migmatizadas en la base con intercalaciones de metabasitas. La novedad de este corte la constituye la ausencia de materiales equivalentes a la Serie Negra, entre el nivel de Arcosas, presumiblemente la parte alta del Precámbrico, y la serie de Valuengo, que bien podría corresponder a un Proterozóico inferior, y correlacionarse con la serie migmatítica de Monesterio.

En resumen, parece que se dibujan tres conjuntos situados bajo las calizas del Georgiense inferior:

- 1º) Conglomerados, arcosas y andesitas.
- 2º) Flysch con pizarras, grauwas, cuarcitas negras, calizas y rocas básicas.
- 3º) Migmatitas cuarzopelíticas con metabasitas intercaladas.

En cualquier caso, cabe destacar la ausencia de mayores precisiones, por lo que estas conclusiones tienen interés orientativo exclusivamente.

En cuanto a los trabajos más generales, VEGAS (1.968) plantea la existencia de Precámbrico en el A.O.M.L. al asimilar el Cámbrico inferior de ALIA (1.963) a la Serie Negra de CARVALHOSA (1.965), atribuida al Precámbrico por TEIXEIRA y GONCALVES (1.967). Sobre ella se situaría la serie porfiroide de transición, que equivaldría a las de Malcocinado y Azuaga. El conjunto estaría recubierto por el conglomerado de la base del Cámbrico. Este mismo esquema es repetido por GUTIERREZ et alii (1.971), y PARGA et alii (1.972), con ánimo de síntesis, que resumen las series del Sur del A.P.B.C. en dos formaciones: la superior será la formación de Sotillo, compuesta de arcosas, areniscas, conglomerados y andesitas; y la inferior la Serie Negra, en cuya base se situarían anfibolitas y porfiroides de Azuaga. Esquema éste impreciso, como se ha visto antes.

1.2.9.2.4. LAS SERIES PALEOZOICAS Y TRIASICAS DE OSSA MORENA.

La monografía de LOTZE y SDZUY (1.961) sobre el Cámbrico en España, que se ha reseñado ampliamente en el apartado correspondiente, se mantiene hoy día vigente en la mayor parte de su contenido. No obstante, SDZUY (1.971), LIÑAN (1.972, 1.974) y PEREJON (1.969, 1.971, 1.973, 1.976), detallan y aportan conclusiones de gran interés, como se comprobará.

Cuando BARD (1.969) resume la estratigrafía del Paleozóico medio y Superior de la Meseta, se basa en los trabajos de LOTZE (1.942, 1.945), SCHNEIDER (1.939, 1.951), TEIXEIRA (1.951), RAMBAUD (1.963), MACGILLAVRY (1.963), PFFERKORN (1.968), VAN DEN BOOGAARD (1.963, 1.967) y DELGADO (1.876), es decir, en las investigaciones realizadas por los autores del grupo de GOTTINGEN, ampliamente reseñadas, en el periodo correspondiente, o en las realizadas por autores que se ocuparon de la zona Sudportuguesa, como ya vimos antes. Señala ésto la inexistencia de estudios estratigráficos recientes sobre el Paleozóico Medio y Superior en la Ossa Morena.

Como demuestra ROBARDET (1.976), el Ordovícico, Silúrico y Devónico de la Sierra Morena permanecen mal conocidos y aparecen muy imperfectamente representados en la cartografía geológica existente.

Con estas limitaciones resulta difícil resumir la estratigrafía de los materiales aflorantes sobre el Cámbrico en los sinclinatorios Estremoz-Higuera la Real (SEH) y Zafra-Llerena-Cazalla (SZLLC). No obstante, y con la anterior advertencia, pasaremos revista a algunos trabajos sobre estas áreas.

Las memorias correspondientes a las hojas de Elvas, Estremoz y Sousel (fig. 1-9) de la C.G. de Portugal 1:50.000, debidas a GONCALVES (1.970, 1.974, 1.976) permiten resumir el siguiente cuadro estratigráfico para el Alentejo:

	ELVAS	ESTREMOZ	SOUSEL
DEVONICO		flysch pizarroso - grauvaquico conglomera- dos (pizarras grises cenicientas con fósiles vegetales, corallarios y crinoides)	
SILURICO Inferior	pizarras satinadas y grafitosas con Monograptus, con intercalaciones de ftanitas y cuarcitos negros	pizarras sericitas con liditas y pizarras grafitosas Monograptus. Cuarcitas asociadas Grauvacas hacia el SW. Meta vulcanitas-traquitas, doleritas basaltos y pizarras con Monograptus intercaladas. Micasquitos gneises migmáticos.	pizarras con Monograptus intercalados en rocas volcánicas ácidas y básicas, aglomeradas y brechas volcánicas ftanitas (atribuidas al Ordovícico) como silúrico inferior.
CAMBRICO Medio	serie vulcanodetrítica con predominio de rocas verdes, metadoléritas, microdoléritas y espilitas y metavulcanitas ácidas	Xistos de Terrugem serie vulcanosedimentaria con pizarras, rocas verdes espiliticas, conglomerados y cuarcitas	Xistos de Terrugem serie vulcanosedimentaria
INFERIOR MEDIO (SDZUY, 1971)	Xistos de Vila-Boim serie flyschoide calizas y dolomios	Xistos de Vila-Boim serie flyschoide calizas y dolomias de Estremoz	Xistos de Vila-Boim serie flyschoide y metavulcanitas ácidas en la base calizas y dolomias
		arcosas conglomerados silíceos	Serie clástica conglomerado poligénico

Como puede verse el cuadro, que resume unas descripciones poco sistemáticas y muy desordenadas, no ofrece particulares precisiones. Se observa la ausencia de Ordovícico* y Cámbrico Inferior, mientras un Devónico no precisado aflora en el sector de Estremoz.

FABRIES (1963) establece en la región de Lora del río la presencia de una serie silúrica** (Tarannön-Skiddaviense) discordante sobre la serie cámbrica (Tablas 1-3). Este conjunto se ve cubierto por la serie de Villanueva de las Minas del Westphaliense Medio y la de la cuenca del Viar (Estefaniense -Permico inferior).

En este cuadro, la serie devónica había sido erosionada y sus afloramientos no serían conocidos en la provincia de Sevilla.

Posteriormente ROBARDET (1976) revisará los sinclinales de Valle (NW de Cazalla de la Sierra) y Cerrón del Hornillo (al S.E. de Constantina) para establecer las siguientes precisiones que mejoran los datos de Fabriés (1963):

SINCLINAL DEL VALLE LITOLOGIA FAUNA EDAD

DEVONICO, al S.E. de la granja de Valle bajo junto al Pantano del Pintado	pizarras verdes nodulosas	Tentaculites braquiópodos y trilobites	Emsiense
SILURICO, N. del pantano del Pintado (base al N. del Cortijo Gallardo, techo al S.E. de la Granja Valle bajo)	pizarras ampolíticas y calizas	Graptolites, ortoceras y trilobites	Llandovery - -Wenlock (con Simón 1951)
ORDOVICICO, no se parece al de la Z.C.I.			

* Aunque puede ser que bajo la denominación Silúrico Inferior, se refiera al Ordovícico más o menos bajo.

** Tal serie comprende términos Ordovícicos y Gothlandiense o Silúricos propiamente dichos en la terminología actual.

TABLEAU II

Stratigraphie du Cambrien du NE de la province de Seville

SUCCESSION DES COUCHES	FOSSILES	AGE
Lacune		Cambrien moyen et supérieur
Arkoses grossières		Aguilizien (?)
Couches d'Alanis (700 m) Schistes quartzitiques Schistes bariolés Marnes litées et bariolées (violetttes et vertes) Calcaires et marnes légèrement bariolés	"Faune à Saukianda" Ajacicyathus sp.	Tasousekhtien supérieur
Couches de Campoalla (800 - 1000 m) Calcaires cristallins Calcaires rubanés, en plaquettes noduleux Marnes bleu-foncé, avec intercalations de calcaires bitumeux ou quartzeux	Cryptozoon HALL Archaeozoon MATTHEW Ethmophyllum	Tasousekhtien inférieur Soussien
Couches de Tambor (1100 m) Schistes gris-belu, avec intercalations de quartzites Alternance de grès blanchâtres et de schistes clairs Arkoses blanchâtres et grès grossiers Conglomérat à gros éléments		Infracambrien
Substratum inconnu		Infracambrien (?)

I-3a Estratigrafía del Cámbrico del NE de la Provincia de Sevilla, según FABRIES (1963).

TABLEAU V

Stratigraphie du Silurien du NE de la province de Séville

	VALLE	CERRON DEL HORNILLO	PARROSO
Tarannon Llandoverly	Calcaire à Ortho- ceras Schistes à Grapto- lites (100 - 120 m)	Schistes noirs Calcaires marneux (1 - 5 m)	Schistes à Grapto- lites
Ashgill	"Schistes du Valle" (200 m)	Schistes verts mi- cacés, avec bancs de psammites et de calcaires gréseux (300 m)	Schistes violets avec bancs de mi- cropoudingues et de quartzites (300 m)
Caradoc	Calcaire à Pélma- tozoaires (15 m)		Calcaire colitique (20 m) Formations pyroclastiques (100 - 150 m)
Llandeilo	"Schistes verts" (300 m)		Schistes gréseux verts (100 m)
Skiddavien	Quartzites jaunes		Quartzite à Cruzia- na

Tabla I-3b. Estratigrafía del Silúrico en el NE de la Provincia de Sevilla, según FABRIES, (1.963).

SINCLINAL CERRON DEL HORNILLO	LITOLOGIA	FAUNA	EDAD
<u>DEVONICO,</u> 200 mts. al N. km. 14.900 carretera Constantina-La Puebla de los Infantes	pizarras pardas.	Braquiópodos	Emsiense
<u>SILURICO</u> km. 9.250 carretera Constantina-Puebla de los Infantes (mucho) km. 13.400 carretera Constantina-Puebla y Valle del Arroyo de Sancha al N. del km. 17 (techo)	pizarras ampolíticas y areniscas pizarras pardas y verdosas intercaladas en pizarras ampolíticas con graptolites	Graptolites Trilobites, crinoides y graptolites	Llandovery a Wenlock Techo de Prídoli a parte basal del Lochkov
<u>ORDOVICICO</u> 8 Km. S.E. Constantina 5 Km. S.E. Constantina	bolos fosfatados en pizarras barra calcárea	Acritarcas y Chitinozoarios Cyatholithina, Euconochitina y Siphonochitina Trilobites, Conodontos, Bryozoarios y Brachiopodos	Llandello Ordovicico Medio a Superior (Ashgill?)

ROBARDET (1976) estima sobre los datos anteriores que en conjunto, las series del Ordovicico-Silúrico y Devónico presentan una serie de peculiaridades frente a la Z.C.I.

ROBARDET (1.976) estima sobre los datos anteriores que, en su conjunto, las series del Ordovícico-Silúrico y Devónico presentan una serie de peculiaridades: frente a la Z.C.I. y en el límite con el Devónico.

	OSSA MORENA	CENTRO IBERICA
<u>Devónico Inferior</u>	Facies pizarrosas con elementos renanos y hercínicos	Facies arenosas y faunas esencialmente renanas.
<u>Silúrico</u>	Graptolites en el límite con el Devónico	Primeras Graptolites en el Llandovery Superior No hay Graptolites en este límite
	Llandovery inferior pizarroso con Graptolitas	Llandovery inferior arenoso
<u>Ordovícico</u>	Ausencia de formaciones típicas	Cuarcita Armoricana Esquistos con Calymene Faunas ricas y diversificadas

El área situada inmediatamente al N., entre Cazalla-Constantina y Valverde de Llerena-Argallón, fué estudiada por GARCIA-VELEZ (1.974), que se limitó a utilizar la estratigrafía de SIMON (1.951), como igualmente hiciera FABRIES (1.963).

BARD (1.969) ofrece los siguientes cuadros sobre la estratigrafía del Paleozoico Medio y Superior entre el Sur de Cala y el frente de Aracena:

	Est de Barrancos (Portugal)	Sud d'Encinasola	SW de Hinojales	Sud Canâveral	Sud de Cala	(Schneider) 1951 Série de Verdugo
Dévonien			microconglomérats		micropoudingues et grauwackes calcaires	
Gothlandien	?	?	ampélites et lydiennes coulée spilitique	? //// faille //// idem		
			phyllades noires avec			
			lentilles de spilites			
		Schistes + phyllades noires à gris verdâtres + quartzites gris foncé	Phyllades violacées et vertes à pistes			
		ampélites + lydiennes	Schistes argilo-gréseux jaunes + psammitiques			
		argiles noires grésop- sammitiques	ampélites + lydiennes			
		Schiste argileux gris verdâtres plus ou moins psammitiques	Schistes argileux vert- pomme			
Ordovicien moyen et supérieur	Schistes argileux plus ou moins psammitiques	Schistes argileux plus ou moins psammitiques	Schistes argileux et phyllades noires à des ampélites	Conglomérats poly- géniques	Série intermédiaire schisto-quartzeuse Conglomérat à galets de spilite	couches de Ciervo
		Schistes argilo-gréseux noirs. Alternance de conglo- mérats, quartzites et schistes noirs,	Schistes argileux et phyllades noires à des ampélites			
Cambrien	Schiste argileux gris verdâtres plus ou moins psammitiques	Alternance de con- glomérats schistes noirs Conglomérats polygé- niques avec passées argileuses, vertes à violacées	lentilles de calcaires spathiques	Volcanites de la Umbría-Pipeta	idem	
		Schistes versicolores	Schistes argileux et phyllades noires à des ampélites			
		Schistes argilo-gréseux violacés	Schistes grésograu- wackeux avec lentilles de calcaires spathiques		Alternance de schistes vert pomme et de quartzites blancs conglomérats *	
			Conglomérats et quart- zites beiges		idem	
			Calcaires de Cafvelo ou volcanites de Um- bria-Pipeta.			

Tab. IV - Corrélation lithostratigraphiques du Silurien du Nord de la Province de Huelva.

	Route Jabugo à Fregenal	N. d'Aracena	N-W de Zufre	S. de Cala
Dévonien moyen	schistes argi- lo(-gréseux) verts ≈ 150 m	alternance rythmique d'argiles grises et de quartzites à grains fins ≈ 200 m	Schistes argileux grisâtres ≈ 200 m	
Dévonien inférieur	alternance ryth- mique de grauwac- kes gréseuses et de schistes argi- leux noirâtres ≈ 400 m	grauwackes grossiers et passées de phylla- des noires ≈ 70 m	flysch argilo- grauwackeux ≈ 600 m	?
	microconglomé- rats à galets de phyllades noires et de quartz lai- teux ≈ 50 m	"flysch" grossier ar- gilo-gréso-grauwackeux à plantes et crinoïdes ≈ 350 m	Lentilles de calcai- res spathiques et grauwackes microcon- glomératiques ≈ 150 m	argiles noires de Verdugo(?) grauwackes cal- careuses con- glomératiques ≈ 70 m
Gothlandier	Phyllades noires à graptolites	discordance Phyllades violettes et/ ou schistes noirs am- pélitiques	Phyllades versicolo- res et volcaniques de la Ribera de Huel- va	Quartzites et schistes vert- pomme (Ordovi- cien supérieur)

Tab. v - Corrélations stratigraphiques des terrains dévoniens de la région d'Aracena.

HERNANDEZ y GUTIERREZ (1.968) y GUTIERREZ (1.970) presentan el siguiente esquema general para la misma área del Cámbrico:

DEVÓNICO	Pizarras, grauwacas y cuarcitas, Pizarras versicolores	Emsiense (SCHNEIDER, 1.951)
SILURICO	Pizarras y areniscas arcillosas con liditas y pizarras ampelíti- cas con Graptolitas.	Tarannov
ORDOVICICO	Serie Conglomerática Cuarcita Armoricana	

En el sector de Santa Olalla, a ambos bordes de la falla, distribuyen series Devónicas, tales como, de muro a techo:

NORTE DE LA FALLA

Conglomerados,
Pizarras y areniscas
Intercalaciones de calizas con
crinoides.

SUR DE LA FALLA

Pizarras, grauwacas y cuar-
citas.

En general, se puede observar la ausencia de estudios de paleontología estratigráfica sobre el Paleozóico de Ossa Morena. Por esta razón, las atribuciones realizadas en trabajos como el que se acaba de reseñar, son frecuentemente imprecisas, cuando no totalmente erradas.

Es ésta, en consecuencia, una urgente tarea a realizar. Las investigaciones de HENRY, MORZADER, MECOU y RACHEBOEUF, anunciadas por ROBARDET (1.976), ofrecerán, a buen seguro, interesantes novedades.

Finalmente, mencionaremos brevemente el estudio sobre las formaciones cámbricas al norte de Córdoba, realizadas por LIÑAN (1.972, 1.973, 1.974, 1.975 a, b, 1.976). Este autor define según el Código de Nomenclatura Estratigráfica la Serie del Arroyo Pedroche, constituida por las Formaciones de los Villares, Sto. Domingo y Pedroche. (Fig. 1-9). La edad de la serie es, en conjunto, Cámbrico Inferior, tal como indicara LOTZE (1.961).

PLIOCENO - CUATERNARIO	Trasvertinas Terrazas Ranosa				D. erosiva D. " D. "
MIOCENO	Carbonífero F. Las Escaleras				D. " Local. regular D. erosiva
PERMO-TRIÁS	Facies detríticas rojas				D. angular y erosiva
dominio edad	CÓRDOBA - ALANIS	SIERRA ALBARRANA	CERRO MURIANO	VILLAFRANCA - EL VACAR	Acontecimientos Estratigráficos
CARBONIFERO	Cuenca del S ^o . de Linares	Cuenca de Las Albertillas	Cuenca de Los Llanos del Cerdo	Cuenca de Villafranca	D. angular y erosiva " " " "
CAMBRICO	F. Los Villares	C. Volcánico = Sedimentario	?	?	Concordancia
	F. Sta. Domingo				"
	F. Pedroche				" Local. falta
	F. Torredrubes				D. cartográfica
PRECAMBRICO	F. S. Jerónimo				D. " y testóricas
	otras Formaciones	F. Azuaga otras Formaciones		F. Azuaga	□ Ausencia de materiales D. = discordancia
			Complejo Metamor. Campa Alta		

Fig. 32.- Características estratigráficas de las Unidades en la Sierra de Córdoba

Fig. 1-9. Estratigrafía de la Sierra de Córdoba según LIÑAN (1976).

PEREJON (1.969, 1.973...) estudia las faunas de Archeociathos del Georgienense de esta misma región.

En cuanto a la serie carbonífera y triásica (Cuenca del río Viar), no se produce ningún avance respecto a las investigaciones reseñadas en el periodo anterior, por lo que omitiremos su repetición.

1.2.9.2.5.—MAGMATISMO , METAMORFISMO Y ESTRUCTURA DE LA Z.O.M.

Intercalados en las series estratigráficas de la Z.O.M., se expresan diversos episodios volcánicos de composición y significación tectónica diferentes. Entre los términos más bajos que afloran en las series Precámbricas, y en un nivel cronoestratigráfico que podemos referir, provisionalmente, como un Proterozóico precoz, se encuentran diversos niveles de anfibolitas. Se trata de ortoanfibolitas (DELGADO-QUESADA, 1.971; GARROTE com. pers.), situadas en la base de la potente serie flyschoide de edad atribuible al Rifense bajo a medio (CHACON , 1.978). Esta posición, bajo una secuencia de tipo eugeosinclinal, señala a las ortoanfibolitas como expresión de un vulcanismo preorogénico ligado al ciclo Proterozoico. Un ciclo durante el cuál se produce metamorfismo en gradiente de bajas presiones tipo andalucita-sillimanita (Dominio de Sierra Albarrana), con migmatización de las series paragneisicas de la base (Monesterio, QUESADA 1974; Dominio de Sierra Albarrana, CHACON et alii 1.974) . Se conoce relativamente poco de este ciclo tectónico. En el sector occidental, al S. de Jerez de los Caballeros, la serie de Valuengo-Mallorca (FERNANDEZ CARRASCO, com.pers.) podría corresponder a la base del Proterozóico, se presenta migmatizada y con evidencias de, al menos, tres fases de deformación sin o pre migmatización. Sin embargo, no está suficientemente explicada la ausencia en aquel área de la serie de cuarcitas negras (Proterozoico alto=Rifense Superior a Vendiense), y la superposición directa de la serie arcóica de posible edad Vendiense (Proterozoico Final). Se podría tratar de un alto fondo anterior a la deposición del Flysch rifense; incluso, a falta de mayores precisiones, cabría anticipar la hipótesis de una unidad interna cabalgante sobre las series superiores. En cualquier caso, las series vulcanoclásticas del Proterozóico final sellan este ciclo proterozóico y señalan el desarrollo preorogénico del ciclo sedimentario paleozóico. En este sentido de sedimentos postorogénicos, de tipo molásico , las secuencias arcóicas del Proterozoico terminal (Vendiense) son especialmente significativas. Aparecen de manera esporádica y con potencias variables al SE

(Formación Torreárboles), en el sector central (Constantina) y al SW (Formación de Usagre, Fuente de Cantos), así como en el sector portugués. En unos puntos se disponen en clara concordancia con las series infrayacentes (Usagre), mientras que en otros la discordancia es igualmente manifiesta (Sector de Córdoba, Torreárboles). En cuanto a los niveles conglomeráticos que acompañan al conjunto vulcanoclástico, manifiestan, como en el caso de las arcosas, una erosión rápida y en medio marino, con intensa actividad espilitica.

El área erosionada, según la naturaleza de los cantos que componen los conglomerados, se componía de rocas graníticas, metamórficas y abundantes porfidos ácidos. En el sector del Cortijo del Rincón (Hornachuelos), son notorios los bloques de cuarcitas negras, muy deformadas antes de la erosión, que componen tales conglomerados. (FERNÁNDEZ CARRASCO com. pers.). En consecuencia, no cabe la menor duda del carácter postorogénico del conjunto vulcanoclástico del Proterozoico final en la Z.O.M.

El vulcanismo en este conjunto es de tipo espilitico-queratofidico. Ya se han mencionado al describir la Z.S.P. las divergencias existentes en torno al origen magmático o epigenético de tales rocas. En la bibliografía existente no se tienen referencias a este problema. Las descripciones de las porfiroides de Bodonal, Cala y Villalba de los Barros (HERNÁNDEZ ENRILE 1.971) concluyen en un origen ligado a emisiones de vulcanitas riolítico-dacíticas de tipo lávico, piroclástico y cinerítico, que se mezclan de manera esporádica entre tobas y cineritas y sedimentos detríticos. No hay descripciones del vulcanismo espilitico igualmente significativo y de mayor regularidad en su extensión. FABRIES (1.963) señala la presencia de sills de doleritas y coladas de espilitas en el Paleozoico inferior. Se refiere tanto a las interestratificadas en la base del Cámbrico (es decir, en el Precámbrico final), como a las correspondientes al Cámbrico medio, y, en general, las interpreta como expresión del vulcanismo geosinclinal inicial del ciclo sedimentario del Cámbrico inferior. BARD (1.969), BLADIER (1.974 etc.) atribuyen la actividad volcánica básica y más raramente ácida escalo-

nada entre el Precámbrico reciente y el Westfaliense C. a la fase geosinclinal del orógeno hercínico sudibérico.

En cuanto al ciclo hercínico propiamente dicho, los autores coinciden en afirmar su comienzo ya desde la sedimentación calcárea de la plataforma costera Georgiense que va a dar paso a una marcada subsidencia con el consiguiente depósito de la serie margosa con espilitas del Cámbrico Medio.

En cualquier caso, el desarrollo de la paleografía paleozóica estaría fuertemente condicionado por la fracturación tardiprecámbrica (CARVALHOSA, 1.965, LOTZE, 1.961). Las deformaciones hercínicas parecen iniciarse mediante una "fase mayor plicativa, isoclinal, sinmetamórfica, vergente al SW y de directriz NNW-SSE". Esta fase sería de edad intravisense o eohercínica: Devónico Superior a Medio (BARD 1.977, com.oral de RIBERO), (BARD 1.969), o antidinantiense (VEGAS, 1.971), y supondría la formación de pliegues decakilométricos (VAUCHEZ, 1.976). En una etapa tardía respecto a ésta F_1 tiene lugar un episodio importante de tectónica tangencial (GUTIERREZ et alii, 1.971; VAUCHEZ 1.976), que conduciría al cabalgamiento del Manto del Cañaverol (BARD, 1.969; VAUCHEZ, 1.976), con salto de unos quince kilómetros al SW. Posteriormente tiene lugar la siguiente fase (F_2 de VEGAS 1.971; BARD, 1.969; VAUCHEZ, 1.976, etc., o F_3 de FABRIES 1.963), de edad Westfaliense C (BARD, 1.969), o post Westfaliense A-ante-Westfaliense D; (SCHERMERHORN, 1.971; BARD, 1.977) o Namuriense-Westfaliense (VEGAS, 1.971). Esta fase pliega las estructuras mayores de F_1 y da lugar a la formación de "têtes plongeantes" en el sector de Fregenal (VAUCHEZ, 1.976). Ambas fases van acompañadas de esquistosidad, de flujo la primera, y de crenulación la segunda. Las deformaciones hercínicas finales son de fractura, con dirección NNE-SSW y NW-SE.

El llamado "metamorfismo hercínico" es, según FABRIES (1.963), BARD (1.969), BLADIER (1.974), LAURENT (1.974), de bajas presiones en la Z.O.M., en comparación con el distena-silimanita, de presiones intermedias, del A.P.B.C.

Este es uno de los temas más polémicos. En efecto, como vimos en el epígra-

fe anterior, no se puede decir que esté demostrado, ni siquiera en el sector Portel-Aracena (CARVALHOSA 1.965, BARD 1.969), que el supuesto metamorfismo hercínico afecte a las series paleozóicas, y esto es así porque no existe, hasta el momento, ninguna evidencia directa de que las series metamórficas de esta región meridional de la Z.O.M. no sean, en realidad, precámbricas.

En este sentido no deja de llamar la atención que en la Z.S.P., donde el desarrollo geosinclinal propiamente hercínico conduce a la acumulación de las potentes series vulcanosedimentarias del devonocarbonífero, ni siquiera las series inferiores (Formación de Poulo de Lobo) presenten algo más que un metamorfismo de grado bajo a muy bajo.

Al menos en el sector central y septentrional de la Z.O.M. no hay series de edad paleozóica afectadas por metamorfismo, si se descartan efectos de muy bajo grado expresados por el índice de cristalinidad de illitas de las series morfosas cámbricas.

Por otra parte es, cuando menos, sorprendente que el metamorfismo hercínico, de edad carbonífera inferior, se exprese exclusivamente en las series metamórficas que afloran en los anticlinorios, en las zonas internas, es decir, en series cuyas edades originales oscilan probablemente entre el Proterozoico final y el Prerifense.

En cuanto al sector meridional de la Z.O.M., recientemente BARD (1.977), sobre la base de estudios geoquímicos de la serie de metabasitas de Acebuches (BARD et alii, 1.977a, 1.977b), vuelve al tema de las interpretaciones geotectónicas del SW del Macizo Ibérico. Sobre esa específica cuestión se desarrollará un epígrafe especial, pero retendremos aquí algunas nuevas ideas sobre magmatismo y estratigrafía de esta región. Las anfibolitas de Acebuches constituyen, según el autor citado, una serie de más de 1.000 mts. de espesor, que aflora en la vertiente Sur del antiforme de Aracena (BARD 1.969). En la vertiente Norte, la Serie de la Corte sería correlacionada con la anterior, si bien está formada por esquistos anfibólicos, porfiroides y esquistos micáceos. En los dos flancos del A.B.A.,

tales series están recubiertas por una serie flyschoide metapelítica con horizontes ampelíticos, que contienen graptolites de edad silúrica. Esta es la serie de Escobar-El Cubito, que sólo localmente presentaría discordancias sobre el conjunto inferior.

La serie de anfibolitas de Acebuches se dispone sobre un complejo metamórfico de grado alto (facies granulita con cordierita) del que está separada por una discordancia estratigráfica. El complejo metamórfico inferior se compondría de rocas de edad Ordovícico inferior a Precámbrico Superior. La serie Precámbrica Superior será la de Umbría-Pipeta, que anteriormente había considerado Cámbrico inferior (BARD 1.969), mientras que las calizas y dolomias de Aracena representarían al Georgiense Inferior-Medio, discordante sobre la serie Proterozóica. Sobre ellas reposarían, según determinadas áreas, los esquistos y porfiroides de Jabugo, de posible edad Ordovícica, en tanto que, en otras áreas, la serie de Almonaster y Fuente del Oro, formada por gneises calcomagnésicos, mármoles y leptinitas, representaría a las formaciones cambro-ordovícicas profundamente metamorfizadas.

En cualquier caso, en este área las primeras dataciones corresponderían a la serie de Escobar-El Cubito, que contiene esquistos ampelíticos con graptolites. Las atribuciones de edad a las series inferiores son totalmente interpretativas y basadas, esencialmente, en el cuadro: serie de cuarcitas y pizarras oscuras de Umbría, bajo calizas y dolomias de Aracena, que evoca, inevitablemente, al conjunto de las series proterozóicas con cuarcitas negras situadas bajo las series carbonatadas Georgienses datadas al Norte de la Z.O.M.

Es de esperar que un estudio más detallado, desprovisto de prejuicios y acompañado de dataciones de las series metamórficas, permita delimitar con claridad el Proterozóico del Fanerozóico, y acabar con el origen de todos los problemas: la ambigua interpretación que surge de considerar al Precámbrico final como Paleozóico inicial o Infracámbrico.

En cuanto a las intrusiones ígneas, aludiremos a algunos de los trabajos más significativos. Ya FABRIES (1.963) indica la edad visense de las intrusiones graníticas del macizo de Lora del Río (tardimigmatíticos intrusivos por mecanismo diapírico entre las fases bretona y sudética, sintectónicos de la fase sudética y postectónicos acompañados de vulcanismo ácido). BARD (1.969) reconoce una repartición geográfica del magmatismo de modo que, al Sur de la Z.O.M., en el A.P.A., abundan intrusiones básicas post fase II de gabro-diorita-tonalitas, mientras que hacia el Norte en la A.B.M. y A.P.B.C. predominarían las granodioritas, post fase II.

En el macizo de Beja ANDRADE et alii (1.976) ponen de manifiesto dos tipos de magmatismo coexistentes (básico y ácido), intruidos en condiciones esencialmente subvolcánicas. Las relaciones texturales y los criterios geoquímicos indican una interpenetración de ambos magmas, entre los que el magma básico sería en parte anterior. El magma básico sería de tipo calcoalcalino. En el mismo macizo afloran dos complejos, de Odivelas y Peroguarda, considerados como ofiolíticos (ANDRADE 1.972). En el caso del Complejo de Odivelas, se trata de gabros bandeados, deformados por la fase II hercínica e intruidos antes del Westfaliense medio. Por su parte, el Complejo de Peroguarda es un conjunto metabasáltico de lavas y tobas piroclásticas, cuya edad es imprecisa. ANDRADE et alii (1.976) consideran tales complejos como clasificables entre los "ofiolitos incompletos" de MESORIAN (1.973). Por otro lado, opinan que el carácter calcoalcalino de la mayoría de las rocas ígneas no plutónicas, identificadas en el área, presta apoyo a las hipótesis geológicas que asocian al Macizo de Beja a un medio orogénico de tipo cordillera o arco insular.

BARD y FABRIES (1.970) insisten en la especial distribución del magmatismo ácido/básico en el SW de la Península, en la línea de BARD (1.969). BARD y FABRIES indican que en el sector meridional de la Z.O.M. las rocas plutónicas son de edad Westfaliense Medio, mientras que hacia el Norte son progresivamente más recientes. Esta idea es retomada después por APARICIO et alii (1.977) quienes señalan la existencia de una "línea básica" que se situaría inmedia-

tamente al SW del Batolito de los Pedroches. La provincia petrográfica meridional se caracterizaría por la abundancia de rocas máficas al tiempo que el tamaño (extensión) de los batolitos graníticos iría decreciendo. Al Norte de la "línea básica", las edades radiométricas de los plutones graníticos oscilaría entre 313 ± 10 M.A. en la alineación de los Pedroches, y 280 ± 11 M.A. en los Montes de Toledo Meridionales. En el Sistema Central español las edades de los plutones tardíos varían entre 251 ± 27 M.A. y 287 ± 16 M.A., indicando un periodo de intrusiones entre Estefaniense y Pérmico Inferior. La migración en el tiempo de Norte a Sur abarcaría, en consecuencia, un periodo de 60 a 100 M.A. entre el Pérmico inferior y el Westfaliense.

APARICIO et alii (1.977) explican tal evolución mediante procesos diferentes al Sur y Norte de la "línea básica". En la provincia meridional, la abundancia de gabros olivínicos, hiperitas, noritas etc. sería compatible con la fusión de la parte inferior de la corteza o superior del manto. La ascensión de tales fundidos se produciría por canales utilizados igualmente por los "líquidos graníticos" y se produciría con un simultáneo enriquecimiento en agua, álcalis y hierro, para transformarse en tipos dioríticos. Los magmas síalicos se producirían en la corteza media o baja por anatexia, bien inducida por magmas básicos, o bien por metamorfismo regional. Esto explicaría, además, la asociación espacial de rocas graníticas y básicas. En cuanto a la evolución petrológica de estos magmas, sería de tipo alcalino. Una buena explicación geotectónica sería, en su opinión, un modelo de tectónica de placas con subducción en la Z.S.P. (BARD et alii, 1973).

En la provincia del Norte no sería aplicable el mismo mecanismo de tectónica de placas, porque la zona de Benioff se situaría a grandes profundidades que impedirían el ascenso de los magmas graníticos a niveles superficiales. Por esta razón, y siguiendo las conclusiones de FUSTER et alii (1.974), APARICIO et alii (1975), consideran más probable para el Sistema Central un mecanismo de fusión cortical ligado a anomalías térmicas regionales.

Por su parte, BARD (1.977) interpreta la serie de anfibolitas de Acebuches (vertiente S del A.B.A.) como procedentes de un magmatismo basáltico de afi-

nidad abisal, magma debilmente potásico muy parecido a las tholeitas abisales, que podía ser resultado de la extrusión en una zona de "bordes de pro-rift", o, en el límite, en una cuenca intracontinental con corteza adelgazada (microocéano) y con velocidad de crecimiento relativamente rápido (mayor que 2 cms. año).

La línea básica de APARICIO et alii (1.977) podría significar, según puede deducirse de BARD (1.977), que el SW del Macizo Ibérico podía haber conocido ya desde el Precámbrico, el desarrollo de zonas con corteza adelgazada por riftogénesis, como indicarían las tholeitas debilmente potásicas que se alojaban en los metasedimentos Precámbricos y Paleozóicos, tal como propone, en concreto, para el Macizo Central francés.

1.2.9.3.- EL ANTICLINORIO PORTOALEGRE/BADAJOS/CORDOBA.- A.P.B.C.

La faja más polémica de la Meseta Meridional y, al mismo tiempo, la más interesante para el estudio del Precámbrico, se extiende entre el curso del río Guadiato al NW de Córdoba y el NW de Portoalegre, donde queda interrumpida por el granito de Castelo de Vide (Fig.1-10). Después, hacia el N., aparece una banda metamórfica similar, desde el curso del río Tajo, entre Abrantes y Graviao, y la Costa atlántica al N. del Aveiro. Entre Córdoba y Portoalegre la directriz es aproximadamente N 140, mientras que entre Aveiro y Abrantes es de N 350. En esta revisión se incluirá exclusivamente la bibliografía referente a la banda Portoalegre-Badajoz-Córdoba.

1.2.9.3.1.- SECTOR OCCIDENTAL DEL A.P.B.C.

Región de Portoalegre-Campo Maior.- Se trata de una zona de gran complejidad plutonometamórfica sobre la cuál, si bien existen buenos trabajos introductorios, hasta el momento no se han realizado estudios detallados.

La Fig.1-10 esquematiza la complejidad del sector, tomando referencia las hojas 32B (Portoalegre), 33C (Campo Maior), 32D (Sousel) y 37A (Elvas) de la Carta Geológica de Portugal 1:50.000 y el mapa geológico del SW del Macizo Ibérico, (GARCIA FIGUEROLA, TEIXEIRA, HERNANDEZ ENRIQUE y GONCALVES, 1.974). En esta región, bajo la serie carbonatada del Cámbrico (al SW) o los conglomerados y cuarcitas del Ordovícico (al NE) aparecen los siguientes materiales:

Región de Elvas (GONCALVES, 1.970)

- 1.- Conglomerados poligénicos con cantos de cuarcitas negras, liditas calizas, grauwas, micasquistos, metavulcanitas ácidas.
- 1'- Arcosas y areniscas arcóscicas.
- 2.- Grauwas, pizarras negras y cuarcitas negras, esquistos anfibólitas y calizas.

Región de Campo Mayor (GONCALVES, 1.972).

- 1.- Conglomerado poligénico, arcosas y rocas porfiroides.

----- discordancia.

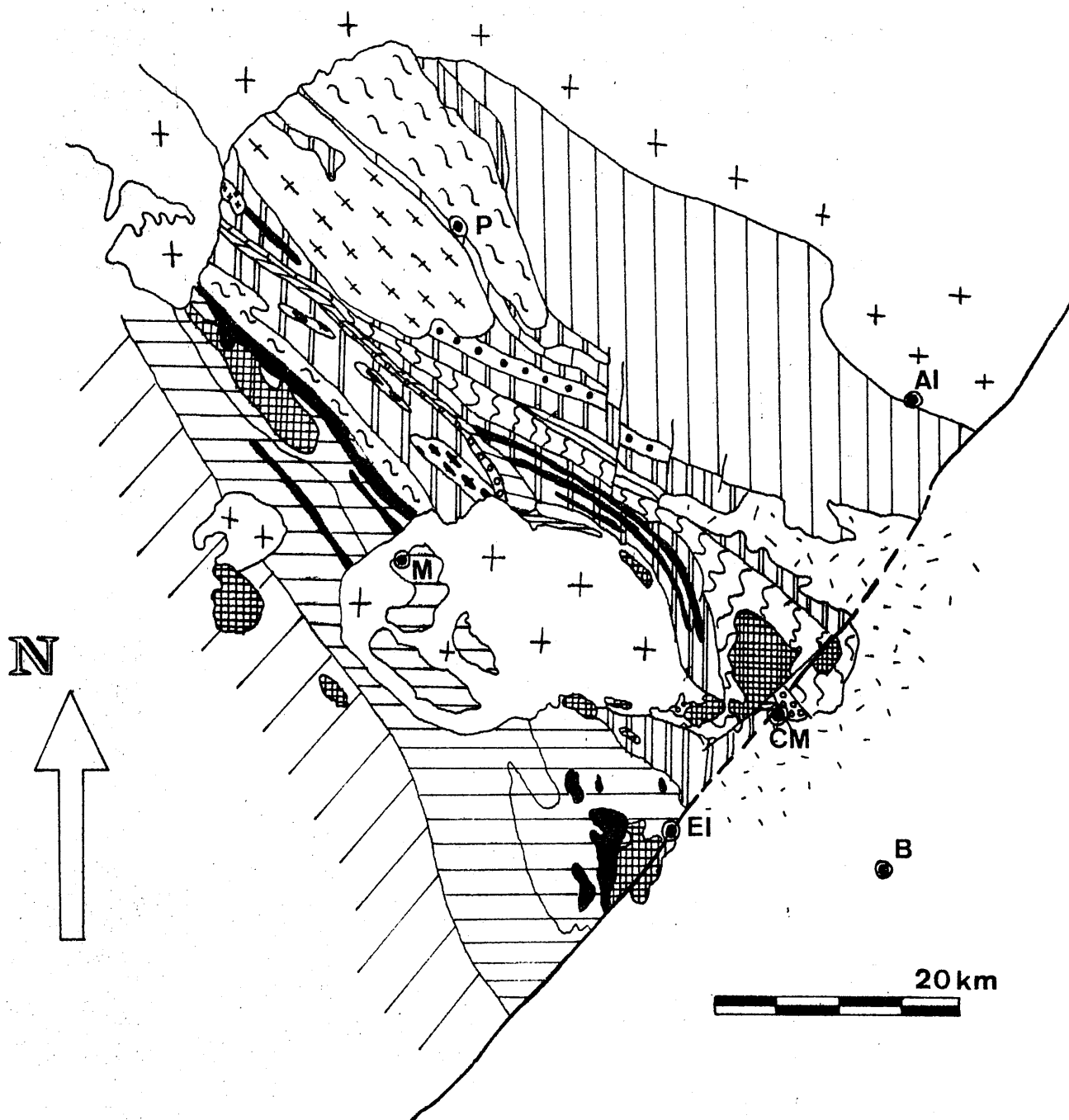
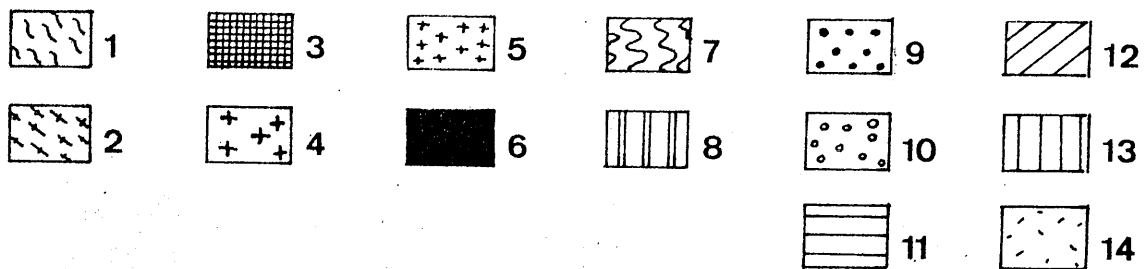


Fig.1-10. Esquema simplificado de la "CARTOGRAFIA GEOLOGICA DEL MACIZO HESPERICO DEL SUDOESTE DE LA PENINSULA IBERICA"(GARCIA FIGUEROLA L , TEIXEIRA C, GONÇALVES F Y HERNANDEZ J.L. 1975).

LEYENDA: 1- Ortoneises graníticos, 466[±] 10 m.a. 2- Granito nefésico moscovítico. 3- Rocas básicas y ultrabásicas. 4- Granitos calcoalcalinos, 290-300 m.a. 5- Granitos alcalinos, 355[±] 44 m.a. 6- Ortoneises graníticos y sieníticos hiperalcalinos, 430-460 m.a. 7- Neises y migmatitas. 8- Serie Negra. 9- Porfiroides. 10- Conglomerado de base y arcosas. 11- Cámbrico. 12- Ordovícico + Silúrico. 13- Ordovícico+Devónico+Silúrico. 14- Postorogénico reciente.

LOCALIDADES: AL - Alburquerque(Cáceres). B - Badajoz. C.M. Campo Maior. EL - Elvas. M - Monforte. P - Portoalegre.

- Serie Negra: esquistos, cuarcitas negras, grauwacas, calizas ortoanfibolíticas y gneises anfibolíticos intercalados, micasquistos.
- Gneises y migmatitas.

Región de Portoalegre (GONCALVES, 1.973).

- Ordovícico: cuarcitas y conglomerados.
- Complejo vulcanosedimentario.
- Conglomerados poligénicos.
- Flysch de VILA BOIM (Georgiense Superior).
- Calizas hacia el SW, desapareciendo hacia el NE.
- Arcosas y conglomerados.
- Serie Negra: esquistos, metagrauwacas, cuarcitas negras y calizas cristaliñas y metarcosas.
- Gneises y migmatitas.

Las secuencias de Elvas y Sousel ofrecen materiales del Cámbrico (con serie típica Ossa Morena) y del Precámbrico Superior, Las series de Campo Maior y Portoalegre expresan la paulatina desaparición hacia el N. del Georgiense inferior carbonatado (serie tipo Ossa Morena), y la aparición de la cuarcita armoricana, precedida de un conglomerado de base: La serie de Portoalegre es asimilable a una serie tipo Centro Ibérico.

En cuanto a los dos conjuntos precámbricos, hay que indicar que, mientras en la región de Campo Maior GONCALVES (1.972) atribuye la serie de gneises y migmatitas al Cámbrico metamorfizado, en la de Portoalegre (GONCALVES 1.973) señala la significativa presencia de metarcosas en la base de la Serie Negra y directamente sobre los gneises y migmatitas (formación de Campo Maior). En cuanto a la edad del metamorfismo, se acepta la idea de superposición de fases precámbricas, aunque no hay datos sobre las condiciones P/T en que se produjeron.

1.2.9.3.2.- SECTOR CENTRAL DEL A.P.B.C. : REGION ACEUCHAL- VALENCIA DE LAS TORRES-AZUAGA-SIERRA ALBARRANA. (FIG. 1-2).

En esta región las series Precámbricas se conocen suficientemente bien des-

pués de los trabajos de DELGADO-QUESADA y FONTBOTE (1.970), DELGADO QUESADA (1.971), DELGADO-QUESADA et alii (1.971), CHACON et alii (1.974), CHACON (1.974, 1.976, 1.979 a y b), CHACON y PASCUAL (1.979), GARROTE (1.976). Las divergencias mayores surgen entre las conclusiones generales de los trabajos citados antes, y los de LAURENT (1.974), BLADIER (1.974), BLADIER y LAURENT (1.974), LAURENT y BLADIER (1.976), VEGAS (1.968, 1.970, 1.971, 1.972, etc.) MUÑOZ y VEGAS (1.972) y BARD (1.967, 1.969, 1.971, etc.),

En conjunto, los autores del primer grupo citado (ligados a Granada y Bilbao) extraen de sus investigaciones doctorales un esquema estratigráfico para el Precámbrico que, en su primera versión, se debe a DELGADO-QUESADA (1.971). Este esquema, establecido en la hoja de Azuaga, era el siguiente:

CAMBRICO	-Calizas Georgiense inferior	100 mts.
	-Pizarras y calcoesquistos y cuarcitas	20 mts.
SERIE TRAN SICION	-Formación de Sotillo: conglomerados, materiales lávicos y piroclásticos de composición ardesíti ca latítica-cuarcífera: dacitas, traqui tas y traquiandesitas.	200 mts.
	-Tramo de Malcocinado: arcosas, Tramo de Encinalejo: alternancia de pi zarras y cuarcitas.	
PRECAMBRICO	-Formación de Azuaga: pizarras gris os curas, cuarcitas, grauwacas	2.500 mts.
	Tramo de micasquistos de Albariza: micasquistos con silimanita, andaluci ta, estaurolita, granate, biotita.	
	-Formación Blastomilonítica: Tramo de las Mesas: Anfibolitas, cuar citas y paragneises migmatíticos y már moles.	
	Tramo del Arroyo Argallón: gneises mig matíticos.	
	-Tramo de cuarcitas y arcosas de Sierra Albarrana: ortocuarcitas y cuarcitas feldespáticas, metarcosas y conglomer ados cuarcíticos en Sierra de los Santos.	400 mts.

Sobre esta serie, y al observar el esquema geológico de la Hoja de Azuaga, se pueden hacer algunos comentarios:

- El Cámbrico y la formación de Sotillo afloran en el sector SW de Valverde de Llerena, que está separado del sector de Azuaga mediante la falla de Malcocinado.

- El sector de Azuaga, tal como lo considera DELGADO-QUESADA (1.971), está dividido por la Falla de Azuaga "mediante la cuál, la Formación Blastomilonítica cabalga, con un ángulo del orden de 65° al NE, a la Formación de Azuaga". Por esta razón, no existe continuidad entre la serie de Sierra Albarrana (Tramos de Albariza y de cuarcitas y arcosas de S. Albarrana) y la serie de Azuaga (Tramo de Encinalejo, Formación de Azuaga y Formación Blastomilonítica).

- La formación de Azuaga está bien definida al Sur de esta localidad donde, al SW de la falla, aflora con una potencia posiblemente máxima. Pero al Norte de la falla de Azuaga, en el sector de Las Minillas, aflora sobre la Formación blastomilonítica, con una potencia mínima. Explica al autor este hecho mediante el cabalgamiento de la Formación Blastomilonítica hacia el Norte, sobre la parte superior de la Falla de Azuaga.

Es evidente que al SW de la Falla de Azuaga, entre la Formación de Azuaga y el núcleo de Sierra Albarrana, no existen materiales que puedan representar a la Formación blastomilonítica, que aflora, exclusivamente, al N. de la falla de Azuaga.

Igualmente, el Tramo del Encinalejo ha sido establecido en el sector de las Minillas, al N. de la falla de Azuaga, mientras que el tramo de Malcocinado queda difícilmente representado fuera del ámbito meridional, donde ha sido definido.

Esta serie de observaciones deben, en nuestra opinión, conducir al lector a la conclusión de que la serie del Precámbrico, establecida por DELGADO-QUESADA (1.971) es, de hecho, una síntesis producto de la correlación o interpenetración de dos series en principio diferentes, que serían:

NE DE LA FALLA DE AZUAGA

SW DE LA FALLA DE AZUAGA

Ordovícico	?
	Georgiense Inferior
Formación de Sotillo	Formación de Sotillo
Tramo de Encinalejo	Tramo de Malcocinado
Formación de Azuaga	Formación de Azuaga
Formación Blastomilonítica	Tramo de Albariza
Cuarcitas de Sierra de los Santos ?	Tramo de Sierra Albarrana

Por otra parte, al NE de la falla de Azuaga, sobre las series precámbricas, se sitúa directamente, y en discordancia, la cuarcita Arenig. Esto es, por tanto, una secuencia de tipo Centro-Ibérica. Mientras, al SW de la falla de Azuaga, como vimos, en el sector de Valverde de Llerena, yace el horizonte carbonatado del Georgiense inferior medio, sobre el conjunto Precámbrico, en una secuencia paleozóica de tipo Ossa-Morena.

La delimitación entre ambas zonas quedaría, en consecuencia, marcada bien por la falla de Malcocinado o por la falla de Azuaga. Como se verá, existen suficientes evidencias tectónicas y regionales para situar el límite en la falla de Azuaga.

Finalmente señalaremos la ambigüedad de la definición del Tramo de Albariza que, situado al parecer en continuidad basal con la Formación de Azuaga, se diferencia por su grado de metamorfismo más intenso.

Es decir, se puede definir la Serie de Azuaga como una serie de tipo flysch-oide que se sitúa entre las formaciones vulcanoclásticas del Precámbrico más reciente y las formaciones cuarcíticas y vulcanosedimentarias del Precámbrico más bajo de la región. Si se hace así, queda clara la utilidad del término, mientras que la utilización adicional de criterios tales como grado de metamorfismo, intensidad y tipo de deformación, que tienen interés para la determinación del nivel estructural, le restaría buena parte de su precisión al elevar la confusión en torno a la naturaleza de la serie estratigráfica original.



Por esta razón, al estudiar el sector situado al NW de Azuaga, CHACON (1.974, 1.976, 1.978) y CHACON Y PASCUAL (1.979) proponen una división estratigráfica del Precámbrico, basada en la definición de las series aflorantes con términos de la toponimia local:

NE DE LA FALLA DE AZUAGA (CORTE HORNACHOS-LLEERA-FALLA AZUAGA):

- Ordovícico: cuarcitas y conglomerados.
- Serie de Sierra Velita: pizarras y cuarcitas alternantes (equivalente a tramo Encinalejo, de DELGADO-QUESADA.
- Formación de Puebla del Prior: pizarras negras, cuarcitas negras o diabasas (equivalente a F. Azuaga o Serie Negra).
- Discordancia.
- Formación Atalaya: micasquistos y micacitas con biotita y estauroлита y granate (equivalente a tramo de Albariza de DELGADO-QUESADA.
- Formación Valencia de las Torres: paragneises, ortoanfibolitas, cuarcitas feldespáticas, metariolitas y rocas calcosilíceas de facies anfibolíticas.
- Formación de las Grullas y Canchalosa (tránsito lateral): blastomilonitas, ultramilonitas, gneises milonitas con distena, silimanita, estauroлита y granate en el tránsito lateral a gneises sieníticos con piroxeno-granate, hastingsita y hornblenda.

SW DE LA FALLA (CORTE FALLA DE AZUAGA-USAGRE).

- Georgiense inferior calizo-dolomítico, pizarras verdes, cuarcitas y conglomerados cuarcíticos.
- Formación de Usagre: arcosas conglomeráticas, queratofídicas y espiliticas.
- Formación de Torrecillas: brechas y conglomerados espiliticos, espilitas y porfiroides espiliticos, pizarras, tobas espiliticas y cuarcitas negras.
- ¿Discordancia?
- Formación Dehesa del Marqués: metagrauwacas y metaarenitas con cloritoide, biotita, almandino, estauroлита, andalucita y silimanita.
- Paragneises y anfibolitas.
- Cuarcitas de Sierra Albarrana | sector de Sierra Albarrana

BLADIER(1974) establece el siguiente esquema general para el Precámbrico del A.P.B.C.:

Cámbrico .- Calizas

Serie de

Transición.- Arcosas, cuarcitas, conglomerados y rocas macroclásticas vulcanosedimentarias.

Precámbrico.- Serie Negra

Serie Anfibolítica.

Ollo de Sapo ó Porfiroides de Malcocinado.

Las relaciones entre la Serie de Transición y el Precámbrico serían de discordancia en unos puntos(Llerena) y en otros de continuidad(Usagre). Este esquema ,por muy general,se hace poco útil porque no permite seguir en detalle la paleogeografía de los distintos dominios del A.P.B.C. Además no es cierto ,como ha quedado demostrado,que el Cámbrico se extienda por todo el A.P.B.C. y ,por fin,los porfiroides de Malcocinado,desde FRICKE (1941) se sitúan en la base del Cámbrico,como mantiene DELGADO-QUESADA(1971) y no tan bajos como sugiere BLADIER(1974).

CAPDEVILA,MATTE y PAREDES (1971) describen así las series Precámbricas de lo que denominan "anticlinal Azuaga-Fuenteovejuna":

Andesitas discordancia

Micasquistos con granates- 300 m. Serie Negra.
gneises ocelares de Azuaga-400 a 600 m.

----- discordancia

Complejo leptino-anfibólico de Argallón.

Ortogneises blastomiloníticos

Esta interpretación es, en nuestra opinión, errónea porque presenta una serie ordenada de modo inverso y sitúa en la base, a modo de viejo zócalo arcaico, los ortogneises blastomiloníticos. Diremos inmediatamente sobre estos ortogneises que en el sector de Las Minillas(Azuaga) según DELGADO-QUESADA (1971) intruyen y metamorfizan a la Formación de Azuaga; que en el sector de Ribera del Fresno-Llera según mis propias observaciones, que se exponen en el capítulo correspondiente, este cuerpo ígneo metamorfizado intruye y posee xenolitos de la Formación de la Atalaya, y, finalmente, que en el sector de Portalegre, rocas semejantes han dado edades radiométricas de 466 ± 10 m.a. (GONCALVES, 1973).

A pesar de todo, HERRANZ et al. (1977) insisten en que los "gneises de Ribera del Fresno y Peñarresbala son el tramo litológico más bajo de la zona estudiada y por tanto no aparece el muro. Constituyen el núcleo de la banda entre Ribera del Fresno y el NE. de Hinojosa.

En el mismo trabajo HERRANZ et al. (1977) proponen la siguiente estratigrafía para el Precámbrico del SW del batolito de los Pedroches:

- Cámbrico basal
- Series Precámbricas terminales.
- Esquistos y filitas superiores (Serie de Azuaga, Formación Dehesa del Tramo cuarzo-micacítico. (Formación Atalaya). Marqués.)
- Gneises superiores (Tramo Arroyo Argallón y Formación de las Grullas)
- Conjunto Anfibólico. (Tramo de las Mesas, Formación de Valencia de Gneises inferiores. (Ribera del Fresno). las Torres.)

Esta interpretación es, en mi opinión, errónea tanto por el orden en que se consideran superpuestas las diferentes unidades como por la ubicación en la base de los ortogneises, claramente intrusivos, de Ribera del Fresno.

1.2.9.3.3.—EL PROBLEMA DE LA SERIE NEGRA

La intención de HERRAN et al. (1977) es, sin embargo, encomiable: "contribuir a la superación de la división ya clásica del Precámbrico metamórfico regional en gneises s.l. y "serie negra", división que aún aceptando un tercer término ("serie de Azuaga" de DELGADO QUESADA) se nos presenta muy esquemática y superada". Efectivamente si la significación del término "SERIE DE AZUAGA" es, como vimos, algo ambigua, también se puede decir que el término de "SERIE NEGRA" ha sido utilizado de modo tan sumamente variable, según cada autor, que hoy es prácticamente irrecuperable.

Como se recordará la paternidad de la "SERIE NEGRA" corresponde formalmente a CARVALHO SA (1965) aunque ya ALIA (1963) hubiera destacado el color oscuro de los materiales que constituían, en su opinión, la base del Cámbrico. En cualquier caso el primer esquema de la "SERIE NEGRA" corresponde en ambos autores, a las series aflorantes en las áreas de Portel/Ficalho y Burguillo-Monesterio en la base del Cámbrico. VEGAS (1968) de acuerdo con los citados autores, redefine la serie del Cámbrico inferior de ALIA (1965) como Precámbrica. Como límite superior de la serie propone la serie porfiroide de transición aflorante en Malcocinado y Azuaga. Como se sabe mientras la serie de Malcocinado corresponde al Precámbrico superior, los gneises de Azuaga (FORMACION BLASTOMILINITICA DE DELGADO-QUESADA, 1971) se sitúan en la base del Precámbrico del A.P.B.C.

GONÇALVEZ (1969) diferencia dos conjuntos en el Precámbrico del SW, el superior sería el COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO (Precámbrico Superior) y el inferior sería la SERIE NEGRA (PRECAMBRICO INFERIOR).

VEGAS (1970, 1971) y MUÑOZ y VEGAS (1974, 1976) consideran la SERIE NEGRA como una potente formación con pizarras, grauvacas y cuarcitas, cuya parte inferior está representada por "esquistos micáceos, anfíbolitas hacia la serie y gneises acintados". "La edad precámbrica de esta serie se deduce de su posición bajo una formación detrítica, conglomerática,

situada en la base del Cámbrico".

Para HERNANDEZ (1971), CADAVID y GUTIERREZ (1971) y GUTIERREZ y HERNANDEZ (1965, 1971) la SERIE NEGRA es en el A.O.M., una "monótona formación de cuarcitas, esquistos, cuarcitas pizarrosas y calcosquistos de tonos oscuros, alternando muchas veces en ritmo flysch". En esta serie se intercalarían lentejones calcáreos de hasta 100 m de potencia. En el A.P.B.C. la SERIE NEGRA presentaría, interestratificada una formación de gneises glandulares feldespáticos de facies Ollo de Sapo afectados por un metamorfismo elevado (HERNANDEZ, 1971). Es decir incluye la FORMACION DE LAS GRULLAS (CHACON, 1974) o el TRAMO DEL ARROYO ARGALLON de la Formación Blastomilonítica (DELGADO-QUESADA, 1971), en la propia SERIE NEGRA, y les atribuye una edad PRECAMBRICA SUPERIOR, como la de la serie que, en su opinión las envuelve. Incluso llegan a considerar la posibilidad de que el "Ollo de Sapo" sea un conglomerado basal de la SERIE NEGRA (GUTIERREZ y HERNANDEZ, 1971). PARGA Y VEGAS (1972) señalan la ausencia de estudios estratigráficos sobre la SERIE NEGRA, y la indefinición de sus relaciones con las series basales del Cámbrico fosilífero. Propone como esquema estratigráfico del A.P.B.C. el siguiente:

CAMBRICO INFERIOR - FOSILIFERO.

SERIES DE TRANSICIÓN - arcosas y conglomerados de materiales efusivos ácidos

SERIE NEGRA

PRECAMBRICO

OLLO DE SAPO

Como puede verse, al comparar este esquema, con las series de PORTALEGRE, CAMPO MAIOR, USAGRE, AZUAGA y SIERRA ALBARRANA expuestos antes, se hace imposible decidir si las series inferiores de anfibolitas y gneises (TRAMO DE LAS MESAS, FORMACION DE VALENCIA DE LAS TORRES) se incluyen en el OLLO DE SAPO o más bien constituyen el nivel inferior de la SERIE NEGRA. En efecto, siguiendo sus trabajos anteriores VEGAS propone en PARGA y VEGAS (1972) una primera división estratigráfica para la SERIE NEGRA; techo

a muro:

- pelitas
- pizarras, grauvacas y cuarcitas negras intercaladas
- esquistos, grauvacas, y localmente anfibolitas y calizas intercaladas.

Tampoco BARD (1965, 1967, 1968, 1969, etc.) y discípulos (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974, etc.) aportan nada nuevo aunque acaban por definir la SERIE NEGRA como una formación flyschoide aflorante a muro de la SERIE DE TRANSICION y techo de la SERIE ANFIBOLITICA. Además incluyen en la SERIE NEGRA las series metapelíticas que van desde las pizarras con clorita y sericita a micasquistos con biotita, andalucita y estaurolita.

BARD (1969) en sus conclusiones sobre la evolución paleogeográfica del SW de España considera que en el A.P.B.C., el complejo esquistograuváquico contiene porfiroides comparables a la formación "Olló de Sapo", e incluso en BARD (1967) se considera a la SERIE NEGRA envolvente del ortogneis "Olló de Sapo" con distena.

En definitiva, los excesos cometidos con el término "SERIE NEGRA", lo hacen difícilmente utilizable, a no ser que se vuelva a redefinir, en cuyo caso habría que especificar en qué sentido se usa. Y esta SERIE NEGRA sería diferente de las otras acepciones que se han difundido.

Como se verá, sin embargo, un estudio más detallado del Precámbrico, al menos en el sector central del A.P.B.C., permite establecer una complejidad mayor que hace definitivamente irrecuperable tal término, a pesar de su internacionalización en los medios geológicos (TAMAIN, 1971)..

1.2.9.3.4.-SECTOR ORIENTAL DEL A.P.B.C.

LA REGION CORDOBA-VILLAVICIOSA-PENARROYA

Una característica fundamental de esta región es la desaparición de la línea tectónica de Azuaga interrumpida cerca Piconcillo, al S de Fuenteobejuna, por el llamado Complejo volcánico de El Alcornocal (Delgado Quesada, 1971). Hacia Córdoba, la SERIE DE AZUAGA situada al SW de la línea tectónica de Azuaga (Dominio de S. Albarrana, CHACON et al., 1974; DELGADO-QUESADA et al., 1977) queda limitada al NE no ya por un accidente tectónico lineal, sino por la alineación magmática de Villaviciosa-La Coronada (DELGADO et al., 1977), que discurre hasta cerca de Córdoba con dirección N 140.

Al NE de tal complejo magmático afloran, exclusivamente, materiales atribuíbles al Precámbrico, Ordovícico, y Carbonífero. Al SW se disponen las series Cámbricas bien datadas (LIÑAN, 1972; 1974 a y b; LIÑAN y DABRIO, 1974; LIÑAN Y PASCUAL, 1975) sobre un complejo vulcanosedimentario constituido por espilitas, piroclásticas (ácidos y básicos), esquistos, cuarcitas negras y conglomerados cuya potencia es de más de 4.000 m (DELGADO-QUESADA et al., 1977).

Precisamente en la SIERRA de CORDOBA (LIÑAN, 1972, 1974, 1976, 1978 en prensa) establece el límite Cámbrico/Precámbrico entre la serie Cámbrica de Arroyo Pedroche y la serie precámbrica de S. Jerónimo. La serie de Arroyo Pedroche se compone de tres formaciones, de muro a techo:

FORMACION PEDROCHE - alternancia de lutitas y arenitas, calizas y calizas dolomíticas.

FORMACION SANTO DOMINGO - alternancia de calizas con nódulos de sílex, lutitas y areniscas violáceas y amarillas.

FORMACION DE LOS VILLARES - margas y lutitas

La Formación Pedroche pudo ser datada gracias a una fauna de Trilobites de la familia Dolerolenidae como Georgiense Inferior basal. Esta formación del Cámbrico basal yace en discordancia erosiva sobre la Formación de S. Jerónimo, Precámbrica, y constituida por andesitas y materiales detríticos alternantes. De manera irregular se sitúa entre ambas formaciones, es decir, en el límite Cámbrico/Precámbrico, un conjunto de areniscas arcóscicas que incluye cantos gruesos de cuarcitas, porfidos, rocas metamórficas, etc. (Fig. 1-9).

Es un conjunto que aflora en numerosos puntos del A.P.B.C. y de la zona, por ejemplo en Torreárboles (Formación de Torreárboles, LIÑAN 1974), USAGRE (CHACON, 1974), Fuente de Cantos, Granja de Torrehermosa (donde se han incluido en la formación de Sotillo, DELGADO-QUESADA, 1971), Malcocinado, Constantina, Salvatierra de los Barros, etc.

PEREZ-LORENTE, 1977 considera ya a la F. Torreárboles incluida en la serie Precámbrica como su parte terminal. Este autor propone para el sector Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba, la siguiente distribución para las formaciones Precámbricas de muro a techo:

- TRAMO DE SIERRA ALBARRANA
- TRAMO de ARROYO ARGALLON
- TRAMO de LAS MESAS.
- TRAMO de LA ALBARIZA
- FORMACION DE AZUAGA
- TRAMO de EL ENCINALEJO
- TRAMO de MALCOCINADO
- FORMACION DE TORREARBOLES

Esta distribución es similar a la de DELGADO-QUESADA (1971) aunque ampliada para incluir materiales aflorantes en diversos puntos del sector. Así, por ejemplo, el TRAMO DE SIERRA ALBARRANA (definido al SW de la falla de Azuaga) incluiría afloramientos situados al S y N de Villanueva del Rey, y al Norte de Villaviciosa, Belmez y Espiel. En general los contactos de tales afloramientos son mecánicos por lo que es difícil certificar

la corrección de la posición estratigráfica que se les atribuye.

DELGADO et al. (1997) diferencian una serie de dominios con criterios estratigráficos, petrológicos y estructurales. Veamos cual es la estratigrafía del Precámbrico en estos dominios (fig.1-11).

a) dominio de Córdoba-Alanis (Carbonífero medio, Cámbrico y Precámbrico)

- CAMBRICO-ARROYO PEDROCHE
- FORMACION TORREARBOLES - arenas y conglomerados
- FORMACION S. JERONIMO - andesitas y rocas detríticas (lutitas, areniscas y conglomerados) 150 m
- COMPLEJO VULCANO SEDIMENTARIO - espilitas, piroclásticos, esquistos, cuarcitas negras y conglomerados

b) dominio de Sierra Albarrana (Carbonífero medio, Precámbrico)

-Visense-Namuriense

-discordancia

- FORMACION DE AZUAGA - serie rítmica de pelitas y arenitas con clorita, biotita, estaurolita y almandino (ligadas a fracturas tipo Azuaga y Malcocinado?)

- FORMACION SIERRA ALBARRANA - metaarkosas y metapelitas migmatizadas con biotita, estaurolita, andalucita, almandino y sillimanita.

(Al NE de la A.M.V.C)

= de la falla de AZUAGA

c) Dominio de Cerro Muriano-Azuaga (Carbonífero superior, medio, Precámbrico). Presenta diferentes conjuntos, tales como, de techo a muro:

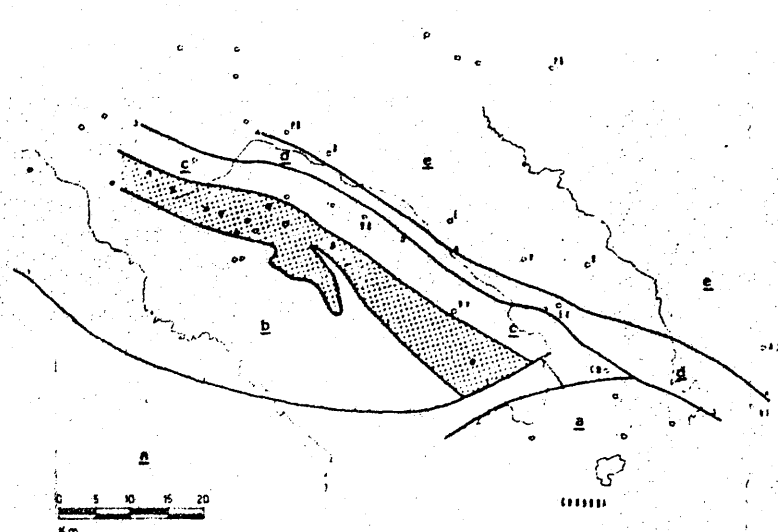


FIG. 3

Situación y límites de los dominios:

- a.—Dominio de Córdoba-Alanis.
- b.—Dominio de Sierra Albarrana.
- c.—Dominio de Cerro Muriano-Azuaga.
- d.—Dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar.
- e.—Dominio de Obejo-Valsequillo.
- 1.—Falla de Malcocinado.
- 2.—Alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.
- 3.—Falla de Cerro Muriano.
- 4.—Falla de Villaharta.

AD-Adamuz; B-Belmez; CM-Cerro Muriano; E-Espiel; EV-Estación del Vacar; O-Obejo; PR-Peñarroya; PB-Pozoblanco; VF-Villafranca de Córdoba; V-Villaharta; VR-Villanueva del Rey; VV-Villaviciosa de Córdoba.

	Dominio de Córdoba	Dominio de Sierra Albarrana	Dominio de Cerro Muriano	Dominio de El Vacar	Dominio de Obejo
Westfaliense (b-c)					
Visense-Namuriense					
Carbonífero inferior (Facies Culm)					
Devónico					
Silurico					?
Ordovícico					
Cambrico					
Precámbrico	alto				
	medio				
	bajo				

* solamente indica posición relativa

FIG. 4

Fig. 1-11. Dominios del sector oriental del A.P.B.C. según DELGADO-QUESADA et al. (1977).

CERRO MURIANO (Milonitización generalizada)

METAPELITAS ± ANFIBOLITAS y CUARCITAS con distena y sillimanita

GNEISES + ANFIBOLITAS

OROZCO y PASCUAL (1975) estudian algunos afloramientos de cuarcitas con distena situados entre las metapelitas y concluyen con que originalmente serían, probablemente, semejantes a bauxitas.

EMBALSE PUENTE NUEVO-FUENTE OBEJUNA

- METAPELITAS

- ANFIBOLITAS Y GNEISES ANFIBOLICOS.

- MIGMATITAS, CUARCITAS NEGRAS y GNEISES LEUCOCRATICOS

- CUARCITAS

AZUAGA / (similar a Cerro Muriano)

METAPELITAS ± ANFIBOLITAS

GNEISES y ANFIBOLITAS

d) DOMINIO VILLA FRANCA - EL VACAR (Carbonífero completo, Precámbrico)

- esquistos de bajo grado y cuarcitas

- micasquistos, gneises y anfibolitas "intercaladas" ?

Al Este de Obejo aparecen series similares a las del dominio de Cerro Muriano, cuyas relaciones con las anteriores no son visibles.

e) DOMINIO OBEJO-VALSEQUILLO (Carbonífero inferior, Ordovícico, devónico, Precámbrico)

- serie vulcanosedimentaria

-pizarras y cuarcitas en serie rítmica

La serie paleozoica en este dominio es de tipo "Centro-Ibérica", es decir comienza por el Ordovícico.

En general se consideran más bajos en la serie Precámbrica los materiales

aflorantes en el dominio de CERRO MURIANO. Y son similares en los restantes dominios.

La comparación entre la relativa sencillez de las series precámbricas aflorantes en cada uno de los dominios y la más compleja establecida por PEREZ LORENTE (1977) indica, en la opinión del autor, algo similar a lo expuesto respecto a la propuesta por DELGADO-QUESADA (1971).

Ambos autores, ofrecen una división del Precámbrico similar por cuanto reúnen secuencias establecidas en diversas áreas en una sola serie tipo. Esto plantea la dificultad de ocultar las variaciones paleogeográficas que, de otra parte, se pueden, aproximadamente, suponer entre los diferentes dominios que componen el área (DELGADO-QUESADA et al., 1977).

Por otro lado la serie Precámbrica situada al NE de la Falla de Azuaga = A M V C, es decir la correspondiente a los dominios CERRO MURIANO, VILLAFRANCA-VACAR y OBEJO-VALSEQUILLO presenta, evidentemente, una mayor complejidad que la del dominio de SIERRA ALBARRANA. En este dominio solo los niveles de anfibolitas situados en el flanco meridional del núcleo de la SIERRA ALBARRANA evocan las potentes y variables series gneisico-anfibólicas aflorantes en los dominios septentrionales (PEREZ-LORENTE, 1977). El establecimiento de series tipo SIERRA ALBARRANA y tipo septentrional (Valencia de las Torres, CHACON, 1974) cobra interés para la comparación paleogeográfica. Por el contrario el establecimiento de series sintéticas ocultan la estratigrafía original al mezclar criterios petrológicos y tectónicos.

Finalmente señalemos la filiación CENTRO-IBERICA de la serie paleozoica en el dominio OBEJO-VALSEQUILLO, en posición correlacionable con el sector de Hornachos en la parte central del A.P.B.C. Esto ha llevado a CHACON y PASCUAL (1979) ha considerar de mayor utilidad regional la división del A.P.B.C. en cuatro dominios o bandos (fig. 1-12)

La delimitación ZOM/ZCI se establece, en consecuencia en la alineación falla de AZUAGA/A.M.V.C.

Por su parte las series Precámbricas presentan en general una serie tipo Valencia de las Torres en el borde meridional de la Z.C.I. y una serie tipo Sierra Albarrana en el borde septentrional de la Z.O.M. En el extremo occidental, sector CAMPO MAIOR/PORTALEGRE, la serie Precámbrica bajo el Cámbrico inferior es, sin embargo, de tipo Valencia de las Torres, lo cual puede interpretarse como resultado de una mayor independencia en la distribución de las series precámbricas más bajas respecto a la estructuración cadomiense, que, en líneas generales, será utilizada y readaptada, después, por la orogenia hercínica.

1.2.9.3.5. LAS SERIES PALEOZOICAS EN EL A.P.B.C.

Como hemos visto (fig.1-12) el A.P.B.C. está ceñido al SW y NE por series paleozoicas que comienzan por el Cámbrico inferior y Arenig respectivamente. En este apartado nos ocuparemos de los sedimentos paleozoicos aflorantes en el núcleo de A.P.B.C. es decir, en las bandas PORTALEGRE-AZUAGA-LOS SANTOS y FUENTE DEL MAESTRE-USAGRE-MALCINADO (CHACON y PASCUAL, 1979) (fig.1-12). Como puede verse en el mapa general (fig.1-2) se trata de formaciones Carboníferas que desde la transversal FERIA-ALMENDRALEJO hasta la región cordobesa constituyen cuencas alargadas según la directriz NW/SE.

Ya se han ofrecido en los apartados anteriores citas bibliográficas sobre las cuencas carboníferas de Fuente del Arco, Guadalcanal y S. Nicolás del Puerto, etc.

Recientemente, PEREZ-LORENTE (1977) presenta un excelente estudio de los materiales carboníferos en el sector oriental del A.P.B.C.

Sus conclusiones son las siguientes:

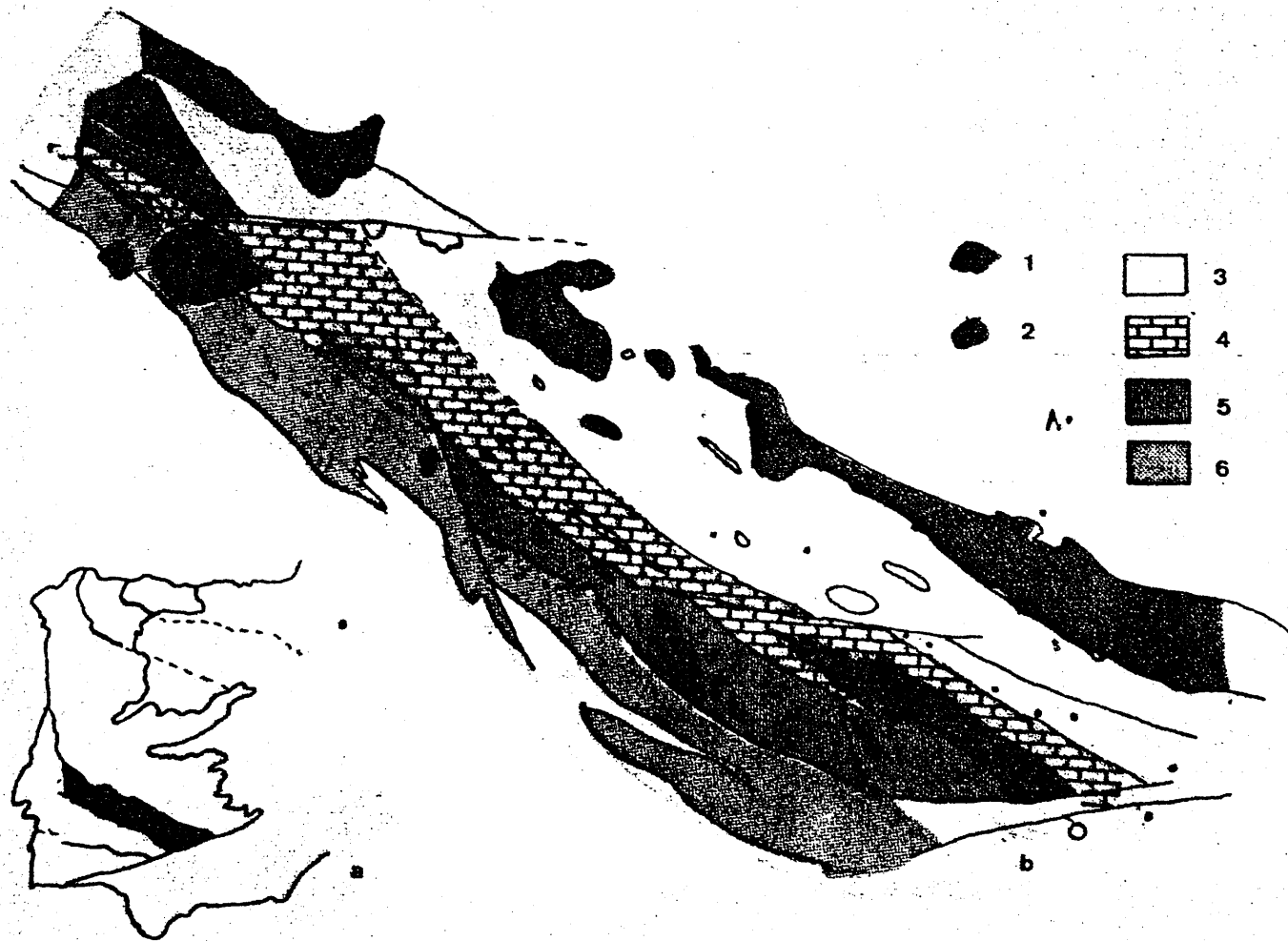


Fig. 1-12.

Domínios del A.P.B.C. según CHACÓN y PASCUAL (1.979). 1. Cuerpos ígneos del A.P.B.C. 2. Batolito de los Pedraños. 3. Banda Mérida-Adamuz. 4. Banda Porto-Azuaga-Los Santos. 5. Banda Fuente del Maestre-Usagre-Malcocinado. 6. Banda Zafra-Llerena.

TOURNAISENSE - no está datado

VISENSE - Superior fosilífero muy cerca de la base de la serie

Desde la falla de Cerro Muriano hacia el N el Visense Superior presenta dos facies muy diferentes: CULM abajo y encima ambiente marino costero. Discordantes entre sí.

En los dominios de Sierra Albarrana, Cerro Muriano-Azuaga y Villafranca-Vacar, el Carbonífero inferior es discordante sobre el Precámbrico; mientras inmediatamente al NE, en el dominio Obejo-Valsequillo es concordante sobre la serie devónica, aunque no se haya localizado el Tournaisense.

El VISENSE superior puede dividirse en dos tipos

PREFASE II - CULM de los PEDROCHES (al NE) y de la Alhondiguilla (N de la línea Belmez-Espiel)-ambos con facies turbidíticas.

Facies no turbidíticas Mancha de Villaviciosa - (banda Portalegre - Azuaga - Los Santos) serie de pizarras y arenas, con calizas en la base. Metamorfizadas por contacto de la A M V C. Conglomerado de base escaso.

Manchas de Orejón y Cabeza Güilla (banda Fuente del Maestro-Usagre-Malcocinado. Conglomerado de base discontinuo, calizas, pizarras y areniscas.

La separación entre facies turbidíticas y no turbidíticas se produce en torno al dominio de Villafranca de Córdoba-El Vacar. Hacia el NW, acompañando a la facies turbidíticas existe un vulcanismo básico que acumula potentes coladas básicas en torno a la línea Guadalbarbo-Hoya de Higuera. Se podría hablar incluso, en opinión de PEREZ-LORENTE, de un protorift abortado.

El vulcanismo ácido asociado ,igualmente, a la base de la serie debe ser de tipo subaéreo ó aéreo.Hacia el SE, tras el vulcanismo ácido se deposita una serie no turbidítica de plataforma.Es probable la ubicación de un talud submarino en la línea límite de los dominios CERRO MURIANO-AZUAGA y VILLA FRANCA-VACAR.

VISENSE SUPERIOR

POST FASE II - Es de tipo molásico continental o próximo a costas. Las tierras emergidas se situarían inmediatamente al N y muy cerca de la línea Belmez-Espiel.

Consta de techo a muro de :

- calizas arrecifales
- ciclotemas de conglomerados, arenas y arcillas con carbón

Afloran en la cuenca Bélmez-Espiel

NAMURIENSE - WESTALIENSE BC.- Aflora fundamentalmente en la Cuenca de Belmez-Espiel y consta de depósitos de abanicos aluviales y de ríos anastomados.

En conjunto la cuenca corresponde al relleno de una depresión intramontañosa limitada por fallas, con aportes procedentes del Norte acarreados energía por glaciares y ríos de gran energía.La región estaba entonces situada hacia el Ecuador, y las montañas debían alcanzar altitudes de hasta 5.000 m.

No aflora el ESTEFANIENSE

GARCIA VELEZ (1974) estudia la región GUADALCANAL-CONSTANTINA, donde se localizan sobre materiales precámbricos, cuencas datadas ya por MINGARRO (1962) según se vió en el apartado anterior.

En conjunto se puede estimar que la cuenca del río Matachel corresponde a la continuación del Namuriense-Westfaliense de la de Belmez-Espiel, aún cuando VEGAS (1971) citase un posible conglomerado devónico en el

sector de Hinojosa del Valle, que posteriormente no ha confirmado.

La cuenca de Berlanga es igualmente de edad Namuriense-Westfaliense, y en su continuidad aparece la cuenca de Hinojosa del Valle que presenta pizarras y abundantes conglomerados.

Finalmente en el sector de ZAFRA - Los Santos de MAIMONA afloran calizas visenses seguidas de ciclotemas del Namuriense-Westfaliense compuestas de conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón (ROSO Y HERNANDEZ, 1955). Estos últimos sedimentos afloran igualmente en Llerena. La cuenca de Fuente del Arco, como se indicó anteriormente está datada como ESTEFANIENSE/AUTUNIENSE.

Hacia el sector occidental del A P B C, en Portugal, no afloran materiales carboníferos, y solo al N de Coimbra hay retazos de Pérmico.

No obstante la datación de las series carboníferas y sus implicaciones están lejos de estar bien establecidas. Recientemente se ha vuelto a poner de actualidad la posible edad Visense inferior de la Cuenca de Valdeinfierno, tal como indicaba JONGMANN y MELENDEZ, (1950) según estudios de muestras realizado por BROUTIN (GARROTE com or.). Esto, caso de confirmarse, tendría implicaciones considerables sobre la datación de las fases hercínicas toda vez que la serie de Valdeinfierno no presenta evidencias de ninguna fase mayor de deformación y tan solo se presenta ligeramente abombada. Igualmente VEGAS (1971) cita un trabajo de TALENS (inédito) en el que se establece la edad devónica para una serie de pizarras y conglomerados aflorantes cerca de Hinojosa del Valle y que, seguramente, corresponden a materiales de la banda carbonífera del río Matachel. Estos resultados aunque sorprendentes, merecen no ser olvidados hasta tanto se disponga de precisiones sobre la cronoestratigrafía de tales series.

1.2.9.3.6. MAGMATISMO, METAMORFISMO Y ESTRUCTURA DEL A.P.B.C.

No existe unanimidad respecto a la evolución tectónica del A.P.B.C. Las interpretaciones tectónicas varían entre las muy simplificadas que atribuyen a la orogenia hercínica la totalidad de los efectos tectono-metamórficos (BARD, 1969; MUÑOZ y VEGAS, 1974) y las que consideran bien la presencia de al menos una fase tectonometamórfica precámbrica que daría lugar a la zonación silimanita-distena-andalucita (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974), o bien la existencia de dos fases precámbricas con metamorfismo distena-silimanita (LAURENT y BLADIER, 1976). Otros autores habían señalado anteriormente esta posibilidad (CHACON, 1974; CHACON et al. 1974). OROZCO y PASCUAL (1975), apuntan la posibilidad de utilizar las cuarcitas con distena descritas por ellos en el Precámbrico de Sierra Morena para establecer comparaciones con rocas semejantes del Escudo Canadiense cuya formación tuvo lugar hace unos 2.100 millones de años, dado el carácter peculiar y la escasez de afloramientos de cuarcitas con distena.

El trabajo de PEREZ LORENTE, 1977, realizado en el sector oriental del A.P.B.C., propone un cuadro mucho más complejo para la evolución tectonometamórfica del área. En resumen establece diez fases de edad prehercínica, de ellas seis serían precámbricas, mientras todo el metamorfismo regional de grado bajo a alto sería igualmente precámbrico. Su modelo tectónico se fundamenta en la localización del orógeno hercínico sobre una zona de anomalías en el manto, que serían mayores donde la densidad de fallas terminales profundas fuera correlativamente mayor. El metamorfismo hercínico sería más intenso en estas áreas de anomalías profundas en que se sitúan las zonas internas del orógeno. Lejos de estas zonas internas, metamorfismo y magmatismo decrecerían tal como ocurre al alejarse de la Z C I, donde metamorfismo y granitización son más intensos, hacia el A.P.B.C., donde serían francamente más débiles. En cuanto a la evolución tectónica precámbrica el autor no

propone ningún modelo. De su interpretación paleogeográfica se deduce que el vulcanismo post f_5 sería de tipo postorogénico mientras el resto de las fases de deformación resultarían, al parecer, de varios ciclos tectónicos. De la descripción de las series precámbricas se deduce:

SERIE	FACIES LITOLOGIA y PALEOGEOGRAFIA	FASE DE DEFORMACION	GRADO METAM.
Tramo de Sierra Albarrana	Ortocuarcitas, cuarcitas feldespáticas y micaceas. Estratificaciones cruzadas: plataforma continental somera proximal 250 m.	F_{0a} , F_{11} , F_{22} , F_{2a} , F_{33} , F_{3a} , F_{44} , F_{55} F_{0a5} S_{1a5}	(granates rodados) bajo?
Tramo del Arroyo Argallón	migmatitas y gneises de la pizarra gneises de Doña Loba Cuarcitas de los Altos conjunto arcóxico, con niveles lutíticos: plataforma más distal	F_0 a - F_{11} , F_2 S_2 F_3 S_3 F_3 a F_{4-5} S_{4-5}	alto
Tramo de las Mesas	anfibilitas, gneises anfibolíticos, esquistos anfibolíticos vulcanismo	100 m F_{0a5} S_{1a5}	alto
Gneis y cuarcitas de la Fuente	cuarcitas y gneis	60 m	bajo a alto
Tramo de Albariza.	cuarcitas en la base, micasquistos y micacitas no flyschoide. alternancia de estructuras tipo "tidal-flot" - facies someras	500 m	alto-medio
Formación de Azuaga	pizarras silíceas, cuarcitas oscuras turbiditas	700 m	Sin F_3 comienza el depósito de grado liditas y cuarcitas bajo negras -erosion de este tramo y depósito de turbiditas. 1ª fase afecta = F_{44} - F_{55}
Tramo de Encinaleja	pizarras, cuarcitas, oritnitos y ortocuarcitas	60 m	solo se observa S_5 muy bajo
Tramo de Malcocinado	conglomerados de matriz volcánica, cantos de mat. volcánicos y metamorficos. Calizas ferruginosas con estromatolitos intercaladas.	250 m	" "
Formación de Torreárboles	conglomerados, arenas finas y riolitas, - carácter arcóxico.		??

Las fases de deformación establecidas en esta área no siempre están avalladas por evidencias suficientes, en mi opinión. Así la f_{oa} queda marcada por la alineación de gotas de cuarzo en el interior de plagioclasas. No hay precisiones sobre la repartición estadística en el terreno de tal hecho. "A veces da la impresión de presentarse formando alineación con distinta orientación del elipsoide óptico para cada grano, lo cual podría ser causa de una primera esquistosidad" (PEREZ LORENTE, 1977, p. 51) No se entiende muy bien este párrafo, pero en cualquier caso una evidencia textural debe considerarse con sumo cuidado antes de invocarla como testimonio de toda una fase de deformación. Como dice el autor "En razón a que esta forma de presentarse orientadas las inclusiones es muy rara, no se considera criterio para determinar por esto una fase de deformación" p. 51). No obstante esta (razonable) conclusión, incluye a la f_{oa} como una más a contabilizar. La F_1S_1 tampoco ofrece una clara definición. En el tramo de Sierra Albarrana parece que el autor señala como minerales de esta fase cuarzo y feldespatos alcalinos (ortosa + microclina) que, lógicamente, deben ser difíciles puntos de referencia texturales para el establecimiento de tal fase, más aún en rocas de tipo ortocuarzítico con escasos niveles feldespáticos.

Tampoco en los gneises de D^a Loba, ni en las cuarcitas de los Altos ambos pertenecientes al tramo del Arroyo Argallon parecen ser visibles F_{oa} , F_1S_1 , F_2S_2 y F_3S_3 , puesto que solo es visible una S de "cuarzo en ribbon" correspondiente, según dicho autor, a la F_{4-5} , es decir puede ser S_4 o S_5 .

En las migmatitas y gneises de la Pizarra, el siguiente componente del tramo de Arroyo Argallon F_0 no se observa. La primera esquistosidad es S_1 marcada por moscovita y cuarzo; después F_2S_2 está marcada por cuarzo, biotita y circón + apatito, la F_3S_3 igualmente por cuarzo-moscovita y biotita, y la F_{4-5} por cloritización de las anteriores. De este modo solo una o dos paragénesis acompañan a cinco fases de deformación al tiempo que se sucede una migmatización, y en las series pelíticas ricas en Al inmediatamente superiores (Alboriza) se forman sillimanita, distena y andalucita.

Por otra parte parece que una disposición anastomosada de micas formando ángulos entre sí, que podría ser el resultado de la poligonización posttectónica de una S deformada anterior, se interpreta como resultado de S_2 y S_3 .

Como puede verse, el incremento en las fases de deformación prehercínicas propuesto por PEREZ-LORENTE (1977) no se acompaña de un incremento paralelo de evidencias petrológicas y estructurales.

Cae fuera de los objetivos de este apartado una crítica más extensa del trabajo de PEREZ-LORENTE (1977), si bien, dado su enorme interés e incidencia directa en nuestra área, hemos tratado de situar brevemente el grado de ambigüedad de sus conclusiones. Sobre este tema indicaremos finalmente, un aspecto que suscita gran interés. Es la presencia de clausita en el tramo de Albariza. Este mineral ha sido localizado por GARROTE (com.pers.) en las cuarcitas de Sierra Albarrana y parece corresponder a una primera o una de las primeras fases de deformación y anterior a la estauroлита, andalucita, sillimanita, etc. que crecen posteriormente. PEREZ-LORENTE la sitúa en la 2ª paragénesis junto a estos minerales. En cuanto a los anfibolitas del tramo de las Mesas, PEREZ-LORENTE (1977) distingue los siguientes tipos de anfíboles: $F_{oa} = \text{Hornblenda (70-80)}$, $F_{1S_1} = \text{Hor (45)}$, $F_{1a} = \text{Hor (18)}$, $F_{2S_2} = (40)$, $F_{2a} = \text{Hor (70)}$, $F_{3S_3} = \text{Hor (20-50)}$ y $F_{3a} = \text{Hor (20)}$.

No especifica que métodos de determinación ópticos, difractométricos, químicos o nemotécnicos le han permitido tales precisiones.

Un modelo original de interpretación es el propuesto por BLADIER et LAURENT (1972) para la estrecha banda de gneises miloníticos con distena que se prolonga al NE de la falla de Azuaga, entre Azuaga y el W de Llera. Este modelo define a esta estrecha banda como un "couloir blastomylonitique" en el que aparecen rocas cataclásticas profundas con distena y superficiales. Esta zona correspondería a un cambio brutal en la intensidad y sentido de la deformación tal como si "le maximum de la déformation était concentré dans une zone étroite". Las milonitas profundas corresponderían a la fase II hercínica y las superficiales a la primera fase de fractura tardihercínica. El accidente de Azuaga sería un

"decrochement sinextrorso" entre Badajoz y Córdoba que evolucionaría entre Porto y Portalegre a falla inversa vergente al W.

Las implicaciones geotectónicas de esta banda son importantes y se consideran en el epígrafe correspondiente.

La Tabla I-6 resume los diversos datos obtenidos con los trabajos que se ha señalado.

	OROGENIAS PREHERCINICAS			OROGENIA HERCINICA		
AUTORES	FASES DE DEFORMACION	METAMORFISMO	MAGMATISMO	FASES DE DEFORMACION	METAMORFISMO	MAGMATISMO
BARD y FABRIES (1971)				F I mayor F II sinmetamórfica	distena- sillimanita	sinF: ortogneis de Azucares sin F2: ortogneis de Ribera.
LAURENT (1974)	1 fase.	estauroлита- andalucita- distena.		Fase I. pliegues isoclinales N-S. Fase II. fase mayor. Fase III. pliegues hectométricos.	granate-estauroлита- distena est.-andal- sillimanita andal-silli	
BLADIER (1974)	1 fase obliterada de directriz NNW-SSE. S horizontal.	distena - sillimanita- andalucita.	Coladas andesíticas en la base del Cámbrico. Dioritas, microgabros y espi-litas en el Cámbrico medio. Granodiorita de Ahillones y ortogneises.	Fase I. pliegues isoclinales vergentes al W. Fase II. N 140. Foliación metamórfica y mi-lonitización. Fase III. pliegues mayores N 140 verticales a SSW.	nada biotita- actinolita- epidota. clorita-mo- covita.	Microgabros tardihercí- nicos y Microgranito de Santa Marta
MUÑOZ y VEGAS (1974)				Fase I. climax metamórfico y fase tangencial. Fase II. postmetamórfica, pliegues verticales.	distena- sillimanita.	sinFase 1: ortogneis de Azucares. postFase 1: a sinFase 2: ortogneises de Ribera del Fresno y Almendralejo.

(sigue)

TABLA I-6. Resumen de diversos trabajos sobre Estructura, metamorfismo y magmatismo del Anticlinalorio Porto-Badajoz-Córdoba. (A.P.B.C.).

TABLA I- 6 . Continuación.

AUTORES	OROGENIAS PREHERCINICAS			OROGENIA HERCINICA		
	FASES DE DEFORMACION	METAMORFISMO	MAGMATISMO	FASES DE DEFORMACION	METAMORFISMO	MAGMATISMO
LAURENT et BLADIER.(1976)	2 fases isoclinales y sinmetamórficas. Tectónica de frac- tura.	distena -- si- llimanita.		2 fases sinesquistosas Milonitización sinFase II.	intermedio de baja presión.	
PEREZ LORENTE (1977)	F ₁ S ₁ . Kenoran F ₂ S ₂ y F ₃ S ₃ Hudson .. F ₄ S ₄ . Grenville F ₅ S ₅ . Normanda . F ₆ S ₆ . Cadomiense Fase sarda - Arenig. (erosión y pe- neplanización) Fases mársica-bretona y nassauica.	...migmatización sillimanita- distena. milonítica.	rocas básicas granitos post- rogénicos. vulcanismo aci- do a intermedio diferenciacio- nes básicas y ultrabásicas	F _I S _I . sudética precoz directriz EW ver- gente al N. F _{II} S _{II} . seikika. directriz N 125. F _{III} S _{III} . astúrica postWestfaliense C. Fases tardias de frac- turación.		rocas básicas y ultrabásicas. intrusiones granítica.

1.2.9.4. — LA ZONA CENTRO-IBERICA.

Esta zona se extiende entre la Zona Asturoccidental-Leonesa (Z.A.L.) al NE. y la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.) al SW. En la definición original (JULIVERT et al. 1974) se consideraba como límite meridional el batolito de los Pedroches y ,en Portugal, "el cabalgamiento de Ferreira do Zêzere que coloca los materiales generalmente mas metamórficos y deformados de la Z.O.M. ,sobre los de la Z.C.I. entre Esperança y Figueiros dos Vinhos, y las fallas que pueden trazarse mas al N., hasta la zona de Porto." Esta línea de cabalgamiento constituye en la parte portuguesa el límite indiscutible mientras que en la parte española, el batolito de Los Pedroches no puede ser admitido de la misma manera. Como indica BLADIER (1974) el cabalgamiento de Ferreira do Zêzere constituye la continuación septentrional del "décrochement" de Azuaga y ,en consecuencia sería este accidente el verdadero límite meridional de la Z.C.I. en la parte española.

El objetivo fundamental de esta revisión será precisamente comparar la estratigrafía de las series aflorantes entre el NE. de la línea de Azuaga y el SW. del batolito de los Pedroches, con la estratigrafía de las series situadas en la denominada por LOTZE (1945) Zona Lusitano-Alcudiense, esto es ,con la mitad meridional del Z.C.I. ,aproximadamente.

Cuando se admite como límite entre las Z.C.I y la Z.O.M. el A.P.B.C. destaca inmediatamente el hecho de que tanto en el borde septentrional de la Z.C.I. como en el A.P.B.C. aparezcan sendas fajas metamórficas en cuyos núcleos afloran metavulcanitas ácidas fuertemente milonitizadas de tipo "Ollo de Sapo" ! Este hecho que no debe ser casual, motivará una breve referencia a las características estructurales y petrológicas de la llamada "fosa blastomilonítica". (DEN TEX y FLOOR 1967) a comparar con las de la banda metamórfica del A.P. B.C. y muy especialmente del Dominio de Valencia de las Torres ó Banda Portalegre-Azuaga-Los Santos (CHACON y PASCUAL 1979) que quizás deba ser considerada como la "fosa blastomilonítica" meridional.

1.2.9.4.1.-ESTRATIGRAFIA DE LAS SERIES INFRAORDOVICICAS.

En este epígrafe se consideraran separadamente las series correspondientes a las áreas septentrionales y meridionales de la Z.C.I. Para ello se utilizaran las delimitaciones establecidas por LOTZE(1945) entre Zona Luso oriental-Alcudiense y Zona Galaico-Castellana.

1.2.9.4.1.1.- ZONA LUSO ORIENTAL - ALCUDIENSE.

Las recientes síntesis de HERRANZ et al.(1976) y CAPOTE et al.(1977) se ocupan de las series precámbricas al SW del Sistema Central. Anteriormente LLOPIS y SANCHEZ(1961, 1962, 1963 a y b),LLOPIS et al.(1970),BOUYX(1970),TAMAIN(1973, 1975),TAMAIN y OVTRACHT(1971),SAUPE(1971) y VIDAL y LOZACH(1976) estudiaron las relaciones entre las series Paleozoicas e Infraordovicicas en torno a la región de Alcudia.Por otra parte CONDE(1971) presenta un esquema de las series infraordovicicas de Portugal central en la región de Cardoal-Macao.De este modo se puede establecer el cuadro de correlaciones de la Tabla I-7.

1.2.9.4.1.2.- ZONA GALAICO - CASTELLANA.

La Tab. I-8 recoge las conclusiones sobre la estratigrafía de las series infraordovicicas en Sanabria(MARTINEZ-GARCIA 1973),Norte de Portugal(RIBEIRO 1974),SALAMANCA(GARCIA FIGUEROLA Y MARTINEZ-GARCIA 1972; CORRALES et al. 1974; PEREJON 1972) y Sistema Central(SOERS 1972; CAPOTE et al. 1976). La principal discrepancia surge,según puede verse, en la atribución de la Formación "Ollo de Sapo" al Cámbrico (MARTINEZ-GARCIA 1973) frente a los demás autores que la consideran Precámbrica.(CAPOTE 1973;MATTE 1968; CAPDEVILA 1968; etc.).En el área del Guadarrama parecen escasear las series de metapelitas tan abundantes en el resto del Macizo Ibérico meridional y central.Señalemos finalmente que según MARTINEZ-GARCIA(1973) existe un gran parecido entre el Georgiense inferior de Navalucillos (Salamanca) y la Serie de Porto de Sanabria.

	PORTUGAL CENTRAL CONDE (1971)	ALMADEN SAUPE (1967, 1971)	ALCUDIA BOUYX(1970)	MONTES DE TOLEDO OCCIDEN TALES. SANJOSE (1974), MORENO (1974,75).	Banda AZUAGA LOS SANTOS. CHACON y PAS- QUAL(1979). CHACON(1979)
disc.	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico
C A M B R I C O	SERIE INTERCALAR: pizarras vulcanitas aci- das. calizas conglomerados	FORMACION DE BALLESTEROS : Serie de Villalonso: conglomerado cuarzoso. Serie de Hinojosas: pizarras, calizas y microconglome- rados	conglomerado de Villalonso Serie de Hinojosas.	Georgiense Alto Calizas de Nava lucillos con Arqueociatos y Trilobites. Georgiense Inf. Areniscas del Azorejo. Pizarras de Pusa (turbiditas pro- ximales) Nivel de Fuentes (olistrostomas)	FORMACION DE SIERRA VELITA : metapelitas flyschoides esquistos y cuarcitas. Cerca de 600 m.
disc.					?.?.?.
P R E C A M B R I C O	FORMACAO XISTOSA DA BEIRAS = COMPLEJO XISTO- GRAUVAQUICO.	FORMACION DE ESTERAS : mas de 2000 m. de piza- rras ,grauva- cas y conglo- merados.	SERIE SUPE- RIOR : mas de 2000 m. de con- glomerados, areniscas, tobas,piza- rras y grau- vacas.	Pizarras del TORILEJO : turbiditas. Calizas de VILLARTA. Pizarras del Guadiana(turbi- ditas).	
P R O T E R O Z O I C O Y A R C A I C O		FORMACION DE ALCUDIA : flysch de unos 6000 m.	FORMACION DE ALCUDIA: flysch de unos 6000 m. ó 7000.		FORMACION PUEBLA DEL PRIOR : esquistos, pizarras y cuarcitas negras con diabasas y grauvacas abundantes. Mas de 2000 m. de poten- cia.
					FORMACION ATALAYA : metapelitas. ...?.?.?...... GRUPO DE AZUAGA :anfi- bolitas y gne- ses miloníticos.

TABLA I - 7. Series infraordovícicas en la Zona Luso-oriental
-Alcudiense.(ZONA CENTRO IBERICA MERIDONAL).

	GALICIA MEDIA - TRAS-OS-MONTES y FOSA BLASTOMILONITICA	GALICIA ORIENTAL	SANABRIA Martínez- García (1973)	SALAMANCA García y Martínez (1977)	SISTEMA CENTRAL Soers(1972) Capote(1973) Capote et al.(1976).		
	DenTex y Floor (1971) Ribeiro (1975)	Ribeiro (1975) Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico	Ordovícico
C A Sup. M B R Medio I C O			OLLO DE SAPO		Formación de BORNOVA : pi- zarras y are- niscas y cong.		
Inf.			SERIE De PORTO	pizarras y margocali- zas. Calizas y margocali- zas de Tamames. Grauvacas, pizarras, areniscas calizas y pizarras.			metapelitas metagrauva- cas, cuarci- tas, anfibo- licas, gnei- ses anfibo- licos, ro- cas calcosi- licatadas anfíbolitas
P R B E R C I A C M O.	SERIE VULCANOSSEDIMENTARIA TIPO OLLO DE SAPO. Precámbrico Básico: lavas y tobas básicas gabros y ultrabásicas eugensinclinal.	Precámbrico gneísico : metasedimentos? y ortogneises.	gneises y anfíbolitas.	SERIE DE MORILLAS : COMPLEJO XIS- TO GRAUVAQUI- CO.	GNEISES DE LA BODERA - HIENDELAENCINA (OLLO DE SAPO)	Metapelitas : Complejo Xisto-grau- vávivo. Augengneises (Ollo de Sapo).	Augen- gneises. (Ollo Sapo)

TABLA I-8. Series infraordovícicas en la Zona Galaico-Castellana.
Zona Centro Ibérica Septentrional.

1.2.9.4.1.3.- DOS SERIES TIPO DE LA ZONA CENTRO IBERICA: LA FORMACION "OLLO DE SAPO Y EL ALCUDIENSE.

La formación "Ollo de sapo", definida como una formación porfiroide (HERNANDEZ-SANPELAYO, 1.922), antesilúrica y de edad precámbrica PARGA PONDAL et alii, 1.964), se extiende desde la isla de Goglieira (Lugo), en su extremo NW, hasta Hiendelaencina en el Sistema Central. Todos los autores están actualmente de acuerdo en que se trata de una formación vulcanosedimentaria en que se mezclan tobas, lavas riolíticas e ignimbríticas, junto a sedimentos de tipo grauwaquico y arcósico (PARGA PONDAL et alii 1.964; MARTINEZ GARCIA 1.972; SOERS 1.972; CAPOTE 1.973, etc.). No obstante, respecto a su edad e interpretación petrogenética o geotectónica, las opiniones no son tan unánimes. En el sector de Lago de Sanabria, la formación "Ollo de Sapo" atribuida al Cámbrico (Precámbrico/Cámbrico inferior- Cámbrico Superior/Ordovícico),(MARTINEZ GARCIA 1.973), se significaría por el depósito de 1.500-2.000 mts. de tobas ácidas o intermedias, con cierto aporte detrítico, en un mar relativamente somero y cercano a tierras emergidas. Para MATTE (1.968) y CAPDEVILA (1.968), la presencia de megacrystales de feldespato evidencia la erosión de un cercano antepais granítico, probablemente de edad Precámbrico inferior. Como opone MARTINEZ-GARCIA (1.973), se necesitarían afloramientos graníticos muy próximos, de gran volumen y erosionados hasta las raíces, para construir esta formación que se extiende a lo largo de más de 300 kms., con anchura media de unos 25 kms. En cualquier caso, las características petrográficas del "Ollo de Sapo" evidencian claramente su origen vulcanodetrítico, punto en el que, como hemos mostrado, los diferentes autores están de acuerdo.

BARD (1.967, etc.), BLADIER (1.974, etc.), VEGAS (1.968, etc.)etc., han relacionado la formación "Ollo de Sapo" con los gneises con megacrystales que

afloran entre Azuaga y Valencia de las Torres. En apartados sucesivos veremos qué hay de esta posible semejanza, una vez estudiadas tales rocas, si bien ya anteriormente se recomendó prudencia al establecer correlaciones entre rocas profundamente metamorfizadas (CHACON, 1.974).

Un área de posibles similitudes con el borde meridional de la Z.C.I. (A. P.B.C.) en que aflora la serie de Las Grullas (que contiene tales gneises con megacrústales) (CHACON, 1.974), es el llamado "graben blastomilonítico y polimetamórfico" de Galicia occidental (DEN TEX y FLOOR 1.967). Las similitudes entre ambas áreas son, en una primera aproximación, evidentes en diversos aspectos. Ambas fajas están delimitadas por accidentes tectónicos y, en el caso de la faja gallega (aflorante entre Malpica y Puy), por granodioritas con megacrústales en su borde occidental. En el A.P.B.C. la granodiorita de Ahillones parece ir acompañada de un cortejo de cuerpos granodioríticos alargados según las estructuras de F_3 hercínica, y afectados, como se verá, por la F_2 . Serían también granodioritas precoces. Además, en ambas regiones abundan los gneises blastomiloníticos (ortogneises y gneises alcalinos) y anfibolitas. En la opinión de DEN TEX y FLOOR (1.967, 1.971), las rocas aflorantes en la banda que se extiende entre Malpica (en el borde cantábrico) y Puy (al Sur), corresponderían a un conjunto precámbrico (Complejo Antiguo de PARGA-PONDAL, 1.953 a,b,c; 1.956), que contiene granitos de edad 460-430 m.a., gneisificados en varios episodios metamórficos prehercínicos y hercínicos, sin llegar a la migmatización en ningún momento.

A lo largo del presente estudio se tendrá oportunidad de abordar el problema de la correlación del A.P.B.C., una vez conocida su evolución geológica.

EL ALCUDIENSE. Significación y problemas de este término.

TAMAIN (1.977) equipara los términos Alcudiense, Algonquiense y Brioveriense como tres expresiones del Precámbrico más reciente de Europa occidental y central. Según este autor, el Alcudiense representaría "le cycle précambrien le plus récent du sud-est des Hespérides". De este modo, el término

Alcudiense, acuñado por TAMAIN (1.970) y OVTRACHT et TAMAIN (1.970) para referirse a la Formación de Alcudia, descrita, definida y estudiada por BOUYX (1.969), adquiere pretensiones cronoestratigráficas sin que se conozca, por otra parte, su posición cronológica precisa en el conjunto del Proterozóico al que, evidentemente, pertenece.

TAMAIN (1.971), al definir con mayor detenimiento el alcance del término Alcudiense en cuanto a su significación cronoestratigráfica, propone la idea de que "El Alcudiense constituye el primer piso estructural de cobertura conocido en Sierra Morena central y oriental", y corresponde "poco más o menos a las "pizarras antiguas" y "pizarras de Alcudia" de los antiguos autores, y a las "formaciones anteordovícicas" de E. BOUYX". La internacionalización del término se inicia durante la sesión de enero de 1.971 de la Comisión Internacional del Mapa Tectónico de Europa (UNESCO, París), de la mano de TAMAIN.

Como se ve, el Alcudiense parece representar al conjunto flyschoides infraordovícico aflorante en el Valle de Alcudia, aunque incluiría tanto a las series vulcano detríticas superiores (Alcudiense superior), como a las series más o menos flyschoides que le suceden hacia la base (Alcudiense inferior). Igualmente equivaldría al complejo esquisto-grauwáquico, formación de Azuaga, Serie Negra, etc.

La interpretación de OVTRACHT y TAMAIN (1.970) del "ciclo Alcudiense", consiste en considerarlo como la expresión de un "ciclo corto", correspondiente al "principio de rejuvenecimiento de un zócalo antiguo (al borde de un cratón) seguido de una fase de reposo continental. Este ciclo se terminaría con la orogénesis Cadomiense, igual que el Brioveriense medio y superior de Bretaña Media".

Sin dudar la interesante aportación que supone toda correlación bien establecida, quizás sería prudente congelar la absoluta aceptación de las conclusiones de TAMAIN (1.970, 1.971, 1.973, 1.977), OVTRACHT y TAMAIN (1.970 a y b, 1.971), hasta tanto se pueda comprobar que las series pelíticas del Proterozóico superior aflorantes en la Meseta se corresponden con tales esquemas. Al menos en el A.B.C. no parece aceptable por el momento, como

podrá comprobarse después.

En cualquier caso, el término Alcudense y la idea de la importancia del ciclo cadomiense no es original, al menos en su contenido. La innovación formal que ha supuesto, no ha venido acompañada, lamentablemente, por la constatación mediante, por ejemplo, un programa de datación absoluta de las series proterozóicas, del verdadero significado cronológico del flysch de Alcudia. Es muy posible que no sea transportable ese significado a zonas inmediatas, justamente por el carácter móvil e inestable de la sedimentación sinorogénica.

1.2.9.4.2. LAS SERIES DEL PALEOZOICO MEDIO Y SUPERIOR.

1.2.9.4.2.1. La banda Castelo de Vide-Alange-Montoro.

La región comprendida entre el batolito de los Pedroches al NE y el A.P. B.C., está constituida por una compleja alineación sinclinal en la que afloran materiales del Paleozóico medio y superior.

En el sector de Castelo de Vide, FERNANDES y PERDIGAO (1.973) ofrecen la siguiente estratigrafía, correspondiente a la hoja 28-D de la C.G. Portugal, a escala 1:50.000. Se trata de una serie incompleta.

	Calizas dolomíticas	-	Mesodevónico
Devónico	Pizarras	-	Coblenciense
	Areniscas y cuarcitas	-	Gediniense.
	Pizarras con monograptus	-	Wenlock
Silúrico	Cuarcitas	-	Ludlov
	Pizarras	-	LLanvirn ?
Ordovícico	Cuarcitas	-	Skidaviense
	Conglomerados	-	

Precámbrico	Complejo xisto-grauwáquico		

Hacia el SE, y al S del Valle de la Serena, que constituye el núcleo precámbrico de las bandas, afloran series que comprenden igualmente términos

entre el Ordovícico y el Devónico. Recientemente PEREZ-LORENTE (1.977) estudia las series aflorantes al SW del batolito de los Pedroches, entre Pozoblanco y Villaviciosa de Córdoba. Establece la secuencia:

	Turbiditas- 700mts.	
	Rocas volcánicas ácidas	
Visense de los Pedroches	Calizas, pizarras verdosas	
	Pizarras, polvo de hematites, rocas volcánicas básicas y conglomeradas.	
Cuarcitas superiores	Facies delta submarino	Eifeliense superior
Pizarras verdes		
Calizas	Devónico	Siegeniense sup. Ensiense inf. Base Devónico.
Cuarcitas negras	pizarras carbonosas y ocres-	Ashgill-Silúrico
Cuarcitas de Cámaras altas-	Facies de plataforma somera bajo acción de mareas.	Caradoc
Turbiditas	Facies de abanico submarino con aportes procedentes del Norte	LLandeilo-Caradoc inf.
Cuarcitas del Sordo	Plataforma subsidente somera con movimientos verticales de escasa magnitud (100 mts.)	LLanvirn-LLandeilo
Cuarcita armoricana	Secuencia transgresiva proximal en la base y litoral	Arenig
Conglomerado de base irregular	progradante después (COULLANT, 1.974).	

VEGAS (1.971) describe la región que denomina Llanuras y Sierras de la Alta Extremadura, enmarcadas entre la Sierra de Hornachos al SW y "las Sierras de Deleitosa, Miravete y su continuación al N del Tajo", al NE. Esta región comprende el conjunto meridional de la Z.C.I., y se caracterizaría por el siguiente esquema estratigráfico:

<u>Devónico</u>	- Pizarras, areniscas, cuarcitas y calizas (Alange)
<u>Silúrico</u>	- Pizarras con graptolites- Sierra de S. Pedro.
<u>Ordovícico</u>	- Pizarras Negras y areniscas del Ord. Sup.-Sierra de San Pedro.
	Cuarcita armoricana - Arenig.
<u>Cámbrico</u>	- Pizarras y areniscas
	Serie conglomerática de Transición (S. de Sierra de Deleitosa)

Precámbrico - "Serie Negra" - Pizarras del Anticlinal de Valdelacasa.

Este esquema, aunque poco detallado, muestra una continuidad entre las series paleozóicas al N y S del batolito de los Pedroches.

1.2.9.4.2.2. La Zona Luso Oriental-Alcudiense.

Comprende esta zona las Sierras de S. Pedro, Guadalupe, Montes Meridionales de Toledo, y sector de Despeñaperros. Al S. de Ciudad Real BOUYX (1.970) estudia la estratigrafía del Ordovícico inferior en flancos de los antiformes de Alcudia y río Tirteafuera.

La columna estratigráfica establecida se compone de:

-pizarras con calymene	LLanvirn	
<hr/>		
-areniscas micáceas		
-cuarcitas	Arenig	150 mts.
-pizarras y areniscas micáceas		
-alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas con pistas bilobadas.		
<hr/>		
-areniscas superiores	Arenig	250 mts.
<hr/>		
-Nivel de grandes pistas bilobadas	Arenig	70 mts.
<hr/>		
-Areniscas inferiores	Arenig	350 mts.
<hr/>		
-Nivel Rojo. Pizarras y areniscas pardas, rojas y violáceas.	Tremadoc ?	
-Serie detrítica de base - conglomerados y areniscas.		

SAUPE (1.967, 1.971) estudia detalladamente la estratigrafía del Silúrico de Almadén, donde arman los célebres yacimientos de cinabrio. El esquema estratigráfico que propone es el siguiente:

- alternancia sedimentaria/piroclástica -vulcanismo efusivo básico hasta el Devónico.
- alternancia vulcanosedimentaria con nódulos de pirita y dolomita en la base pizarrosa.

- pizarras oscuras con Graptolites del Llandoverly Superior.
- Cuarcita superior oscura, con nódulos de piritita, 30/40 mts.
- areniscas y argilitas carbonosas negras Llandoverly (Silúrico inf.)
10 mts.
- Cuarcita inferior (blanca) 15 mts.
- nivel de basalto.
- argilitas negras
- calizas ⁺ dolomitizadas (fósiles del Ashgill- Ordovícico Superior).

En cuanto a la serie devónica, aflora en los sinclinales de Ahillon y Guadalmez. Sus dos rasgos fundamentales son la presencia de la fauna de Goniatites descrita por GROTH (1.911, 13.14) y la existencia de una laguna estratigráfica durante el Devónico Medio, atribuida a una fase Bretona precoz o la repercusión lejana de la fase Reussienne (TAMAIN et alii, 1.970).

ALMELA et alii (1.962) establecen en el sinclinal de Guadalmez una serie visense superior-Westfaliense, compuesta por la alternancia flyschoides (facies Culm) de pizarras y areniscas que contienen fauna y alcanzan una potencia de 200 mts. Esta serie sería concordante con el Devónico.

Sobre este conjunto se sitúan la cuenca del Carbonífero superior-Antuniense de Puertollano.

Más al oeste, en el límite entre Cáceres y Toledo, GIL et alii (1.976) estudian la serie paleozóica del sinclinal de Guadarranque-Gualija.

	Pizarras grises	Ludlow Inferior
	Alternancia rítmica superior	
SILURICO -	Pizarras bandeadas	
	Alternancia rítmica inferior	Wenlock
	Pizarras ampelíticas	Taranov inferior.
	Cuarcitas de las Majuecas	
	Pizarras intermedias	Caradoc
	Cuarcitas de la Cierva	
ORDOVICICO-	Pizarras y cuarcitas	
	Pizarras con Calymene	Llanvirn-Llandeilo
	Cuarcita armoricana (cuarcitas en la base, alternancia con pizarras a techo)	Arenig.

En conclusión, indica la aparición de abundantes faunas graptolíticas de facies mediterráneas o sárdicas (ROMARIZ et alii 1.971), entre Taranov y Wenlock, mientras que "no ha debido haber condiciones para el desarrollo del Llandovery de facies graptolíticas". Como normalmente sucede, en la Península Ibérica no existe secuencia de niveles graptolíticos.

Recordemos que ROUARDET (1.976) describe en Ossa Morena graptolites en el límite con el Devónico.

1.2.9.4.2.3. La Zona Galaico-Castellana.

En el sinclinal de Tamames (provincia de Salamanca), JIMENEZ y SAAVEDRA (1.971) estudian la serie silúrica y establecen la siguiente sucesión-tipo:

- | | |
|---|--|
| - Alternancia de grauwacas, conglomerados, esquistos silíceos, pizarras y calizas | Núcleo del sinclinal.
Edad indeterminada. |
| - Grauwacas y cuarcitas | Tarannon |
| - Alternancia esquistos pizarrosos y pizarras ampelíticas | 300-350 mts.
Llandovery-Tarannon. |
| - Pizarras ampelíticas | 200-250 mts.
Llandeilo. |
| - Alternancia de esquistos pizarrosos y silíceos con cuarcitas tableadas | Arenig
200 mts. |
| - Cuarcitas masivas | 300 mts.
Arenig. |

Al SE, en el Sistema Central, SOERS (1.972) presenta la siguiente estratigrafía, para la parte oriental de la Sierra de Guadarrama:

DEVONICO INFERIOR		pizarras del Cercadillo	640 mts.
	Ludlow Sup.-Geo. inferior.		
SILURICO	Wenlock	pizarras de Cañamares	200-300 mts.
	Tarannon	cuarcitas del Cuento	25 mts.
	Llandeiro-Llandovery	Pizarras de Prádena	1.400-1.600 mts.
ORDOVICICO	Arenig	Cuarcitas del Alto Rey	70-100 mts.

Finalmente, al N. de la zona Galaico-Castellana y en el límite oriental de la zona, MARTINEZ-GARCIA (1.973) establece una serie estratigráfica que puede resumirse del siguiente modo:

SILURICO	Wenlock Sup.	Serie de San Vitero	Conglomerados con cantos de r. metamórficas, Grauwacas y pizarras cloríticas Liditas con monograptus Grauwacas y pelitas Galizas con restos orgánicos Liditas, tobas riolíticas y conglomerados con cantos metamórficos. Ampelitas con monograptus, pizarras silíceas y capas de cuarcitas.
ORDOVICICO	Llandeilo?	Formación de S. Pedro de las Herre-rías	Pizarras detríticas amarillo-verdosas. Pizarras satinadas azuladas Pizarras con nódulos y lechos ferruginosos, salmón.
	Arenig	Formación Culebra	Ortocuarcitas con cruzianas.
		Formación Puebla	Pizarras versicolores, cuarcitas, con areniscas y pizarras detríticas en la base.

El cuadro 1-9 resume las características estratigráficas de las distintas áreas. Como puede verse, las series de la banda situada al SW del batolito de los Pedroches se integra a todos los efectos en la zona Centro Ibérica. Respecto a las áreas septentrionales, se aprecian las siguientes diferencias con las imprecisiones debidas a la escasez de datos disponibles:

		SANABRIA	TAMAMES	GUADARRAMA	GUADARRANQUE	ALMADEN	MESTANZA	CASTELO DE VIDE	POZOBLANCO VILLAVICIOSA
CARBONIFERO	Sup. Med. Inf.					argilitas, areniscas, calizas.			pizarras y conglomerados. pizarras, vulcanitas y congl. flysch Culm.
D E V O N I C O	Sup.			pizarras+calizas + margocalizas. pizarras del CERCADILLO.		argilitas+lavas+piroclasticas (traillesca)+calizas, arenisca roja tobas y doleritas. areniscas+argilitas+tobas+calizas. cuarcita de la base. pizarras+areniscas+piroc. (traillesca).		calizas pizarras+areniscas+cuarcitas	cuarcitas pizarras verdes calizas cuarcitas negras.
S I L U R I C O	Ludlow Wenlock.	Serie de S.VITERO: ampelitas+conglomerados+tobas ampelitas+grauvacas+calizas+conglomerados.	conglomerados+grauvacas+pizarras+calizas. grauvacas y cuarcitas. esquistos y ampelitas.	pizarras, areniscas y cuarcitas de ALCOLEA. pizarras de CANAMARES. cuarcitas del CUENTO. pizarras de PRADENA : cuarcitas +	pizarras grises alternancia ritmica irregular. pizarras bandeadas alternancia ritmica inferior. pizarras ampelíticas. Cuarcitas.	lavas +pizarras arenosas con piritita y dolomita. Cuarcita superior, oscura con piritita. Areniscas y argilitas negras. Cuarcita Inferior. nivel basáltico.	pizarras con Monograptus. Cuarcitas ?	pizarras carbonosas cuarcitas negras.	
O R D O V O	Ashgill	" " ? ?		areniscas + filitas negras	" "	argilitas negras del muro + nivel de caliza dolomitizada. pizarras y areniscas			cuarcitas

TABLA I - 9 . Series Paleozoicas en la ZONA CENTRO IBERICA.

TABLA I - 9. Series Paleozoicas en la ZONA CENTRO IBERICA. (continuación).

	SANABRIA	TAMAMES	GUADARRAMA	GUADARRANQUE	ALMADEN	MESTANZA	CASTELO DE VIDE	POZOBLANCO VILLAVICIOSA
O R D O V I C I C O	Caradoc	Formación de S. PEDRO DE LAS HERRERIAS: pizarras arenosas, satinadas y con nodulos ferruginosos.	pizarras de PRADENA	pizarras intermedias.	argilitas intermedias negras con pirita			Turbiditas.
	Llandeilo			Cuarcitas de la Cierva	Cuarcita Canteras.			
	Llanvirn			pizarras y cuarcitas	pizarras y areniscas			Cuarcitas
	Arenig	FORMACION CULEBRA: ortocuarcitas. FORMACION PUEBLA : pizarras y areniscas.	pizarras areniscas cuarcitas tableadas cuarcitas masivas	Cuarcitas del ALTO REY.	Cuarcitas		pizarras con Calymene T. pizarras areniscas Cuarcitas areniscas y conglomerados	pizarras Cuarcitas Conglomerados.

Hacia el SW, las series de plataforma del Arenig transgresivo dan paso al depósito de formaciones turbidíticas en el Ordovícico Superior y series ampelíticas en el Silúrico; este conjunto supone una subsidencia pronunciada que se atenúa en el Devónico, en que las condiciones vuelven a ser proximales. En el Carbonífero inferior se deposita de nuevo en serie eugeosinclinal, facies Culm, ausente en el resto de las series.

Hacia el NE, en el Ordovícico superior, se depositan ya pizarras ampelíticas, mientras el Silúrico presenta desde el Wenlock inferior oscilaciones verticales y bruscas interrupciones en la sedimentación, que hacen alternar grauwas, calizas y conglomerados.

WAGNER y MARTINEZ GARCIA (1.974) sitúan en el Wenlock una primera fosa orogénica en este dominio, que correspondería a la parte interna del geosinclinal hercínico en su rama norte ibérica. Esta inestabilidad (epiro-orogénica) no afecta a las áreas situadas al SW. La serie Devónica, por otra parte, al menos en Guadarrama, no ofrece diferencias marcadas respecto al SE donde, además, no hay sedimentación del flysch vi-sense,

1.2.9.4.3. MAGMATISMO, METAMORFISMO Y ESTRUCTURAS.

La Z.C.I. se caracteriza por la disposición de "largos núcleos sinformes que, orientados de SE a NO, recorren longitudinalmente la zona" (JULIVERT et alii, 1.974). Las intrusiones ígneas graníticas son progresivamente más abundantes hacia el NO, y de ellos se dispone de un número relativamente abundante de datos radiométricos (Tabla I-10).

TABLA I-10 DATOS RADIOMETRICOS DE ROCAS GRANITICAS IBERICAS.

BONHOMME et alii, (1961)	Granitos de Sintra y Castro Batre	282 ⁺ 8 M.A.
PRIEM et alii (1.964)	Granitos de Serra do Marão	282 ⁺ 8 M.A.
PRIEM et alii (1.966)	Granitos de Vigo (Granito gneiss con riebeckita y granito gneiss con biotita; edad caledoniana rejuvenecida durante la orogenia hercínica)	486 ⁺ 24 M.A. 544 ⁺ 16 M.A. 500 ⁺ 25 M.A.

CAPDEVILA et alii (1.968)	Granito de Guitiriz		301 ⁺	8 M.A.
	Granito de Traba		302 ⁺	15 M.A.
	(efectos de envejecimiento por cloritización, edad real en torno a 280 M.A.)		309 ⁺	15 M.A.
CAPDEVILA y VIALETTE (1970)	Granito antifase 2 de Parga (Galicia)		312 ⁺	10 M.A.
	Granito sinfase 2 de Friol (Galicia)		304 ⁺	10 M.A.
	Granito postfase 2 de Forgoselo (Galicia)		300 ⁺	6 M.A.
LEUTWEIN et alii (1.970)	Granodiorita de Fontanosas (Ciudad Real)		302 ⁺	10 M.A.
PENNA Y ARRI- BAS (1.974)	Batolito de los Pedroches	Extremo E	291 ⁺	15 M.A.
		Extremo W	305 ⁺	10 M.A.
	Granodiorita de Albalá (Cáceres)		313 ⁺	10 M.A.
	Granito monzonítico de Alburquerque		251 ⁺	10 M.A.

CORRETGE (1.971) sugirió una posible migración orogénica temporal de SE a NO en las intrusiones graníticas. Esta posibilidad es evaluada por PENNA y ARRIBAS (1.974). APARICIO et alii (1.977) describen esta polaridad en la edad del magmatismo. Citan a BARD y FABRIÉS (1.970) para indicar la edad Westfaliense Medio de las rocas plutónicas al Sur de Sierra Morena, mientras al norte del Batolito de los Pedroches el magmatismo sería de edad Westfaliense-Estefaniense (313⁺ 10 M.A. a 280⁺ 11 M.A.). Hacia el N., la edad de las intrusiones sería decreciente, de manera que en la Sierra Central los plutones tardíos habrían intruido entre Estefaniense y Pérmico inferior (251⁺ 27 M.A. y 287⁺ 16 M.A.). Este modelo deberá, sin embargo, ser refrendado o rechazado una vez se conozcan edades radiométricas de los números stok de la Meseta Meridional, que no han sido estudiados.

CAPDEVILA et alii (1.973) diferencian dos grandes tipos de granitoides en la Meseta. Una serie alcalina, aluminica y aproximadamente sinmetamórfica, que se originaría por anotexia húmeda en la parte media de la corteza (mesocorticales), y otra serie que incluye granitoides calcoalcalinos, generalmente, y rocas básicas, intruidas, después de la tectogénesis. Esta serie calcoalcalina sería de tipo infracrystal o bien originada por diferenciación magmática, en el tercio meridional de la Meseta (Z.O.M. y Z.H.^o.), mientras en los dos tercios septentrionales (Z.O.I.), sería re-

sultado de fusión seca infracortical sinmetamórfica con mezcla de productos básicos procedentes de ese nivel de la corteza.

En cuanto al metamorfismo básico, según APARICIO et alii (1.977), se concentraría especialmente al Sur de lo que denominan "Linea Básica", que coincidiría aproximadamente con el borde meridional del Batolito de los Pedroches. Esta "Linea Básica" diferenciaría dos provincias petrográficas hercínicas diferentes. La meridional, o provincia Sur, tendría rocas de tendencia alcalina, relación F/M más alterada, y mayor abundancia de rocas básicas. La provincia Norte (Z.C.I. al NE de la "Linea Básica") sería de tendencia calcoalcalina, y ausencia de materiales básicos. Esta distribución vendría en apoyo de los modelos de tectónica de placas que proponen una evolución de tipo andino para el borde SW de la Meseta, como se verá en epígrafes posteriores.

En cuanto a la estructura y metamorfismo de la Z.C.I. meridional, al N. del A.P.B.C. (ver Tabla I-11), se admitió la presencia de, al menos, una fase orogénica responsable de la discordancia Cámbrico-Precámbrico, y una fase anterior Cadomiense, que originaría una discordancia intraprecámbrica (BOUYX, 1.970). Sin embargo, TAMAIN (1.971) no encuentra discordancia intraprecámbrica alguna en el área estudiada por BOUYX (1.970); a excepción de diversas anomalías que son "siempre de orden tectónico", ni tampoco reconoce la existencia de una serie carbonatada cámbrica discordante sobre el Precámbrico. En la opinión de TAMAIN (1.971), la llamada por BOUYX (1.964) "serie de Hinojosas", no existe ni es "de ninguna forma discordante sobre el resto del Alcudiense". En su lugar, los lentejones calcáreos que constituyen la "Serie de Hinojosas" de BOUYX, serían intercalaciones en la parte alta del Alcudiense Superior.

De este modo, según TAMAIN (1.971), sólo cabría reconocer un ciclo corto (el ciclo Alcudiense), que terminaría por una importante orogénesis que lo pliega "vigorosamente" y produce movimientos tangenciales, para ser posteriormente "verticalizado" (en el sentido de BRONGOULEEVEV (1.967): por hundimiento brutal del zócalo subyacente). Algo más al Sur, PEREZ LORENTE (1.977) distingue en las series precámbricas del sector de Pozoblanco-Villaviciosa diez fases de deformaciones prehercínicas.

Las fases prehercínicas producirían 6 esquistosidades de flujo y metamorfismos más o menos intensos. Los atribuye a posibles orogénesis Kenoran, Hudson, Grenville, y a las fases Normanda y Asintica o Cadomiense. Posteriormente, las fases Sarda, Mársica, Bretónica y Nassauica podrían ser las responsables de diversos movimientos epirogénicos más o menos intensos que dicho autor detecta. En la misma región (A.P.B.C.) otros autores reconocen al menos dos fases prehercínicas (precámbricas) sinmetamórficas (LAURENT y BLADIER 1.976), o bien no admiten episodios orogénicos prehercínicos (BARD 1.969, VEGAS 1.971, etc.), de no ser algún episodio epirogénico cadmiense.

Al W de Ciudad Rodrigo CORPETGE y LOPEZ-PLAZA (1.976) encuentran en el Complejo esquisto-grauwáquico cuatro fases de deformación hercínicas y una fase de blastesis en grado bajo de metamorfismo. Esta blastesis es intercinemática respecto a las fases I y II.

En la Tabla I-II se resumen las directrices de estas fases, pero señalemos el hecho de que no parecen detectar evidencia alguna de deformaciones prehercínicas.

Tampoco los autores que estudian el Sistema Central encuentran datos que apoyen la existencia de deformaciones prehercínicas sinorogénicas.

El ángulo N.O. de de Península (Galicia y Tras os Montes), presenta peculiaridades de gran interés, por la abundancia de rocas metamórficas precámbricas, metabositas, rocas hiperalcalinas de edad Ordovícico Superior, vulcanismo de edad Silúrico, y abundantes granitos sin y tarditectónicos (JULIVERT et alii, 1.974).

La secuencia metamórfica del Cabo Ortegal se considera como una serie eugeo-sinclinal de edad probable Proterozóico Medio (900 ± 30 M.A.), metamorfizada en gradiente intermedio de alta presión, y comprende facies anfibolitas, granulitas y eclogitas. Se interpreta como posible resultado de un límite de colisión de placas. (DENTEX y FLOOR 1.971; DENTEX et alii, 1.972). Este conjunto heterogéneo sería recubierto por la secuencia vulcanosedimentaria ácida "Olló de Sapo" de edad Proterozoico alto. El área evolucionaría a partir

del Cámbrico, como una zona "geanticlinal" que se interpondría entre la Z.C.I. al SW y la Z.O.A.L. al NE. (RIBEIRO, 1.974).

En el sector de Sanabria (Zamora) la serie del "Olló de Sapo" podría ser de edad Cámbrico medio a Ordovícico, y estaría deformada; en primer lugar, durante el Wenlock por una fase acompañada de intenso metamorfismo, a la que seguirían dos episodios metamórficos posteriores de edades Devónico Superior y Westfaliense inferior (MARTINEZ-GARCIA, 1.973). Estos materiales metamórficos de Sanabria, del mismo modo que los macizos básicos del NE de Portugal, podrían ser parte de un manto cabalgante hacia el NE, cuyo corrimiento sería responsable de la blastomilitización de los complejos metamórficos (MARTINEZ-GARCIA, 1.973).

En la opinión de este autor "La restricción de las rocas básicas a una zona determinada (complejos de Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Braganza y Moreais) sería comprensible, puesto que las ofiolitas ocupan solamente una zona de la parte interna del geosinclinal, desapareciendo lateralmente hasta quedar solamente las rocas básicas existentes en la zona de Sanabria". El manto de Sanabria cabalgaría con vergencia E a SE sobre el Cambro-Ordovícico de Tras-Os-Montes, según el esquema de la fig. 1-13 (MARTINEZ-GARCIA, 1973, p.101).

El enraizamiento de esta unidad podría producirse, bien en la "Fosa blastomilitica", o al W de la costa del Océano Atlántico. En cuanto a los complejos básicos, representarían un cortejo ofiolítico, ligado al ciclo tectónico, que finalizaría en el Wenlock Superior. La fase I en esa región sería, en consecuencia, Caledoniana (Ibid, p.102) y, como vimos, sería seguida por las fases II y III (Devónico Superior y Westfaliense inferior). La cuarta etapa de deformación sería Westfaliense superior o Estefaniense.

Este modelo supone grandes novedades respecto a la literatura existente sobre este área, con la que entra frecuentemente en contradicción.

SOERS (1.972), en el sector oriental de la Sierra de Guadarrama, reconoce

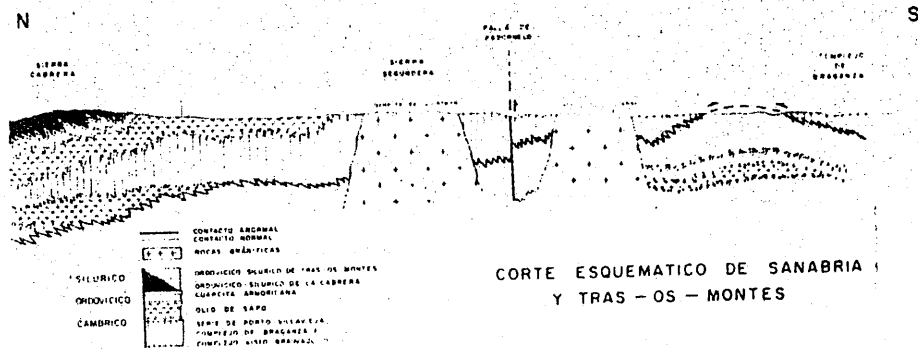


Fig. 1 - 13. Relaciones entre el manto de Sanabria y los macizos básicos de Braganza y Morais. Según MARTINEZ-GARCIA(1973).

tres fases hercínicas. La primera, sinmetamórfica, produce pliegues isoclinales vergentes al E y/o tumbados; la segunda, pliegues menores y S_2 subhorizontal, y la tercera, la elevación en domo de la región.

MATTE (1.968) y BARD, CAPDEVILA y MATTE (1.970), y de manera similar FERNANDEZ y CAPOTE (1.970) encuentran, sin embargo, sólo dos fases de deformación mayores, de edad hercínica; la primera sinmetamórfica con pliegues tumbados al E, y la segunda vertical a vergente al W, que produce megaestructuras. ALDAYA et alii (1.973) detectan evidencia de una fase tectonometamórfica anterior a la fase I que, obliterada generalmente, muestra una linealidad y micropliegues en diversos puntos del NO.

Como puede verse, en conjunto, se reconoce una historia tectónica prehercínica importante en las regiones de Galicia, norte de Portugal y Zamora, mientras en el Sistema Central parece que las fases de deformación reconocidas son exclusivamente hercínicas.

ALDAYA et alii (1.976), al S. del anticlinal de Sanabria, encuentran en la serie de S. Vitero dos niveles de conglomerados. Esta serie presenta pasadas calcáreas con conodontos del Wenlock-Pridleu bajo, y sobre el nivel de conglomerados inferiores. Estos conglomerados presentan cantos de lilitas, cuarcitas, areniscas y en uno de los cantos de rocas sedimentarias, un resto de Vexillum, que caracteriza al Ordovícico inferior. El conglomerado superior, en esta misma serie, incluye por su parte abundantes cantos metamórficos, algunos de los cuáles parecen ofrecer granos de cuarzo con posterioridad al Ordovícico inferior, cuando ya las series estaban metamorfizadas. La edad del metamorfismo regional sería, por tanto, "anterior al Devónico inferior (Emsiense inferior), y probablemente anterior al Silúrico superior del área". Como indican estos autores, "no hay argumentos para afirmar que las rocas metamórficas no han sido afectadas o engendradas por unas orogéneas precámbricas".

TABLA I - 11 . Fases de deformación en la ZONA CENTRO IBERICA.

219

FASES	GALICIA-PORTUGAL SEPTENTRIONAL.	SANABRIA	SALAMANCA	GUADARRAMA	ALCUDIA	ANTICLINORIO PORTO-BADAJOS-CORDOBA.(ZCI)
HERCINICAS	<p>Tectónica de fractura y fallas de desgarre.Estefaniense a Pérmico inferior.</p> <p>Fase III . Westfaliense superior. Metamorfismo e intrusiones graníticas.</p> <p>Fase II.Plegamiento ,extrusión del zócalo y cabalgamientos</p> <p>Fase I. Devónico Inf. Sinmetamórfica.</p> <p>(RIBEIRO , 1975).</p>	<p>Tectónica de fractura.</p> <p>Fase III. Sinmetamórfica. Westfaliense Inferior. (Martinez-García, 1973).</p> <p>Fase II.Sinmetamórfica. Devónico Sup. (idem, 1973).</p>	<p>CORRETGE y LOPEZ-PLAZA (1976).</p> <p>Fase IV.pliegues y chevron E-W.</p> <p>Fase III. pliegues mayores N 20-30.</p> <p>Fase II.pliegues mayores E-W vergentes al N.</p> <p>metamorfismo intercinemático de bajo grado.</p> <p>Fase I. pliegues mayores N 160-170 vergentes al E.</p>	<p>Fase III. elevación en domo. (SOERS, 1972).</p> <p>FASE II.pliegues menores y S subhorizontal.(SOERS 1972). ó vertical a vergente al W.(MATTI 1968 ,etc).</p> <p>FASE I.sinmetamórfica.pliegues vergentes al E a tumbados.</p>	<p>testónica de fractura.</p> <p>FASE III. N140-130 vergente al SW.</p> <p>pliegues mayores Postwestfaliense.</p> <p>FASE II. N140-150.</p> <p>pliegues mayores vergentes al SW. Sinmetamórfica. VisenseSup?</p> <p>FASE I. N160-170 al W. Sinmetamórfica.Devónico?</p>	<p>tectónica de fractura.</p> <p>Fase III. postwestfaliense C y anterior al batolito de Los Pedroches 280 a 313ma.</p> <p>Fase II . N 125. Visense :Sup.</p> <p>Fase I . EW. Visense</p>
PREHERCINICAS	<p>Movimientos verticales durante Silúrico y Ordovícico Sup.</p> <p>fase Sarda.</p> <p>2ª Fase precámbrica: milonitización, anatexia y tectónica horiz.</p> <p>1ª Fase:900 ma.sinmetamórfica en gradiente de presiones intermedias a altas.</p> <p>(RIBEIRO 1975)</p>	<p>Fase I. Wenlock Caledónica. Sinmetamórfica. (Martinez-García 1973).</p> <p>Fase anterior a Silúrico superior que podría ser incluso Precámbrica.</p> <p>(Aldaya et al. 1976)</p>	<p>Fase Sarda</p>	<p>fase Sarda</p>	<p>fase Sarda</p> <p>Fases finiprecámbrica y cadomiense. (BOUYX 1970)</p> <p>ciclo Alcu-diense y final orogénico Cadomiense.(TAMAIN 1971)</p>	<p>fases Marsica, Bretona y Nassauica.</p> <p>fase Sarda.</p> <p>Fase 6 fases ,3 Cadomiense. Sinmetamórficas.</p> <p>ficca de p. Orogenias intermedias?. Cadomien- Fase 1 .Sin- se,Norman- metamórfica da,Grenville ? lle,Hudson</p> <p>CHACON (1979) Kenoran PEBEZ-LORENTE (1977).</p>

1.3.— SERIES PRECAMBRICAS EN EL MACIZO IBERICO MERIDIONAL.
ESQUEMA GENERAL Y PROPUESTA CRONOESTRATIGRAFICA.

En lo esencial, este capítulo responde al trabajo "Proterozoic Series in the Meridional Iberian Massifs", presentado en la Reunión de Correlación del Precámbrico de Europa Septentrional, celebrada en Karelia (URSS) en Julio (11-23) de 1.978. (Fig. 1-14)

El Cuadro I-12 resume las diferentes secuencias atribuibles al Precámbrico que afloran entre la zona de Ossa Morena y la mitad meridional de la Z.C.I. No cabe duda de que no existen datos cronoestratigráficos o radiométricos que apoyen sólidamente una correlación como la expuesta en el cuadro. La intención es mas bien equiparar unidades litoestratigráficas semejantes que establecer una correspondencia con implicaciones cronoestratigráficas. La razón es que se considera probable una migración temporal de la deposición de las diferentes series, de la misma manera que, por ejemplo, migra el Flysch carbonífero de N a S en la Z.S.P. Pero en series cuyas edades pueden oscilar entre 600 y 2.400 M.A., sería difícil establecer la cuantía de dicha diacronía. Teniendo en cuenta que el error de los métodos radiométricos para la determinación de edades de materiales Precámbricos puede elevarse a casi 100 m.a., no sería de extrañar que las posibles diacronías sedimentarias queden comprendidas dentro de tales márgenes de error. En consecuencia, habría que reforzar los criterios geológicos a la hora de establecer tales procesos sedimentarios.

El Cuadro I-12 es una propuesta de trabajo, lleno de inevitables imprecisiones, que se ha comentado en los epígrafes anteriores, y para un área en que, hasta el momento, no se han realizado determinaciones de edad absoluta de rocas sedimentarias o metamórficas. Las rocas ígneas datadas corresponden bien a granitos hercínicos de edad Paleozóica superior, o, en el caso del ortogneiss de Portoalegre, de edad Ordovícica, a intrusiones inmediatamente anteriores al Hercínico.

TABLA I-12 (a).

		ZONA DE OSSA MORENA	
POSIBLE EDAD		ANTICLINORIO BEJA-ARACENA	ANTICLINORIO OILIVENZA-MONESTERIO
M.A.			
Cámbrico	P		
570-----	R		
	O	? ? ? ?	Arcosas, porfiroides
Vendiense	T		
680-----	E		
R	R		
i Supe-	O	SERIES	Formación de pizarras ne-
f rior	Z	NEGRA	gras y cuarcitas bandeadas,
e 950---	O	de CARVALHOSA (1.965) y	negras y anfibolitos
n Medio	I	UMBRIA de BARO (1.969,	Migmatitas en la base ?
s 1.350-	C	1.977)	
e	O		
Infe-			? ? ?
rrior			
1.600-			
Referencias		CARVALHOSA (1.961) BARO (1.969...1.977)	QUESADA (1.975) EGUILÚZ (exc.s.terr.)

TABLA I-12 (b).

		ZONA CENTRO IBERICA			
POSIBLE EDAD		ANTICLINORIO DE ALCUDIA	MONTES DE TOLEDO	PORTUGAL	
M.A.			OCCIDENTALES	CENTRAL.	
Cámbrico	P				
570-----	R	Formación Ballesteros	Calizas de Navalucillos.	S E R I E	
	O	Serie Superior: conglomeros, areniscas, tobas, pizarras y grauwacas.	Areniscas de Azorejo		
Vendiense	T		Pizarras de Pusa		
680-----	E		Nivel de Fuentes	INTERCALAR	
R	R				
i Supe-	Z	Formación Alcudia:	Pizarras de Torrelejo.	Formación esquisto-	
f rior	O	Flysch 7-10.000 mts.	Calizas de Villarta		tosa de Beiras:
e 950---	I		Pizarras de Gadiana		Complejo esquisto
n Medio	C			grauwáquico.	
s 1.350-	O				
e					
Inferior			? ? ?		
1.600---					

Referencias (Tabla I-12 b)

Anticlinorio de Alcuía: CAPOTE et alii (1.977) MORENO (1.976) etc.

Montes de Toledo Occidentales: CAPOTE et alii (1.977).

Portugal Central: CONDE (1.971).

TABLA I-12 (c).

ANTICLINORIO PORTOALEGRE-BADAJOS-CORDOBA

POSIBLE EDAD M.A.	BANDA USAGRE-MALCOCINADO	BANDA PORTOALEGRE-AZUAGA- LOS SANTOS.
Cámbrico 570-----	Formación S. Jerónimo	Pizarroso? F. Sierra Velita?
Vendiense 680-----	F. Usagre o Sotillo F. Torrecillas	F. Torreárboles= Usagre y Sierra Velita?
R Superior 950-----	F. A	FORMACION
e Medio 1.350-----	Z U A	PUEBLA
s Inferior 1.600	G A	DEL PRIOR
P r e r i f e n s e 2.500-----	F. Albariza y F. Dehesa del Marqués? Cuarcitas de Sierra Albarrana	F. Atalaya <u>Cuarcitas con distena?</u> Anfibolitas y gneises Serie cataclástica de Higuera de Llerena (Las Grullas Azuaga ??
A r c a i c o	? ? ?	

Referencias: CHACON et alii (1.974) OROZCO y PASCUAL (1.975)
 CHACON (1.974, 1.976, 1.979 a,b) PEREZ LORENTE (1.977).
 CHACON y PASCUAL (1.979)
 GARROTE (conv. pers.)

En cuanto a las atribuciones de edad, hay que señalar, en primer lugar, que parten de unas primeras determinaciones de microfósiles realizadas por M.TIMOFEIEV sobre muestras recogidas por F.MITROFANOV durante las excursiones del P.I.C.G. (Madrid-Lisboa, 1.976). Las muestras procedían de la formación de Usagre, Formación de Azuaga, Formación de Alcudia y cuarcitas con distena de Cerro Muriano.

A continuación se especifican las determinaciones obtenidas: (Tabla I-13),

TABLA I-13. PRIMERAS DATACIONES DE MICROFAUNA DEL PRECAMBRICO DEL
MACIZO IBERICO, POR M. TIMOFIEV.

Première études de microfaunes du
Précambrien de la Peninsule Ibérique

(Materiel recolté par Mr. F. P. Mitrofanov)

Déterminations paléontologiques de M. Timofeiev.

- 1) Formation de Pusa n'a rien donné: uniquement des débris variés indéterminables.
- 2) Arkose d'Usagre n'a rien donné: uniquement des débris et des pellicules indéterminables.

Ces deux formations appartiennent sans doute au Riphéen supérieur ou terminal (Vendien).

- 3) Formation d'Azouaga (Fⁿ Negra), 6 échantillons ont été étudiés dont quatre sont fossilifères à Acrétarches déterminables. Ce sont des schistes et des grés.

N° 197 - Ethmosphaeridium tungusum Tim.

N° 194 - Leosphaeridium cf. tenuissima Eishold.

N° 189 - Orymatosphaeridium distributum Tim.

N° 192 - Phyconycites sp. et Protodphseridium sp.

En outre, on y trouve beaucoup de formes rondes non transparentes (noires) indéterminables et des débris et pellicules variés (NN 189 et 197).

AGE: Riphéen moyen plutôt sa partie inférieure.

A l'exclusion du Riphéen supérieur et du Vendien (Je précise que dans la classification marocaine le Vendien = Série lie de vin, ou moyen-supérieur= Adoudounien. Le Riphéen moyen= Précambrien III³ ou moyen-supérieur. Ce dernier dans notre manuscrit correspond à la Série Negra de Azouaga. Ce serait votre Pt3).

(continúa)

4) Niveau de quartzites au dessus (?) de la Fⁿ d'Azouaga.

(je ne vois pas bien ce niveau); 2 échantillons.

N° 201a Protosphaeridium discum Tim.

N° 201b Protosphaeridium tuberculiferum Tim.

On y trouve en outre un grand nombre de débris, de pellicules et de formes rondes opaques (noires) indéterminables.

Conclusions: Riphéen plus ou moins bas; à l'exclusion du Riphéen supérieur et du Venien. En somme, probablement à peu près la même âge que la Fⁿ d'Azouaga.

5) Zonne d'Ossa Morena: Grauwaque appartenant à l'Alcudien moyen, âge mal défini, mais antérieure au Cambrique. 1 échantillon.

N° 193 - Orymatoshaeridium sp.

- Protosphaeridium sp.

ainsi que des débris et pellicules.

Conclusions: Certainement Précambrien (Riphéen) et non pas Paléozoïque.

6) Quartzites de Villanueva del Rey - N'ont rien donné de déterminable.

7) Quartzites de Campo Alto (à disthène) - Echantillon 195.

Ne contient pas de formes déterminables, mais une grande quantité de pellicules et de débris. Ceci indique un Protérozoïque précoce, par exemple, un Karelien (anté-Yatulien).

Portugal

8) Structure de Morais - Schistes d'âge indéterminé.

N° 191a - Gloeocapsomorpha macrocysta Eishold

191b - Cymatiosphaera sp.

- Sphaeromorpha indéterminable (opaque)

ainsi que des pellicules.

Age: du Cambrien Supérieur à l'Ordovicien inférieur.

Las posiciones estratigráficas de los microfósiles determinados corresponden a las de fósiles similares determinados en el Proterozóico de la URSS. Las clasificaciones realizadas implican, en consecuencia, admitir la validez del método de correlación cronoestratigráfica basado en la determinación de Acritarcos. Este método ha sido impulsado por TIMOFEIEV (1.963) y TIMOFEIEV et alii (1.976), para establecer la estratigrafía, especialmente de materiales del Proterozóico Superior (Rifense y Vendien-se), pero no se deben ocultar las dificultades que encierra. Los Acritarcos son microorganismos unicelulares, plantónicos y, por tanto, de una amplia distribución areal. Frente a esta ventaja, su mayor dificultad radica en la pobre diversificación de sus índices específicos e, incluso, en la ausencia de un solo sistema de clasificación admitido por todos los autores (SEMIKHATOV, 1.977).

Fuente de mayor indeterminación en el área que nos ocupa, es el hecho de que las muestras fosilíferas corresponden a un mismo nivel, mientras que las atribuciones de edad a las Arcosas de Usagre y cuarcitas con distena de Cerro Muriano, hay que considerarlas más bien como opiniones de TIMOFEIEV basadas en el tipo y cantidad de detritus orgánicos que presentan tales rocas.

Estas observaciones permiten situar con gran exactitud el interés orientativo y preliminar del cuadro propuesto.

Actualmente hay en curso un proyecto de datación de 100 muestras de esquistos negros precámbricos del SW ibérico, con los Drs. TIMOFEIEV y MITROFANOV, que esperamos permita conclusiones más sólidas. Igualmente existen posibilidades de realizar dataciones radiométricas en laboratorios de Dublin (Irlanda) y Espoo (Finlandia), que esperamos sean, igualmente, determinantes, en especial como test del método paleontológico en cuanto a la posible diacronía o sincronía de las correlaciones establecidas.

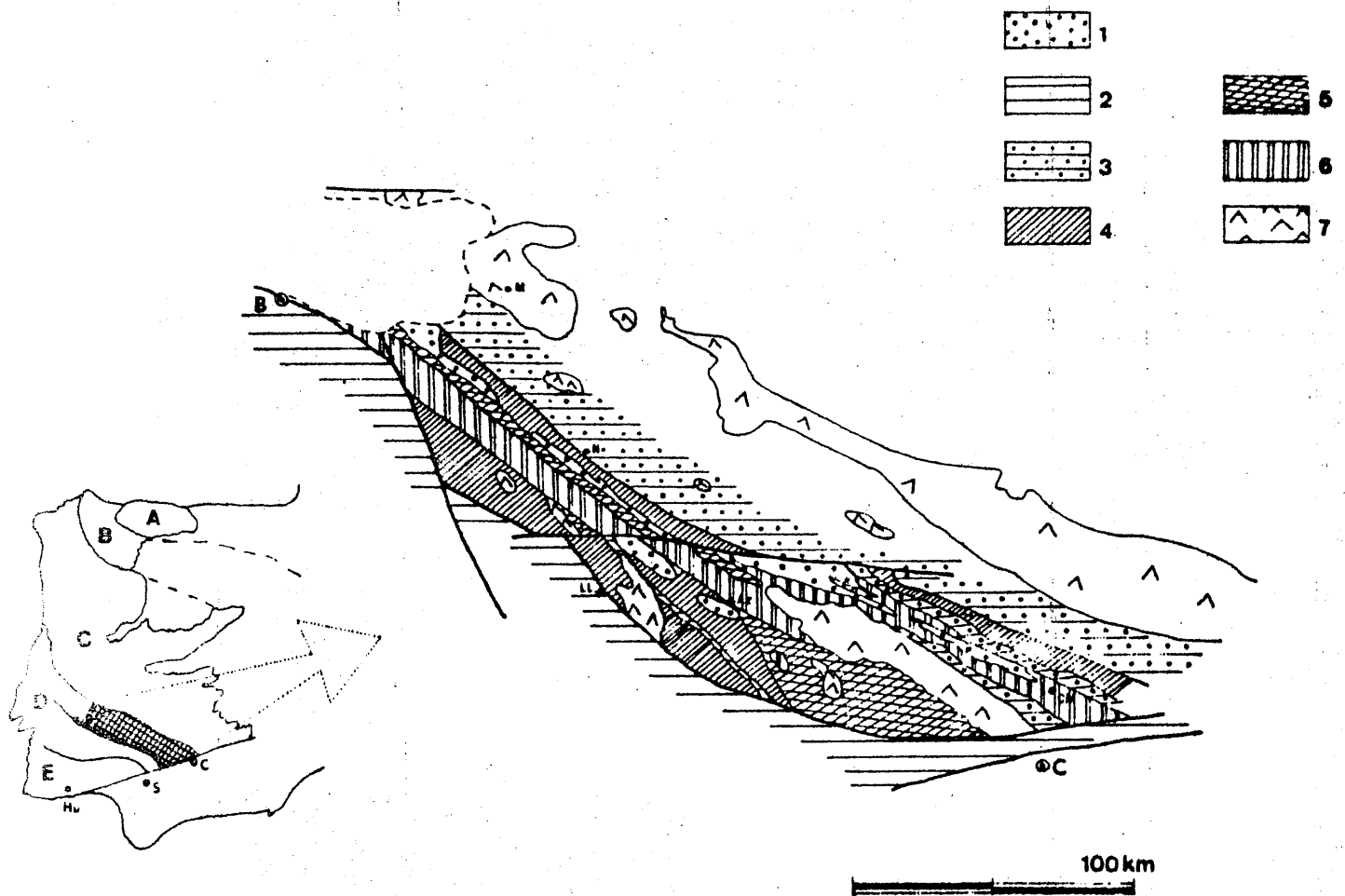


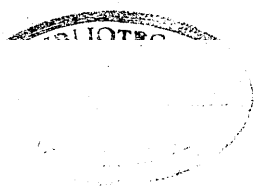
Fig. 1-14. Distribución de las series proterozoicas en el A.P.B.C., según CHACON (1979).

LEYENDA : 1.- Paleozoico medio a superior. 2.- Paleozoico inferior. 3.- Paleozoico medio.

4, Proterozoico superior. 5, Proterozoico medio a inferior. 6, Proterozoico precoz-Arcaico ?. 7.- Rocas ígneas del A.P.B.C.

A . Zona Cantábrica. B. Zona astur-occidental-leonesa. C. Zona Centro-Ibérica. D.-Zona de Ossa Morena. E. Zona sudportuguesa. Hu:Huelva, S: Sevilla, C: Córdoba, B: Badajoz, M: Mérida. LL: LLerena, H: Hornachos, Az: Azuaga, C.M.: Cerro Muriano.

BIBLIOGRAFIA



B I B L I O G R A F I A

- AITKEN, R. (1930) - Comentarios al trabajo de H. Stille "Über Westmediterrane Gebirgszusammenhänge".- C. y Rc. de la R.S.E.H.N., 5, 15-19.
- ALDAYA, F., CARS, P., MARTINEZ-GARCIA, E., y QUIROGA, J.L. (1976) - Nouvelles précisions sur la série de San Vitero (Zamora, nord-ouest de l'Espagne).- C.R.Ac.Sc.Paris, D, 283, 8, 881-883.
- ALIA MEDINA, M. (1944) - Datos morfológicos, estratigráficos de los alrededores de Toledo.- B.R.S.H.N., 42, 613.
- ALIA MEDINA, M. (1954) - Observaciones sobre las formaciones neísicas y graníticas del Sur de Toledo.- N.y C. del I.G.M.E., 34, 59-77.
- ALIA MEDINA, M. (1963) - Rasgos estructurales de la baja Extremadura.- B.R.S.E.H.N. (G.), 61, 247-262.
- ALIA MEDINA, M. (1962) - Relaciones genético estructurales de algunos tipos de mineralizaciones uraníferas de España.- Pub. de la J.E.N., 101, 6,2.
- ALIA, M. (1976) - Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda castellano-extremeña.- Est. Geol., 32, 339-238.
- ALMARZA, J.J., BURGOS, J.C., CRESPO, J.L., MATA, J. (1973) - Estudio de una serie detrítica de la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez.- Trab. Univ. Granada (mem. inéd.).
- ALMARZA, J.J. (1974) - Estudio petrológico en el sector "El Alamo-El Vacar". Sierra Morena.- Tesis de Lic. (mem. inéd.).
- ALMELA, A. (1959) - Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real).- B.I.G.M.E., 70, 315-331.
- ALMELA, A. y PUYAL, V. (1960) - Mapa sismotectónico de España Peninsular y Baleares.- I.G.M.E. e Inst. Geogr. y Cat.
- ALMELA, P.M., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C., QUINTERO, I. (1962) - Estudio geológico de la región de Almadén.- B.I.G.M.E., 73, 205-287.
- ALVARADO, A. de (1923) - Región E de Sierra Morena. Datos referentes a la tectónica y formaciones filonianas del plomo.- B.I.G.M.E., 44, 299-445. Madrid.

- ALVARADO, A. (1935) - Terreno arcaico.- Mem. I.G.M.E., expl. M.G.E. 1:1.000.000, 1, 235-290.
- ALVARADO, A., LA ROSA, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1929) - Memoria explicativa de la Hoja nº 836 (Mestanza).- I.G.M.E.
- ALVARADO, F. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951) - Valencia de Alcántara.- M.G.E. 1/50.000, I.G.M.E. 162 H. Mem. expl. 36 p.
- ALVEIRINHO, J.M. (1973) - Folha 29-A. Retorta.- Carta Geol. Port. 1:50.000. Serv. Geol., n.exp. 17 pp. Lisboa.
- ANCIOLA y COSSIO (1856) - Memoria de las minas de Río-Tinto.- Imp. Eusebio Aguado. Madrid.
- ANDRADE, A.A.S. (1972) - Problèmes géologiques et métallogéniques de l'Alentejo central (Portugal) - Mem. e Not., 73, 66-79. Coimbra.
- ANDRADE, A.A.S., PINTO, A.F.F. y CONDE, L.E.N. (1976) - Sur la géologie du massif de Beja: observations sur la transversale d'Odivelas.- Com. Serv. Geol. Portugal, 60, 171-202. Lisboa.
- ANONIMO (1857) - Carta Geológica de Europa.- R.P.C., 7, 446. Madrid.
- ANONIMO (1861) - Aplicación del microscopio al estudio de la Geología.- R.P.C., 11, 446-450.
- ANONIMO (1867) - Carta geológica de la provincia de Sevilla.- Rev. Geol. Delesse, 7. Paris.
- ANONIMO (1966) - Indice Tesis doctorales escuela de Münster dirección (F.Lotze), entre 1950-1964.- N.y C. I.G.M.E., 81, 103-106.
- ANONIMO (1970) - Fuentes antiguas sobre la minería de España y, en particular, de Sierra Morena.- B.G.M.E., 81, 1, 38-44.
- APARICIO, A. y SANCHEZ CELA, V. (1972) - Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz).- B.R.S.E.H.N., 70, 139-151.
- APARICIO, A., BARRERA, J.L., CASQUET, C., PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1977) - El Plutonismo hercínico post-metamórfico en el SW del Macizo Hespérico (España).- B.G.M.E. 88, 6, 497-500.

- ARBEY, F. et TAMAIN, G. (1971) - Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne).- C.R.Acad. Sc. Paris, D, 272, 1721-1723.
- ARBIN, P. et TAMAIN, G. (1973) - Les chevauchements intra-alcudiens de la "Ribera del río Frío", Valdemanco de Esterias et de l'"Arroyo del Tamujar" Cabezarrubias, dans le Sud de la Mesete Ibérique.- C.R.Acad. Sc. Paris, 277, D, 1291-1294.
- ARMENGOT, A., MARTINEZ DIAZ, C. (1972) - El Carbonifero al Sur del Batolito de los Pedroches.- Rev. Esp. Micropal. Diciembre, 211-213.
- ARTHAUD, F., BARD, J.-P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. et RIBEIRO, P.- (1973) - Les décrochements tardi-hercyniens en Europe Sud-occidentale: les problèmes de leur genèse et leur utilisation comme repères antérieurs aux déplacements relatif des microplaques Ibériques et Corso-Sarde par rapport à l'Europe.- I^o Reun. Ann. Sci. Terre. 50 pp. Paris.
- ARTHAUD, F., MATTE, Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation.- Tectonophys, 25, 139-171.
- ARRIBAS, A. (1963) - Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Monesterio (Badajoz).- N.y C. I.G.M.E., 70, 47-69.
- ASSMANN, W. (1959) - Stratigraphie und tectonik im norden der provinz Huelva (Spanien).- Univ. diss. Math. Natur. Fac. Univ. Münster, 148 S.
- ASSUNÇÃO, TORRE DE, C. (1956) - Rochas gabroicas e anortositicas do Alto Alentejo.- Com. Serv. Geol. Port., 23-35.
- ASSUNÇÃO, TORRE DE, C. (1969) - Sur la pétrographie du complexe des pelites et grauwaucas ante-ordoviciens (Trás-os-Montes).- Com. Serv. Geol. Port., 53, 165-170.
- ASSUNÇÃO, TORRE DE, C., e GONÇALVES, F. (1970) - Contribuicao para o conhecimento das rocas hiperalcalina e alcalinas (gneisse hastingsiticos) de Alto Alentejo (Portugal).- B.S.Geol.Port., 17, 187-228.
- ARKIN, B.P., NAGGAR, M.H. (1974) - Kyanite in the hercynian metamorphic rocks of the Oporto Viseu belts, north Portugal.- Geol. Mi.jnb., 53, 4, 189-193.

- ASSMANN, W. (1959) - Stratigraphie und tektonik im Norden der Provinz Huelva (Spanien).- Univ. Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster 148S.
- AYE, F. et STRAUSS, G.K. (1975) - Identification de Chmerite (B, Al, Si_3O_8OH) dans la province pyriteuse sud-ibérique. Minéraux associés (La Zonza, Huelva, Espagne).- C.R.Ac.Sc.Paris, 281, 24D, 1935-1939.
- AYE, F. (1977) - Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas, El Buitron, Huelva, Espagne).- C.R.Ac.Sc.Paris, 281, 14D, 965-969.
- BABIN VICH, R. (1976) - Caracteres generales de la fase Tardi-Hercínica de fracturación en la Sierra de Gredos.- Bol.Geol.Min.
- BARD, J.P. (1964) - Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (prov. de Badajoz, España) .- N.y C. I.G.M.E., 76, 175180.
- BARD, J.P. (1965a) - Sur la structure en coussins des volcanites basiques de la région de Cumbres Mayores.- Bull.Soc.Geol.Franc., VII, 80-84.
- BARD, J.P. (1965b) - Introducción a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne).- Rev.Geog. Phys., VII-4, 323-337.
- BARD, J.P. (1966a) - Les unites lithostratigraphiques de la bande métamorphique d'Aracena (prov. de Huelva, Espagne).- C.R.Som.Soc.Géol. France, 3, 105.
- BARD, J.P. (1966b) - Quelques précisions sur la lithologie du "silurien" de la region d'Aracena (Huelva, Espagne).- N.y C. I.G.M.E., 83, 93-98.
- BARD, J.P. (1967a) - Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le Sud e l'Espagne.- C.R.Acad.Sc.Paris, 265, 1875-1878.
- BARD, J.P. (1967b) - Tectoniques superposées et métamorphisme dans la bande cristallophyllienne d'Aracena (prov. Huelva, Espagne). Bull. Soc. Geol. France, 7,9. 11-128.

- BARD, J. P. (1969) - Le metamorphisme regional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne).- Tes.Doc. Fac.Sc.Montpellier.
- BARD, J.P. (1971) - Sur l'alternance de zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique. Comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de les zones avec les orogénèses "orthotectoniques".- Bol.Geol.Min., 32,33,34, 321-345.
- BARD, J.P. (1973) - Les ceintures métamorphiques de la Meseta Ibérique.- I^o Reuv. Ann.Sc. Terre. Paris, 60.
- BARD, J.P. (1975) - Contribution au problème de la signification des ceintures metamorphiques dans les orogenes antemesozoiques: éléments d'approche dans la virgation Galicio-armoricaine.- Prep. Liv. Jubilaee du Prof. Parga Pondal.
- BARD, J.P. (1977) - Signification tectonique des métatholeïtes d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena. (Huelva, Espagne).- Bull. Soc. Geol. France (7), 19,2, 385-393.
- BARD, J.P. et FABRIES, J. (1970) - Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne).- B.G.y M., 31, 32, 33, 226-241.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R. et MATTE, Ph. (1971) - La structure de la Chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins.- Symp. IFP/anexo, Histoire structurale du golfe de Gascogne, 2, 1-4, 61-68.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970) - Les grandes traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale).- C.R.A.S.D., 270, 2633.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1970) - Le Précambrien de la Meseta Ibérique.- Colloque sur les correlations du Précambrien. Rabat et Paris.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph., RIBEIRO, A. (1973) - Geotectonic model for the Iberian variscan orogen.- Nat.Phys.Sc., 241, 50-52.
- BARRANDE, (1852) - Etat actuel des connaissances sur la faune primordiale.- Bull. Soc. Geol. Paris, 16.
- BASELGA, A. (1961) - Más sobre la matalanita.- N. y C. I.G.M.E., G1, 185-192.

- BARD, J.P. et MOINE, B. (1977b) - Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (SW Spain): Geochemical variations and basaltic affinities.- *Lithos*.
- BARD, J.P., DOSTAL, J et DUPUY, C. (1977b) - Trace elements geochemistry of Paleozoic amphibolites from SW Spain.- *Earth Plan. Sc. Let.*
- BEATO, M.F. e GONÇALVES, F. (1976) - Contribuição para o conhecimento da bibliografia geológico-mineira da provincia piritosa do Sudoeste da Península Ibérica e dos Seus Jazigos.- *Serv. Geol. Port.*, 60, 317-378. Lisboa.
- ELIE DE BEAUMONT et DUFRENO, I. (1841) - Carte Geologique de la France 1:500.000.- S.G.F.
- ELIE DE BEAUMONT (1854) - Noticias sobre los sistemas de montañas.- *R.P. C.* 4, 236. Madrid.
- BERNAL, J.D. (1954) - Science in History.- Watts, Co. Ltd. London.
- BERNAL, J.D. (1973) - Historia social de la ciencia.- *Ed. Península*, 2, 1058 pp.
- BERNARD, A. y SOLER, E. (1971) - Sur la localisation géotectonique des Amas pyriteux massifs du type Río-Tinto.- *C.R.Acad. Sc. Paris*, s.d., 273, 1087-1090.
- BERNARD, A.J., SOLER, E. (1974) - Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique.- *Cont. Soc. Geol. Belg., Gis. Strat. Prov. Cup. Liebe*, 287-315.
- BLADIER, Y. (1975) - Structure et pétrologie de la bande blastomyconitique de Badajoz-Cordoue: les roches cataclastiques. Clasificación-interpretación.- *Thèse 3^e cycle. Montpellier*, 105 pp.
- BLADIER, Y. et LAURENT, Ph. (1974) - Etude d'un décrochement profond synmétamorphique le "couloir" blastomyconitique de Badajoz-Cordoue.- *2^a Reun. Ann. Sc. Terre Nancy*, 52.
- BLADIER, Y. et LAURENT, Ph. (1976) - La zone mylonitique de Badajoz-Cordoue. Raccords avec la zone Portalegre-Coimbra (Résumé).- *Com. Serv. Geol. Por.*, 60, 3 *R. Geol. Sw. Piber. BESA 1975*. 267-269.
- BOCHMANN, H.G. (1956) - Stratigraphie und tektonik der Zentralen Extremadura im Bereim con Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien).- *Univ. Diss. Math. Nat. Univ. Münster 1925*.

- BOILLOT et alii (1974) - Le rôle des décrochements "tardi-Hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest au nord de la Péninsule Ibérique.- *Rev. Geog. Phys. Géol. Dyn.*, 2, 16, 75-86.
- BONHOMME, M., MENDES, F. et VIALETTE, Y. (1961) - Ages absolus par la méthode au strontium des granites de sintra et de Castro Daire au Portugal.- *C.R.Ac.Sc.Paris*, 252, 3, 3305-3306.
- BOOGAARD, M. van den (1963) - Conodonts of upper Devonian and lower Carboniferous age from southern Portugal.- *Geol. en Mijnb.*, 42, 8, 248-259. Grevanhage.
- BOOGAARD, M. van den (1967) - Geology of the Pomaraõ region (Southern Portugal).- Rotterdam, Grafisch. Centrum, 113 pp.
- BORN, A. (1916) - Die calymene Tristani-stufe (mittleres Untersilur) bei Almaden, ihre Fauna. Gliederung und Verbreitung.- *Abh. Senck. Natur. Gessel.*, 36, 309-358. Frankfurt a.m.
- BORN, A. (1953) - El tramo de Calymene Tristani en Almadén (Orovidico Medio), su fauna, división y extensión.- *P.E.G.E. (C.S.I.C.)* 7, 3, 173-265.
- BOTELLA y HORNOS (1879) - Mapa geológico de España y Portugal. 1:2.000.000.
- BOURBON, A. (1927) - Estudio de la cuenca hullera de Bélmez.- *Rev. Min. Met. Ing.*, 4, C, 534-540.
- BOURBON, A. (1928) - Estudio de la cuenca hullera de Bélmez. *As. Esp. Prog. Cien.*, Congreso Cádiz, 10, 63-71.
- BOUYX, E. (1959) - Observations géologiques dans la Sierra de Puertollano (prov. Ciudad Real, Espagne).- *C.R.Somm. S.G.F.*, 154-155.
- BOUYX, E. (1961) - Au sujet de l'âge des schistes de l'Alcudia.- *C.R.Som. S.G.F.*, 64-66.
- BOUYX, E. (1962) - La edad de los esquistos de Alcudia.- *N.y C. I.G.M.E.*, 66, 197-200.
- BOUYX, E. (1963) - Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del Sur de Ciudad Real (España meridional).- *N.y C. I.G.M.E.*, 76, 249-254, 1964; *C.R.S.S. S.G.F.*, 10, 339-340.

- BOUYX, E. (1963) - Extensión des terrain ante-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne meridional).- C.R.Som. S.G.F., 339-341.
- BOUYX, E. (1964) - La transgression ordovicienne dans la Sierra de Mestanza (Espagne méridionale).- C.R.Acad.Sc. 258, 2125-2128.
- BOUYX, E. (1965) - Les conglomérats interstratifiés dans la série antéordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale).- C.R.Ac.Sc. 6148.
- BOUYX, E. (1966a) - Repartition verticale des pistes bilobées dans l'ordovicien inférieur de la prov. de Ciudad Real (Espagne méridionale).- C.R.Som. S G.F., 88-89.
- BOUYX, E. (1966c) - Discordance infra-ordovicienne et schistosité dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén (Espagne méridionale).- C.R. Ac. Sc., 262, 1201-1204.
- BOUYX, E. et SAUPE, F. (1966a) - Précisions sur la limite Arenico-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén.- C.R.Ac.Sc., 263, 321-323.
- BOUYX, E. (1970) - Contribution à l'étude des formations ante-ordoviciennes de la meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz).- Mem. I.G. M.E., 73, 263 pp. Madrid.
- BOWLES, W. (1775) - Introducció n a la historia natural y a la Geografía Física de España.-
- BRARD, F. (1883) - Apuntes sobre las minas de Bélmez y Espiel.- Rev. Min. y Met. Ing., C, 1, 695-698.
- BRARD, F. (1888) - Las Minas de Bélmez y Espiel.- Rev.Min.Met.Ing., C, 6, 336-377.
- BRINKMANN, R. and GALLWITZ, N. (1933) - Der Betische Aussenrand in Südost-Spanien.- Beitr. Geol. West. Medit., 10. Berlin.
- BRÜGER, W.C. (1900) - Norges geologi.- Norge i 19 Aarhundred, 1, 1.32. Central Coryl., Kristiana.
- BRONGOULEEV, V.V. (1967) - Problème de la formation des plis dans l'écorce terrestre (en ruso) . Nedra. Ed. 292 op.
- BROUTIN, J. (1974) - Discovery of autunien in Bassin of Guadalcanal (North Sevilla, South Spain).- C.R.A.S.C., 278, 1709 pp.
- BUFFON (1832) - Teoría de la Tierra.- Imp. A. Bergnes, Barcelona.
- BURRI, C. (1928) - Zur Petrographie der Natronsyenite von alter Pedroso (prov. Alentejo, Portugal) und ihrer Basischen differentiate.- Sch.Miner.v.Petr.Mitt., 374-473. Zürich.

- BURGOS, T.C. (1974) - El plutón básico del Norte de Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena).- Tesis de Lic. (Mem. Inéd.)
- CABANAS, R. (1963b) - Contribución a los estudios del Carbonífero de los alrededores de Córdoba.- Brev. Geol. Ast., 1-4, 63-67.
- CABANAS, R. (1964) - Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba.- Not.y Com. I.G.M.E., 74, 69-74.
- CABANAS, R. (1971) - Observaciones sobre el Cámbrico de la provincia de Córdoba.- B.I.G.M.E., 32/3-4-, 321-323.
- CABANAS, R. y MELENDEZ, B. (1966) - Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba por R. Cabanás. Con una nota sobre un nuevo fósil del Cambriano por B. Meléndez.- Not.y Com. I.G.M.E., 90, 88-77-84.
- CABANAS, R. y CABANAS PAREJA, R. (1974) - Failles inverses et chevauchement dans le Précambrien et le Carbonifère de la province de Córdoue (Espagne).- C.R.Acad.Sc.Paris, 278.
- CADAVID, S. (1977) - Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama.- B.I.G.M.E., 88, 6, 26-28.
- CADAVID CAMIÑA, S., GUTIERREZ ELORZA, M. (1971) - El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz).- Bol. I.G.M.E., 82, 299-303.
- CALATAYUD, P. y DELGADO-QUESADA, M. (1975) - Estudio previo metalogénico de la zona de Alanís-Cerro Muriano.- Jornadas minero-metalúrgicas, Bilbao, 9, 57-71.
- CALDERON (1877) - Contribución al estudio de la fosforita de Bélmez .- A.R.S.E.U.N., 7, 32-51.
- CALDERON (1878) - L'ophite d'Espagne.- Arch. Sci. Phys. et Nat. Genève.
- CALDERON, S. (1879) - Nota acerca de las fosforitas recientemente descubiertas en el mediodía de España.- B.C.M.G.E., 6, 29-31.
- CALDERON, S. (1885) - Las diabasitas de la provincia de Huelva.- B.C.M.G.E., 12, 2, 259-263.
- CALDERON, S. (1885) - Ensayo orogenico sobre la Meseta central de España.- An. S.E.U.N., 14.
- CALDERON (1892) - Nota preliminar sobre la edad de las cuencas carboníferas del mediodía de España.- A.R.S.E.U.N., 21, 13-21.

- CALDERON, S., DEL RIO, C. (1894) - Epidiorita de Cazalla de la Sierra.-
An.Soc. Esp.Hist. Nat., 23, 5.
- CALDERON (1899) - Examen de algunas rocas cristalinas de la provincia de
Córdoba. Recogidos por Mallada.- Act. Soc. Hist. Nat., 147-154.
- CAPDEVILA, R. (1965) - Sur la géologie du précambrien et du Paléozoïque dans
la région de Lugo et la question des plissements assynctiques
et Sardes en Espagne.- N.y C. I.G.M.E., 80, 157-174.
- CAPDEVILA, R. (1967) - Extensión du métamorphisme régional hercynien dans
le nord-ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturias, León).-
C.R.S.A.S.D., 309-312.
- CAPDEVILA, R. (1968) - Les types de métamorphisme "intermédiaires de basse
pression" dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale
(Espagne).- C.R.Acad.Sc.Paris, 266, 1924-1927 .
- CAPDEVILA, R. (1969) - Le métamorphisme régional progressif et les granites
dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NW de
l'Espagne).
- CAPDEVILA, R. (1973) - Nature, origine et répartition des plutonites varis-
ques dans la plaque Ibérique.- I^e Réun. Ann. Sc. Terre. Paris.
- CAPDEVILA, R. (1976) - Réun. Ann. Sc. Terre. Paris, 94 pp.
- CAPDEVILA, R., VIALETTE, Y. (1970) - Estimation radiométrique de l'âge
de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice Moyenne
(NW de l'Espagne).- C.R.A.S.D., 270, 2527-2530.
- CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. et PAREDES, J. (1971) - La nature du Précambrien
et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena
centrale (SW de l'Espagne).- C.R.Acad.Sc., 273, 1359-1362.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G., et FLOOR, P. (1973) - Les granitoides varis-
ques de la Meseta Ibérique.- Bull. Soc. Geol. France, 15, 3-4,
209-228.
- CAPDEVILA, R., CHAUMEREUIL, C. (1974) - Les massifs hercyniens, acides et
basiques, subvolcaniques, intrusifs dans la ceinture métamor-
phique Badajoz-Cordoue (SW de la Péninsule Ibérique).- 2^e
Réun. Ann. Sc. Terre Nancy.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970) - Les différents types de granites her-
cyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne.-
B.G.M., 71, 2-3, 101-112.

- CAPOTE, R. (1973) - Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila.- B.G.M.E., 84, 426-437.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1971) - Esquistosidad y tectónica en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (prov. de Avila).- B.R.S.E.H.N., 69, 175-185.
- CAPOTE, R., GUTIERREZ ELORZA, M., VEGAS, R. (1971) - Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres.- B.G.M., 82, 147-151.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ, M.J., GONZALEZ, F., IGLESIAS, M. (1977) - El límite entre las zonas Astur occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central.- B.G.M.E., 88, 7, 517-520.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ-CASALS, M.J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M. VEGAS, R. (1977) - The Precambrian in the Central part of the Iberian massif.- Est.Geol., 33, 343-355.
- GARANDELL, J. (1922) - Contribución a la Petrografia de la Sierra Morena.- Rocas de Adamuz (Córdoba).- B.R.S.E.H.N., 22, 312-315.
- CARBONELL, A. (1917) - Pegmatitas de la provincia de Córdoba.- Rev. Min. Met. Ing. S.C., 35, 269-270, 247-248.
- CARBONELL, A. (1920) - Nuevos antecedentes acerca de la prolongación occidental de la cuenca de Bélmez.- B.I.G.M.E., 41, 279-309.
- CARBONELL, A. (1929a) - Nota sobre la clasificación geológica de los estratos paleozoicos en la Sierra Morena.- Rev.Min.Met.Ing.
- CARBONELL, A. (1926b) - Nota sobre los yacimientos de archaeocytidos de la Sierra de Córdoba y deducción para el análisis tectónico.- I.G.M.E./B.I.G.M.E., 47, 3, 311-315, 47, 2ª, 311-315.
- CARBONELL, A. (1926d) - La Sierra de Córdoba. De Sierra Morena a Sierra Nevada. Libro guía.- Exc. A-5, 14 Congr. Geol. Int. Madrid, I.G.M.E., 1-16. 1926
- CARBONELL, A. (1926g) - Aplicación del estudio petrográfico de algunos materiales de la provincia de Córdoba a la interpretación de la línea tectónica del Guadalquivir.- Bol.Co,Map.Geol. E. Cong. Geol.Int.Madrid, 47/2, 291-298, 4, 1433-39.
- CARBONELL, A. (1926i) - Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba y en otros lugares comparables a ella geológicamente.- 14 Congr. Geol. Int., Comp-Rend., 2 1317-1337
- CARBONELL, A. (1926j) Depósitos considerados como Cámbricos al Sur de

España que deben pasar al Culm y al Devónico. Contribución al estudio de las series paleozoicas de Sierra Morena.- 14 Congr. Geol. Int. Comp.Rend., 3, 751-768.

CARBONELL, A. (1926) - La línea tectónica del Guadalquivir.- 14 Congr. Int.Geol. Madrid, Ex. A-4, I.G.E., 201.

CARBONELL, A. (1926) - Hipótesis tectónicas-noticia derivada acerca de las grandes manchas graníticas y de las formaciones orogénicas. Ideas relativas al caso de España.- 14 Congr. Geol.Int. Madrid. Comp.Redn, 3, 1103-1112.

CARBONELL, A. (1927) - Contribución al estudio de la geología y la tectónica andaluza.- B.I.G.M.E., 49, 3ª ser., 181-215.

CARBONELL, A. (1928) - Nuevas ideas sobre la tectónica Ibérica. Importancia mundial de su estudio.- R.C. Aranegui. B.R.S.E.H.N., 28, 363-928. A.E.P. C. Congr. Cádiz., 6. Cienc. Nat., 229-234. Madrid

CARBONELL, A. (1919) - Cobijaduras hercínicas en la cuenca del Bélemez Adamuz.- N.Y C. I.G.M.E., 2, 87-89.

CARBONELL, A. (1919) - Un nuevo yacimiento de arqueociátidos en Córdoba. Consecuencias tectónicas.- Mem. R.Soc.H.N., 15, 271-274.

CARBONELL, A. (1930) - Un nuevo yacimiento de archaeocyatydae en Córdoba. Consecuencias tectónicas.- Rev. Min.Met.Ing., 81, 3204-3205.

CARBONELL, A. (1929) - Villanueva de Córdoba. Hoja nº 881. M.G.E.m 20, 1/50.000, I.G.M.E., m.ex. 60pp.

CARBONELL (1931) - Venta de Cardeña. H. nº 882.- M.G.E. 1:50.000, 21, m.exp. 69 pp. I.G.M.E.

CARBONELL, A. (1931) - Posadas. Hoja geológica 1:50.000.- M.G.N. nº 943, I.G.M.E.

CARBONELL, A. (1941) - Age of the radioactive minerals of Hornachuelos (Fuenteobejuna).- Rep. Com. Meos. Geol. Time, 115-116.

CARBONELL, A., CHAVES, F. (1923) - Anotaciones sobre minerales y rocas de la provincia de Córdoba.- B.R.Ac.Córdoba.

CARBONELL, A. y CHAVES, F. (1926) - Hipótesis tectónicas-noticias derivadas acerca de la razón de las grandes manchas graníticas y de las formaciones orogénicas- Ideas relativas al caso de España.- B.Min.Met., 10, 108, 14 C.G.I., 420-423.

- CARBONELL, A. y CHAVES, F. (1926a) - La plegadura hercínica según los antecedentes geológico-tectónicos de la provincia cordobesa.- Bol.Of.Min.Met., 14, Congr.Int.Geol., 10-108, 418-419.
- CARBONELL, A. y CHAVES, F. (1926b) - Aplicación del estudio de algunos materiales litológicos de la provincia de Córdoba a la interpretación de la línea tectónica del Guadalquivir.- Bol.Of.Min.Met., 14 Congr.Geol.Int., 10/108, 440-441.
- CARLE, W. (1945) - Ergebnisse Geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien).- Geotekton. Forsem. 6.
- CARLS, P. (1969) - Zur eintufung des Devon der Östliche Guadarrama (Spanien).- Senck. Leth. 50 (1), 67-69.
- CARRE, D., HENRY, J.L., POUPON, G., TAMAIN, G. (1970) - Les quartzites Botella et leur faune Trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena.- B.S.G.F. (7), 12, 5, 774-785.
- CARRILLO LASSO, A. (1624) - Tratado curioso. Descripción breve de las antiguas minas de España.
- CARRINGTON, S. da COSTA, J. (1931) - O Paleozoico Português.- Rev. C. VIDAL BOX, B.R.S.E.H.N., 31, 622.- Tesis Doc.
- CARRINGTON da COSTA, J. (1953) - Os movimentos Caledónicos e Preliminares hercínicos na Península Ibérica.- B.S.Geol.Port., 10, 1-12, Pub. Ext. Geol. Esp., 7, 155-168.
- CARVALHO, D. (1972) - The metallogenetic consequences of Plate Tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal.- Est. Not. Trab. Soc.Min., 20, 3-4, 297-320.
- CARVALHO, D. (1976) - Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa.- Comm. Serv.Geol.Port., 60, 215-238. Lisboa.
- CARVALHO, D., CONDÉ, L., LOPERA, E., MADEL, J. et SWERMERHORN, L.J.G. (1975) - Structure et stratigraphie de l'anticlinorium de Puebla de Guzman (ceinture pyriteuse sud-ibérique) au Portugal et en Espagne: une mise au point.- C.R.Ac.Sc.Paris, 281, 22, 1673-1677.
- CARVALHO, D., GOINHAS, J., OLIVEIRA, V. e RIBEIRO, A. (1975) - Observações sobre a Geologia do sul de Portugal e consequências metalogénicas.- Est. Not.Trab.Serv.Tom.Min., XX, 1-2, 153-199. Lisboa.

- CARVALHOSA, S. (1965) - Contribucao para o conhecimento Geologico da regio entre Portel e Ficalho (Alentejo).- Serv.Geol.Port., mem. 11, 130 p.
- BARROS, A. e CARVALHOSA, S. (1970) - Roches granitiques de l'Alentejo (Portugal).- B.G.M., 81-2-3, 211-214.
- CASTELLO, R. y RAMIREZ, J. (1975) - Memoria explicativa hoja 923 de Santa Maria de Trassiena. 1:50.000.- I.G.M.E., 1-47.
- CIRY, G. (1936) - Contribution à l'étude geologique de la région d'Almaden.- Bol. R.S. Esp.Hist.Nat., 36, 6, 295-300.
- COLLEGNO, M.H. (18505 - Notas de un viaje por España y Portugal.- Bol.Soc. Geol.Grance, 7.
- COLLOMB, et LORIERE (1855) - Note sur les progrès de la Géologie en Espagne pendant l'ann 1854.- Ann. Inst.Provinces Caen.
- CONCHA, S. y REY, R. (1961) - Nota explicativa del mapa de los yacimientos carboníferos de España, escala 1:2.500.000. N. y C. I.G.M.E., 64, 87-92.
- CONCHA, S., SUAREZ FLEITO, J. (1961) - Mapa minero de España. Excluidos hierro y carbón. 1:1.000.000, I.G.M.E.
- CONDE, L.E.N. (1971) - Estudio geológico da região mineira do Barrigão (Almodôvar-Sul de Portugal).- I.Cong.Hisp.Luso-Amer. de Geol. Econ., 2,1, Geologia, 487-488.
- C.M.G.E. (1878) - Breve idea de la constitución geológica de España.- Bol.Com.M.Geol., 5, 145-162.
- C.M.G.E. (1883) - Mapa geológico de la Península Ibérica. 1:400.000, original a mano.
- C.M.G.E. (1889-92) - Mapa geológico de España 1:400.000, 16 hojas. Ed. económica en 64 hojas en 1892 y 1918. Madrid
- C.M.G.E. (1894) - Mapa geológico de España 1:500.000, 2ª ed. 1919. Lit. Coullant.
- C.M.G.E. (1891) - Mapa geológico de España. Badajoz, Hojas IX y X, 1:400.000. M. Fomento.
- COLA ALBERICH, J. (1943) - Ante el milenario de un ilustre botánico: el cordobés Suleiman Ben-Hassan Ben Cholchol.- B.R.S.E.H.N., 41, 465-468.
- COLA ALBERICH, J. (1944) - Las ideas aristotélicas en la Geología de Avicena.- B.R.S.E.H.N., 42, 317-320.

- COLA ALBERICH, J. (1946) - La teoría de la evolución en la ciencia musulmana.- B.R.S.E.H.N., 44, 363-365.
- COOK (1834) - Bosquejo de España (trad. Fernández Castro). B.S.G.F.
- CORNIDE FOLGUEIRA y SAVEDRA, J. (1798) - Ensayo de una descripción física de España.
- CORNIDE FOLGUEIRA y SAAVEDRA, J. (1790) - Ensayo sobre el origen, progresos y estado de la historia natural entre los antiguos, anteriores a Plinio.- Cat.Hist.Real.Est. de Madrid.
- CORRALES, ROSELL, SANCHEZ DE LA TORRE, L., VERÁ, J.A. y VILAS (1977) - Estratigrafía.- Ed. Rueda, 718 p. Madrid.
- CORREIA, J. (1976) - MARVAO, Folha 29-C. Noticia Explicativa Carta Geológica de Portugal. 1:50.000.- Dir.Gral.Min. L.S.Geol., Serv. Geol.Port., 18 p. Lisboa.
- CORRETGE, L.G. (1969) - Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Cellavin (Cáceres) y su interpretación petrogenética.- Acta Geol. Hisp., 4, 119-123.
- CORRETGE, G. (1971) - Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres).- Tesis doc.Univ. Salamanca, 453 p.
- CORRETGE, G. y LOPEZ-PLAZA, M. (1976) - Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca).
I - El complejo esquisto-grauváquico: su estratigrafía, metamorfismo y deformación.- Stud.Geol., 2, 121-149.
- CORTAZAR, D. de (1878) - Expedición geológica por la provincia de Toledo, en 1877.- Bol.Com.Mapa Geol., 5, 139-162.
- CORTAZAR, D. de (1880) - Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real.- Bol. Com.Mapa Geol, 7, 289-329.
- COULLAUT, J.L., SOLER, M. y ANTON, J.A. (1975) - Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcollar.- Jorn. Min.Met.Bilbao, 2, 1.2.15, 1.55-178.
- CRESPO, V. (1972) - La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central.- B.G.M., 82, 174-180.
- CRESPO, v., REY, J. (1971) - Contribución al estudio del Valle de Alcudia.- B.G.M., 82, 512-515.
- CROUSILLES, M. et alii. (1976) - L'alignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Corduoue, Espagne).- C.R.Ac.Sc.P., 293, 1141.
- CUETO RUI-DIAZ, E. (1932) - Algunas consideraciones sobre la tectónica

de la Península Ibérica.- C. y Rc. R.S.E.H.N., 7, 65-141.

- CHACON, J. (1974) - Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba, los gneises miloníticos de Higuera de Llerna (Badajoz).- B.G.M., 95-96, 700-712.
- CHACON, J. (1976) - Outline of the Precambrian in the Central Ossa Morena (Badajoz, España).- Ib.Pen.Meet., Libro gufa-Exc.-B, I.G.C.P. Prop. 2 y 22.
- CHACON, J. (1978) - Proterozoic series in SW Iberian massif.- Com.Simp. Correl. Prec. North Europe. Karelia (U.R.S.S.)
- CHACON, J. (1979) - Ensayo de Subdivisión de las series Precámbricas del SW del Macizo Ibérico.- Cuad.Geol. (in press)
- CHACON, J., DELGADO-QUESADA, M., GARROTE, A. (1974) - Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (macizo Hespérico Meridional).- B.G.Min, 85-86, 713-717.
- CHACON, J. y PASCUAL, E. (1979) - El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas centro-Ibérica y Ossa Morena (sector SW del Macizo Ibérico).- Cuad.Geol., (in press).
- CHAPUT, J.L. (1971) - Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne).- Rev.Geog.Phys.Geol.Dyn., 13, 1, 55-66.
- DEBRENNE, F., y LOTZE, F. (1963) - Die Archeocyatha des Spanischen kambriums.- Akad. Wiss.Lit.Abh.Math.Natur.K.Wiesbaden, 2, 111-142.
- DELGADO, J.F.N. (1870) - Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos do nosso pais.- Rev.Obras Públ.Min., 1, 1, 15-27; 1, 3-4; 98-110; 1, 6, 168-175. Lisboa.
- DELGADO, J.F.N. (1872) - Breves apuntes sobre los terrenos paleozoicos de Portugal.- Rev.Min., 21. Madrid.
- DELGADO, J.F.N. (1876) - Sobre a existencia do terreno siluriano do Baijo Alentejo.- Mem.Serv.Geol.Port., 9, 1-35.
- DELGADO, J.F.N. (1886) - Etudes sur les bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du système silurique du Portugal.- Imp.L'Ac.Roy.des Sciences. Lisboa
- DELGADO, J.F.N. (1892) - Sur la découverte de fossiles cambriens dans le Alto Alentejo.- Com.Com.Trab.Geol.Port., 2. Lisboa.

- DELGADO, J.F.N. (1907) - Contribuções para o estudio dos terrenos paleozoicos. I Precámbrico e Archaico. II Cambrico.- Com.Serv. Geol.Port, 6, 56-122.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971) - Esquema geológico de la hoja nº 878. Azuaga.- B.G. y M., 82, 83,84, 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M., FONTBOTE, J.M. (1970) - Itineraire géologique Zafra-Peñarroya-Córdoba.- Pub. Dept.Geol.Univ.Granada, 6 pp.
- DELGADO-QUESADA, M., RODRIGUEZ GONZALEZ, A., RUIZ MONTES, M., RUBIO VAQUERO, A. (1971) - Reseña geológico minera del proyecto Fuenteobejuna-Azuaga.- Jornadas Min.Met.Cartagena, 3-A, 115-130.
- DELGADO-QUESADA, M. LIÑAN, E., PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1976) - Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central.- 4 Rev.O. Península Ibérica. Salamanca.
- DEMAY, A. (1934) - Contribution à la synthèse de la chaine Hercynienne d'Europe.- Rev. Geog.Phys. 713.
- DOETSCH, J. (1932) - Génesis de los criaderos de piritas ferrocobrizas sudibéricas.- C. y Rc. R.S E.H.N., 6, 138.
- DOESTCH, J. (1933) - Especies minerales en la zona mineralogenética de los criaderos de piritas en el Suroeste de la Península Ibérica.- N.y C. I.G.M.E., 5, 67-70.
- DOESTCH, J. (1953) - Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva.- B.I.G.M.E., 65, 35-219.
- DOESTCH, J. (1955) - Notas fosilíferas pertenecientes a la nota geológica de Puebla de Guzmán (Huelva).- N.y C. I.G.M.E., 37, 53-73.
- DOESTCH, J. (1957) - Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas "Las Herrerías", Puebla de Guzmán (Huelva).- B.I.G.M.E., 68, 225-305.
- DOUVILLE, R. (1911) - La Peninsule Ibérique.- Hand.Reg.Geol. Heidelberg.
- DUPUY DE LOME, E. y NOVO, P. (1922) - Los límites de las manchas arcaicas y primarias en los confines de la provincia de Huelva con el Alentejo de Portugal.- B.I.G.M.E., 43,44, 3ª, 233-270.
- DUYPUY DE LOME, E. (1926) - Memoria acerca del Congreso Geológico Internacional. B.I.G.M.E., 47, 7, 3ª, 414 p.

- EGOZCUE, J. y MALLADA, L. (1876) - Descripción geológica de la provincia de Cáceres.- Mem. Com.Mapa Geol.Esp.
- ENGELS, F. (1875-1883) - Dialéctica de la naturaleza.- Trad. W. Roces. Ed. Grijalbo, México.
- ENGELS, J.R. et alii. (1974) - Precambrian complexes in the hercynian orogen of the northwestern Iberian Peninsula. P.I.C.G. Precambrien des zones mobiles de l'Europe.- P.I.C.G., Conf. Lib. 1972, 163-173. Praha.
- ESTEBAN, F. (1967) - Investigación de hierros en el SO de España.- N.y C. I.G.M.E., 97 y 98, 355-359.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1973) - Resultados del estudio geofísico por el método magnético de una cuadrícula situada en El Toril, Azuaga (Badajoz).- Bol.Geol.Min, 83,84, 141-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1838) - Apuntes geognósticos y mineros sobre una parte del mediodía de España.- An.Min, 1, 322-357.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1839) - Détails géologiques sur Almaden.- B.S.G.F., 1ª, 10, 107 p.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850) - Sobre la geología de España.- Quart.Jour. S.Geol.London, 6.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850) - Excursión geológica desde Hiendelaencina a Trillo.- Rev.Min., 1.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850) - Mapa Geológico de España 1:2.500.000, base topográfica de Carte des Royaumes d'Espagne et de Portugal, des S. Andriveau Couton. Coloreado a mano.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850) - Geognostische Übersichtskarte von Spanien.- Es. 1:2.755.000.- Neues. Jahr.Buc.Min.Geol.Pal.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850-1856) - Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península, sección 4.- Mem.Real Ac.Ciencias, 4, 1ª, 4, 115-157.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850) - Ensayo general de una descripción general de la estructura geológica de España.- Mem. R.Acad.Ciencias, 1, 2, 3.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1851) - Mapa o bosquejo geológico de la Península.- Nev.Jahr.

- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1855) - Catálogo de los fósiles encontrados en las diversas formaciones que constituyen el reino de nuestra Península.
- FABRIES, J. (1957) - El problema del "estrato cristalino" en el NE de la provincia de Sevilla (España).- N.y C. I.G.M.E., 48, 195-203.
- FABRIES, J. (1963) - Les formations cristallines et metamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne) essai sur le metamorphisme des roches eruptives basiques.- Tes.Doc.Fac.Sc.Nancy
- FALLOT, P. (1947) - Las últimas teorías orogénicas.- N.y C. I.G.M.E., 17, 33-81.
- FALLOT, P. (1950) - Les progrès de la géologie en Espagne depuis cent ans.- Mem. R.Acad.C.E.F.y N., 2ª, 11. Madrid.
- FANTINET, D., DREESEN, R., DUSAR, M. et TERMIER, G. (1976) - Faunes famennien-nes de certains horizons calcaires dans la formation quarzito-pylladique aux environs de Mértola (Portugal Méridional). Com.Serv.Geol.Port., 60, 121-137.
- FAURE y SANZ, M. (1922) - Mapa geológico de España. E 1:4.000.000, 32 x 22'7 cms.- Enc. Espasa. Barcelona
- FEBREL, T. (1962) - Valsequillo. Hoja geológica 1:50.000.- I.G.M.E.
- FEBREL, T. (1963) - Valsequillo. Hoja nº 857. M.G.E. 1:50.000, I.G.M.E. nº 361 H. 109 p.
- FEBREL, T. (1965) - Sobre la existencia de dos cruceros representativos en las distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la hoja de Calaños nº 959.- N.y C. I.G.M.E., 77, 187-202.
- FEBREL, T. (1970) - Geología estructural de la hoja 875. Jerez de los Caballeros (Badajoz).- B.G.M., 81, 473-478.
- FEBREL MOLINERO, T. (1970) - Facies estructurales en la hoja nº 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz, España).- Est.Geol., 26, 209-217.
- FEBREL MOLINERO, T. (1970) - Metalogenia de la hoja nº 875 Jerez de los Caballeros (Badajoz, España).- Est.Geol., 26, 209-217.
- FEBREL MOLINERO, T., y SAENS DE SANTAMARIA, J. (1964) - El Devoniano del Sur del batolito de los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz.- N.y C. I.G.M.E., 73, 51-60.
- FEIO, M. e RIBEIRO, A. (1971) - Tectónica do Carbónico marinho da região

- da Carrapateira. Comunicação apresentada na 1ª Reunião de Geologia do Sudoeste Peninsular, Badajoz.- B.I.G.M.E., 82, 3-4, 309. Madrid.
- FERNANDEZ, E. (1852) - Apuntes sobre las minas de Fuente de Cantos, en la provincia de Badajoz.- Rev.Min., 3.
- FERNANDEZ DE CASTRO, M. (1874) - Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España.- Bol.Com.Mapa G.E., 1, 17-169.
- FERNANDEZ DE CASTRO, M. (876) - Noticia del estado de los trabajos del mapa geológico de España en 1º julio de 1874.- B.C.M.G.E. Bol.Com.M.G.E., 3, 1-19.
- FERNANDEZ CASTRO, M. (1895) - Relación de sus trabajos geológicos (nota necrológica). Discurso acerca de los fenómenos y materiales que han contribuido a la formación física de la Tierra. Leído en el Ateneo de Madrid 4/2/90.- B.C.M.G.E.520.
- FERNANDEZ, M.J. y CAPOTE, R. (1970) - La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya.- B.G.M.E., 81, 562-568.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971) - Los gneises glandulares del Guadarrama oriental.- B.R.S.E.H.N., 69, 69-80.
- FERNANDEZ, A. y PERDOGAO, J. (1973) - Castelo de Vide. Folha 28D.- Cart.Geol.Port., not.exp. 44 pp.
- FERNANDEZ POMPA, F. y VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976) - Aportaciones al conocimiento geológico del SO de España.- Com.Serv.Geol.Port., 60, 3 R.Geol.SW P. Iber. Beja, 1975, 69-89.
- FISCHER, Th. (1893) - Die Iberische Halbinsel.- Land.Europa, 2, 2, Hälfte Wien.
- FLOOR, P. (1970) - Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniens dans le norduest Peninsulaire.- B.G.M., 81, 2-3, 245-248.
- FLOOR, P., KISCH, H.J., SOEN, O.I. (1970) - Essai de corrélation de quelques granitiques hercyniens de la Galice et du nord du Portugal.- 81, 2 y 3, B.G.M.E., 128-131.
- FONTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974) - The Precambrian in the Iberian Peninsula.- P.I.G.G.- Prec.Zon.Mob.Europe. 175-188.

- FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCIA CACHO, L., MORA, A. y PEINADO, M. (1974) - Interacciones entre los metamorfismo plurifaciales y polifásicos del sistema Central español.- B.G.M.E., 85, 595-600.
- GARCIA CAMARERO, E. y E. (1970) - La polémica de la ciencia española.- Alianza Ed. Lib.bol., 260, 554.
- GARCIA FIGUEROLA, L. (1953) - Análisis sobre una escoria supuesta volcánica.- N.y C. I.G.M.E., 30.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963) - El dique diabásico del Norte de Extremadura.- Not.y Com. I.G.M.E., 69, 43-78.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965) - La continuidad hacia el SW del dique diabásico de Plasencia.- Not.y Com. I.G.M.E., 77.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. (1966) - Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres).- Rev.Fac.Cienc.Univ.Oviedo, 7, 1.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C., CORRETGE, L.G. (1971) - Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de S. Pedro (Cáceres).- Congr.Hisp.Luso Am.Geol.Ec., 1 183-196.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C., CORRETGE, L.G. y SUAREZ, O. (1971) - Los granitos de Zarza la Mayor (Cáceres).- Bol.Geol.Min.Esp., 83, 3,4, 217-233.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C., CORRETGE, L.G., y SUAREZ, O. (1971) - Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (prov.Cáceres).- B.G.M., 82, 83, 84, 217-233.
- GARCIA FIGUEROLA, L., MARIINEZ GARCIA, E. (1972) - El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca).- Studia Geol., 39, 33-41. Salamanca.
- GARCIA FIGUEROLA, L., CORRETGE, L.G., y BEA, F. (1973) - Estudio de los diques básicos del N de Extremadura.- Bol.Inst.Geol.Min. España.
- GARCIA FIGUEROLA, L., TEIXEIRA, C., HERNANDEZ, J.L. y GONÇALVEZ (1974) - Cartografía geológica del Sudeste del Macizo Hespérico de la Península Ibérica.- Esc. 1:500.000.
- GARCIA SIÑERIZ, J. (1929) - Estudio geofísico previo de la fauna del Guadalquivir.- B.I.G.M.E., 2, 11, 367-399.
- GARCIA VELEZ, A. (1974) - Estudio geológico, mineralógico y metalogénico de la zona Guadalcanal-Constantina (Sevilla).- Tes.doc.Univ. Salamanca, 418 p.

- GARROTE, A. (1976) - Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana. (Prov. de Córdoba).- Mem. e Not., Pub. Mus.Lab.Min.Geol., 82, 17-40.
- GAVALA (1927) - Mapa geológico nacional 1:50.000, Hoja piloto de Cantillana (Sevilla).- 1.130 Hojas.
- GAZCUE, F. et INGUNZA, R. de (1874) - Algunas modificaciones que según los estudios de D. José Caminero en la provincia de Ciudad Real, desea introducirse en los datos publicados sobre dicha comarca.- Bol. Gm. Mapa Geol., t. 1, 197-203.
- GIL CID, M.D., GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971) - Hallazgo de un Trinucleido en el sinclinal de Guadarranque-Gualija (prov. de Cáceres).-B.R.S.E.H.N., 69, 81-84.
- GIL, M.D., GUTIERREZ, M., SAN JOSE, M.A., ROMARIZ, C. y VETAS, R. (1976) - El Ordovícico y Silúrico del sinclinal del Guadarranque-Gualija (prov. Cáceres, España).- Com. Ser. Geol. Port, 60. Mem. 3 Reun. Geol. SW Pen. Iber. Beja 1976, 17-31.
- GIL CID, M.D., PEREJON, A. y SAN JOSE, M.A. (1976) - Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo).- Tecniterrae, 13, 11-29.
- GODINHO, M.M. (1974) - Sobre o plutonometamorfismo da Região de Guardão (Caramuco-Portugal).- Mem. e Not. P.M.Lab.Geol.Univ. Coimbra, 78, 39-77.
- GODINHO, M.M. e JALECO, J.M.P. (1973) - Feldspatos potásicos dos granitoides da Região de Castro-Daire.- Mem. e Not. Pub. M.Láb.M., Univ. Coimbra, 76, 44-71.
- GONÇALVES, F. (1975) - Folha 32-D. Sousel.- Carta Geol.Port. 1:50.000, Serv.Geol.Port., 49 p.
- GONÇALVES, F. e TORRE, C. (1970) - Folha 37-A Elvas.-C.G.P. 1:50.000, S.G.P. 50 p. Lisboa.
- GONÇALVES, F. e TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1972) - Folha 33-D Rio Xevora.- C.G.P. 1:50.000. S.G.P., 11 p.
- GONÇALVES, F., TORRE, C. e PINTO, A.V. (1972) - Folha 33-C. Campo Maior.- C.G.P. 1:50.000, S.G.P. 41 p.
- GONÇALVES, F. (1973) - Folha 32-B. Portalegre. Carta geológica de Portugal 1:50.000.- Serv. Geol. Port. Lisboa 45 p.
- GONÇALVES, F. e PINTO, A.V. (1974) - Folha 36-B. Estremoz.- C.G.P. 1:50.000. S.G.P. 64 p.

- GONZALO y TARIN, J. (1870) - Carta geográfica-minera de la provincia de Huelva.
- GONZALO y TARIN, (1879) - Reseña física y geológica de la prov. de Badajoz.- Com.Map.Geol.España. Madrid.
- GONZALO y TARIN, J. (1885) - Dos palabras acerca de la geología de Huelva.- B.C.M.G.E., 12,2, 609-616.
- GONZALO y TARIN, J. (1886) - Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva.- T.I. Descripción física y geológica.- Mem.Com.Map.Geol.Esp. Imp. Tello, 671 p.
- GONZALO y TARIN, J. (1888) - Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva.- T.II. Descripción minera.- Mem.Com. Map.Geol.Esp.Imp. Tello Madrid. 660 p.
- GROTH, J. (1911) - Note préliminaire sur le bassin houiller de Belmez.- B.S.G.F., 83-84.
- GROTH, J. (1911) - Sur le primaire de la Sierra Morena.- C.R.Ac.Sc., 231-232.-
- GROTH, J. (1913) - Sur la bordure méridionale de la Meseta Iberique.- C.R. Acad.Sc.Paris, 156/23, 1794-1796.
- GROTH, J. (1914a) - Les schistes à goniatites de Guadalmez.- C.R.A.S., 158, 525-526.
- GROTH, J. (1914b) - La Sierra Morena.- C.R.A.S., 158, 1722-1724.
- GROTH, J. (1914c) - La tectonique de la Sierra Morena.- 158, C.R.A.S., 1944-1946.
- GUILHAUMON, N., LECOLLE, M., ROGER, G., TOURAY, J.C., et VETO, E. (1976) - Conditions de mise en place des filons tardi-hercyniens de la province de Huelva (Espagne): données de l'étude des inclusions fluides dans le quartz.-C.R.Ac.Sc.Paris, 282, 7, 589- 593.
- GUILLOU, J.J. (1975) - Contrôle spatio-temporel de la distribution des "Redsbeds" cuprifères à Zn-Pb-Cu par l'orogénèse. Exemple de la chaîne cadomienne en Espagne.- C.R.A.S.D., 280, 529-532.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1965) - Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva.- Bol. Real Soc.Esp.Hist.Nat.Geol., 63, 289-297.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971) - Consideraciones sobre la estratigrafía y la tectónica del E. de la provincia de Cáceres.- Est. Geol. 27, 177-180.

- GUTIERREZ ELORZA, M., HERNANDEZ ENRILE, J.L., VEGAS, R. (1971) - Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajiz y Norte de la de Huelva.- B.I.G., 82, 83, 84, 269-273.
- HABERFEINER, E. (1931) - Eine revision der graptolithen der Sierra Morena (Spanien).- R.C. Vidal Box, B.R.S.E.H.N., 3, 237-1931.
Abh. der Senck.Nat.GEs., 43, 2. Frankfurt.
- HABERFEINER, E. (1952) - Revisión de los graptolitos de Sierra Morena.- trad. B. Melendez.- Pub.Geol.Esp., C.S.I.C., 6, 34, 41-107.
- HAMET, J. et DELCEY, R. (1971) - Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la prov. pyritocuprifère du Baixo-Alentejo (Port.): Mesures isotopiques par la méthode Rb/Sr.
C.R.Aca.Sci.Paris, 272, 2143-2146.
- HAUSMANN, J.F.L. (1829) - De Hispaniae constitutione geognostica dissertatio
Gott.
- HAUSSMANN, J.F.L. (1830) - Sur la constitution géologique de l'Espagne.-
An.Min. 2^e ser, 7, 375-387.
- HENKE, W. (1953) - Aportación a la geología de Sierra Morena en la parte Norte de la Carolina (Jaén).- trad. B. Meléndez.- C.S.I.C.,
P.E.G.E., 7-2, 71-101.
- HENKE y BORN (1926) - Beitrag zur geologie der Sierra Morena Nördlich von La Carolina (Jaén).- Abh. Seckenb.Nat.Ges. 39, 2, Frankfurt.
- HENKE, W. y HUNDT, R. (1926) - Bericht über einige Graptolithenfundee in der Sierra Morena.- Abh. Senck.Nat.f. Ges., 39, 2. Frankfurt a.m.
- HENKE, W. y HUNDT, R. (1952) - Informe sobre algunos hallazgos de graptolitos en Sierra Morena.- trad. B. Meléndez, Pub.- Pub. extr. Geol.
Esp. C.S.I.C., 6, 33, 27-41.
- HENNINGSMOEN, G. (1951) - Remarks on the classification of trilobites.-
Nork Geol. Tid., 29. Oslo.
- HENNINGSMOEN, G. (1957) - Los trilobites de las capas de Saukianda. Cámbrico inferior en Andalucía.- Est.Geol., 14, 35-36, 251-271.
- HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F. & THABEU, D. (1973-74) - Chitinozoares. Or trocodes et trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçago) et du massig Armoricaín: essai de comparaison et signification paléogéographique.- Com.Ser.Geol.Portugal, 57, 303-345.

- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971) - R.C.: I Reunión sobre geología del SW de la Península Ibérica. 1970.- B.R.S.E.H.N., 69, 3, 195-201.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971) - Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Badajoz).- B.G.M., 82, 83, 84, 359-390.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L., BABIN, R., CAPOTE, R., CORRAL, A. (1975) - Cartografía geológica del macizo hespérico del SW de la Península Ibérica. 1 mapa 1:500.000.- Dep.Petrol.Univ.Salamanca.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1895) - Una excursión por la montaña y el calerizo de Cáceres.- An.S.E.H.N., 24, 165.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1897) - El gneiss de la Sierra de Montánchez.- Act.Sec.Esp.Hist.Nat., 26, 61-66. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1902) - Apuntes de geología extremeña.- Rev. de Extremadura. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1902) - Los filones estanníferos de Cáceres y su comparación con los de otras regiones.- Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1908) - Consideraciones respecto a la organización, género de vida y manera de fosilizarse de algunos organismos dudosos de la época silúrica y estudio de las especies de algas y huellas de gusanos arenícolas del silúrico inferior de Alcuéscar (Cáceres).- B.S.E.H.N., 8, 75-91.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1908) - Nota descriptiva del yacimiento de mineral radioactivo en el granito de Albalá (Cáceres).- B.R.S.E.H.N., 8 420-424. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, Ed. (1911) - Elementos geográficos y geológicos de la Península Ibérica.- As.Esp.Prog.Cienc.Cong. Granada.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1917) - La fauna primordial de la Sierra de Córdoba.- Asoc.Esp.Prog.Cienc. Congr. Sevilla, 2, 76-84.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1918a) - Le Cambrien de la Sierra de Córdoba (Espagne).- C.R.Acad.France, 166, 611-614.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1918b) - Les Archaeocyathidae de la Sierra de Córdoba. Espagne.- C.R.Acad.Sc.Paris, 166, 691-693.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1922) - Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar Ibérico.- Dis.rec.Real Acad.Cienc. Ex.Fis.Nat. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1926) - La Sierra Mcrena y la llanura Bética (síntesis

- geológica).- 24 Congr.Geol.I.G.M.E., 150.Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1929) - Sobre la edad de las pizarras de Alcudia.
Nota previa.- B.R.S.E.H.N., 29, 102.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1929) - Presentación de la Hoja de Puertollano del
nuevo mapa geológico de España.- B.R.S.E.H.N., 29, 66.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1929) - Hallazgo del Pérmico en la cuenca de
Puertollano.- B.R.S.E.H.N., 29, 196.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1929) - Datos geológicos de la meseta Toledano-Cace-
reña y de la fosa del Tajo.- Mem. R.S.E.H.N. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1931) - El valle de Alcudia.- As.Esp.Prog.Cienc.
Lisboa Cong., 5. Cienc.Nat., 101-139.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1932) - Síntesis fisiográfica y geológica de España.-
Trab. M.N.C.N.Sir.Geol., 38, 9-115.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934) - Síntesis fisiográfica y geológica de España.-
Traba. M.N.Ciencias N. Junta Ampliación Est. e Inv. Cient., ser.
geol., 38. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1934) - Síntesis fisiográfica y geológica de España.-
Trab. Mus.Nac.Cienc.Nat.Serv.Geol., 38. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939) - El segmento medio de las Sierras Centrales de
Extremadura.- Las Ciencias, 4, 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950) - El relieve de las zonas hercínicas peninsulares
en la Extremadura central.- I.G.M.E. Lib. Jubilar, 1, 121-145.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1951) - La Sierra de S. Pedro y su terminación geotec-
tónica en la Serrata de Alcuéscar (Cáceres).- Bol. L.R.S.E.H.N.
49. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1953) - Edad de las formaciones con facies estratocrista-
linas en la provincia de Badajoz.- N.y C. I.G.M.E., 5-34.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958) - Datos geotectónicos de la Extremadura Central.-
N.yC. I.G.M.E., 50, 2 Trim., 329-345.
- HERNANDEZ PACHECO, E. y CABANAS, R. (1968) - El Viso. Hoja 858. hoja 1:50.000.
M.S.E.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y CABANAS, R. (1970) - Pozoblanco, h.nº 859. E.
1:50.000. M.G.E.

- HERNANDEZ PACHECO, F. y CABANAS, R. (1970b) - Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. El Carbonífero y sus brechas de pendiente del talud submarino.- Bol. R. Soc. Esp.H.N. (Geol.). Madrid, 68, 165-169.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1932) - Nota sobre los fósiles paleozoicos de Arroyo del Valle (Cazalla).- R.C. B.R.S.E.H.N., 33, 56.- Rev.Min.Metal y de Ing. Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935) - Explicaciones del nuevo mapa geológico de España en escala 1:1.000.000. El sistema cambriano.- Mem.I.G.M.E., 291-525, 19, 22.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942) - El sistema siluriano.- Mem.I.G.M.E., 2,1, 23-343, 2,2, 729-831.- Ecp.M.Geol.Esp., 2.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1946) - Estudios acerca del Carbonífero en España.- B.I.G.M.E., 59, 1-21.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1946) - Aportación a la Bibliografía del Estaño en España.- Item del Mercurio.- N.y C. I. G.M.E., 16, 365-301.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1950) - Agrupación de graptolitos infrasilurianos biseriados (en Aracena).- N.yC. I.G.M.E., 20, 83-85.
- HERNANDO DE LUNA, R. (1970) - Bibliografía geológico-minera de la provincia de Córdoba.- Mem. I.G.M.E. Madrid, 74, 1-268.
- HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A., VILAS, L. (1976) - Essay of correlation of the Precambrian rocks between the Montes de Toledo and the Matachel valley (Badajoz). (Abstracts).- Iber.Press.Meeting.I.G.C.P. Unesco-IUGS. I.G.C.P., 1
- HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A., y VILAS, L. (1977) - Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel.- Est.Geol.33, 327-342.
- HOLTEDAHL, O. (1958) - La sparagnite formation (kjerulf) et l'eocambrien (Bröger) de la Péninsule Scandinave.- Coll.Int.C.N.R.Sc.76. Les relations entre Précambrien et Cambrien, 33-38.
- HÖLLINGER, R. (1959) - Beitrag zur kenntnis der Geologie im Südwesten der provinz Huelva (Spanien).- Univ.Diss.Math.Natur.Fak.Univ. Münster 168S.
- HUPE, P. (1952) - Sur les zones de trilobites ou Cambrien Inférieur Harocain.- C.R.Acad.Sc.Paris, 235, 7.

- HUPE, P. (1960) - Sur le cambrien inférieur du Maroc.- C.R. 21 Congrès Geol. Int. section 8, 75-85.
- I.G.M.E. (1932) (1936) - Mapa geológico de España. E. 1:1.000.000 en 4 hojas.- Lit. COULLANT.- 1 ed., 2ª ed.
- I.G.M.E. (1934) - Mapa geológico y minero de España. 1:500.000, 81.3 x 61.2 cm. Prod.minera 1932.
- I.G.M.E. (1936) - Mapa geológico y minero de España.- 1:2.500.000.
- I.G.M.E. (1941) - S. Vicente de Alcantara. Hoja nº 702.- Exp. y mapa. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1942) - Alburquerque. H. 727. Exp. y M. 1:50.000. Madrid.
- I.G.M.E. (1946) - Cáceres. Hoja 704. Exp. y 1 map. geol. 1:50.000. Madrid.
- I.G.M.E. (1946) - Miajadas. Hoja 753.- Exp. y 1 map. geol. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1949) - Arroyo de la Luz.- Exp. Hoja geológica 703.- Exp. y I.M.G. 1:50.000.
- I.G.M.E. (1949) - Explicación de la hoja geológica nº 752 de Mirandilla.- M.G.E. 1:50.000. Madrid.
- I.G.M.E. (1951) - Valencia de Alcántara. Hoja 777, 1:50.000.-
- I.G.M.E. (1966) - Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias.- E. 1:a.000.000.
- I.G.M.E. (1966) - Mapa sismoestructural de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. E. 1:1.000.000.
- I.G.M.E. (1971) - Mapa geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Nº 76. Córdoba.- 1.29.
- I.G.M.E. (1974) - Pozoblanco. Hoja 69, mapa metalogenético de España.-
- JEREZ MIR, R. (1975) - Filosofía y sociedad. Ed. Ayuso. 319 p.
- JIMENEZ, E. y SAAVEDRA, J. (1971) - Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca).- Studia Geol., 2, 7-24.
- JOLY, H. (1921) - Sur la Géologie et la géographie physique de la depression du rio Guadiato (Sierra Morena, Espagne).- R.C. Fedez. Navarro, 21, 267. B.R.S.E.H.N.- C.R.Acad.Sc., 172, 13, 811-814.
- JONGMANS, W.J. (1949) - Note préliminaire sur la flore du Val d'Infierno.-

- N. y C. I.G.M.E., 19, 187-190.
- JONGMANS, W.J., MELENDEZ, B. (1950) - El hullero inferior de Valdeinfierno (Córdoba).- Pub. Rev. Est. Geol. Madrid, 11.
- JONGMANS, W.J. (1951) - Las floras carboníferas de España.- Est.Geol.14. Madrid.
- JONGMANS, W.J., y MELENDEZ, B. (1956) - Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO de España.- Est.Geol., 29-30. Madrid.
- JULIVERT, M. (1977) - El desarrollo histórico de la geología en el contexto socioeconómico de España.- Conf. I Ciclo Cienc.Soc., febrero 1976 (inéd.).
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1974) - Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.- Cont.Map.Tect.Europa. I.G.M.E.
- JUSSIEU (1719) - Histoires et memoires de l'Académie royale des Sciences.- 349-362.
- KALTHOFF, H. (1964) - Stratigraphie und tektonik im Südwesten der provinz Badajoz (Spanien).- Univ.Diss.Math.Nat.Univ.Münster 1575 .
- KEASBERRY, E.J., VAN CALSTEREN, P.W.C. and KUIJPER, R.P. (1976) - Early paleozoic Mantle diapirism in Galicia.- Tectonophysics, 31, 61-65, 3/4.
- KELCH, H.J. (1957) - Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura im Bereich der Westlichen Sierra de San Pedro (Spanien).- Univ. Doss.Math.Nat.Fak.Univ.Münster, 145S.
- KLEIN, L. (1974) - Tectogenèse et morphogenèse armoricaines e péri-armoricaines.- R.G.Ph. et G.D. (2), 16, 87-100.
- KLEYN, H.F.W. (1960) - Contribution to the geology of the Odemira - São Luiz Region (Southern Portugal).- S. Gravenage.
- KNOFF, A. (1952) - La teoría del geosinclinal.- N. y C. I.G.M.E., 27, 169-215.
- KUSS, H. (1878) - Memoire sur les mines et usines d'Almaden.- Ann.des Mines, 7^e ser., 13, 39-151.
- LACAZETTE, F. (1919) - Estudio de la cuenca hullera de Badajoz.- Bol.Min. y Met., 3, 24. Madrid.
- LAN, M. (1851) - Notes de voyages sur la Sierra Morena et le nord de

l'Andalousie.- Ann.Mines, 5, 12. Paris.

- LAN, M. (1857) - Notes de voyage sur la Sierra Morena et le Nord de l'Andalousie.- An.Min.ser., 5, 12, 521-628.
- LAURENT, Ph. (1974) - Structure et pétrologie de la bande métamorphique de Badajoz-Cordoue à l'Est d'Azuaga (Espagne).- Thèse UST L, 3^e cycle Montpellier, 20 p.
- LAURENT, Ph. et BLADIER, Y. (1976) - L'évolution tectonométamorphique de l'axe Badajoz-Córdoba: un exemple de réactivation dynamique d'un socle ancien (résumé).- Com. Serv. Geol. Port., 60, 3 Reun.Geol.SW. P. Ib. Beja 1975, 269-271.
- LAURENT, J.M., OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1972) - Exemple de volcanisme acide en Sierra Morena centrale (Espagne) ses liaisons avec la tectonique locale et la ceinture minéralisée varisque sud-ibérique.- Actes 97 C.N.S.S., sec. Sc. 2, 117-135.
- LAUS, L. (1968) - Stratigraphie und tektonik im Südlichen teil der provinz Badajoz (Spanien).- Univ.Doss.Math.Natur. Fak.Univ.Münster, 131 S.
- LECOLLE, M. (1970) - Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la province pyrito-cuprifère d'Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques.- C.R.Acad.Sc.Paris, 270, D. 1563-1566.
- LECOLLE, M. (1972) - Succession lithologique et stratigraphique dans la province d'Huelva (Espagne). Position des minéralisations manganésifères et pyriteuses.- C.R.Acad.Sc.Paris, 274, 505-508.
- LECOLLE, M. (1974) - Presence de toufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne): conséquence paléogéographiques.- C.R.A.S.D., 278, 839-842.
- LECOLLE, M. y ROGER, G. (1973) - Metallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-ibérique.- C.R.Acad.Sc.Paris, 276, 141-144.
- LECOLLE, M. et ROGER, G. (1975) - Metallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrito-cuprifère sud-ibérique.- C.R.A.Sd., 276, 141-144.
- LECOLLE, M. et ROGER, G. (1976) - Métamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyritocuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques.- B.S.G.F. 7^a ser., 18, 6, 1687-1699.

- LE PLAY, F. (1834) - Itineraire d'un voyage en Espagne précédé d'un aperçu sur l'état actuel et sur l'avenir de l'industrie minérale dans le pays.- An.Min. 3^e ser., 5 Paris.
- LE PLAY, F. (1834) - Observations sur l'Extremadure et le Nord de l'Andalousie, et essai d'une carte géologique de cette contrée.- An.Min. 3^e ser., 6. Paris.
- LE PLAY, F. (1841) - Description geognóstica de Extremadura y Norte de Andalucía (Carbonífero).- An.Min., 2. Madrid.
- LEUTWEIN, F. (1968) - Contribution à la connaissance du précambrien récent en Europe Occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France).- Can.Jov.Earth Sc., 5, 673-682.
- LE VILLAIN, G. (1931) - Sur un nouveau gisement acadien dans la vallée de l'Ouest Oum et Rbêa, près de Bou Lauane (Maroc).- R.cient. V.SOS.- B.R.S.E.H.N., 96, 31.- Soc.Geol.Fr., 13, 179.
- LEUTWEIN, F., SAUPE, F., SONENT, J. et BOUYX, E. (1970) - Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas.- (prov. Ciudad Real, Espagne).- Geol.Mij., 49, 4, 297-304.
- LIMA, W. (1895) - Notice sur une algue paléozoïque.- Com.Dir. Trab.Geol.Port., 3. Lisboa.
- LIÑAN, E. (1972) - Estudio geológico de un sector de Sierra Morena situado en Córdoba.- Tes.Lic.Univ.Granada, 113 p.
- LIÑAN, E. (1974) - Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba.- Ac.Geol. Hisp., 9, 1, 15-20.
- LIÑAN, E. (1976) - Etat actuel de nos connaissances sur le Cambrien de la Sierra de Córdoba.- Group de trav.sur la Lim.Cambrien-Precambrien. Rabat.
- LIÑAN, E. y DABRIO, C.J. (1974) - Litoestratigrafía del tramo inferior de la formación de Pedroche (Cámbrico inf.) (Córdoba).- Ac.Geol.Hisp. 9, 1, 21-26.
- LIÑAN, E. y PASCUAL, E. (1975) - Relaciones estratigráficas entre el Cámbrico inferior de las Ermitas de Córdoba y la serie infrayacente.- Prec.Rec. (en prensa).
- LIÑAN, E. y SOZUY, L. (1976) - Trilobites del cámbrico del Arroyo de Pedroche (Córdoba, España).- en prensa.

- LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1952) - Edad absoluta por métodos radioactivos de la formación uranífera de Sierra Albarrana.- Bodas de Oro de la Real Soc.Fis.y Quim., 17. Madrid.
- LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1957) - La edad de las uraninitas de Sierra Albarrana.- N. y C. I.G.M.E., 45, 5-14.
- LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1962) - Bibliografía de minería, metalogenia geológica y ciencias afines. 1778-1961.- I.G.M.E., 560 p.
- LOPEZ AZCONA, J.M. y HERNANDEZ SAMPELAYO, J. (1974) - Notas históricas. La geología y minería españolas.- 125 an.fun. I.G.M.E., 100 p.
- LOPEZ DE AZCONA, M. y MESEGUER, J. (1963) - Contribución a la historia de la geología y minería españolas.- Mem.gen.I.G.M.E. 103-221.
- LOPEZ DE AZCONA, M.C. (1967) - Estudio de elementos menores en calizas organógenas Cámbricas (Sevilla).- Est.Geol., 23, 223-229.
- LOPEZ GARRIDO, A.C. y PEREZ LORENTE, F. (1977) - Turbiditas del Ordovícico en Sierra Morena central.- 8 Cong.Nac.Sed.Oviedo (in litt.).
- LOPEZ PIÑERO, (1969) - La introducción de la ciencias moderna en España.- Aniel quinc., 24, 172 p.
- LOTZE, Fr. (1929) - Stratigraphie und tektonik des keltiberischen grundgebirges (Spanien).- Abh.Ges.Gött.Mat., 14.
- LOTZE, F. (1945) - Einige probleme der Iberischen Meseta.- Geot.Fors.Cuad., 6 1-12. Berlin.
- LOTZE, F. (1939) - Hallazgo de trilobites cambrianos en las provincias de Huelva. Badajoz y Sevilla.- An.Soc.Esp.Prog.Cienc., 4, 3, 622 p.
- LOTZE, F. (1945b) - Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta.- Geol.For., 4, 6, 78-92. Berlin.
- LOTZE, F. (1950) - Algunos problemas de la Meseta Ibérica.- Pub.Ext.Geol.Esp. P.E.G.E., C.S.I.C., 5, 27, 41-59.
- LOTZE, F. (1950) - Observaciones respecto a la división de las variscides de la Meseta Ibérica.- P.E.G.E., C.S.I.C., 5, 30, 147-167.
- LOTZE, F. (1954) - Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas celtibéricas.- P.E.G.E., C.S.I.C., 313 p.
- LOTZE, F. (1956) - Das Präkambrium Spaniens.- Neues Jb.Geol.Paläont.Mh., 8, 373-380. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1958) - Zur Stratigraphie des Spanischen kambriums.- Geol., 7,

4, 3-6, 727-750. Berlin.

- LOTZE, F. (1960) - El Precámbrico en España.- N.y C. I.G.M.E., 60, 227-240.
- LOTZE, F. (1961) - Sobre la estratigrafía del Cámbrico español.- N.yC. I.G.M.E., 61, 131-164.
- LOTZE, F. (1966a) - Prakambrium Spaniens.- Zbl.Geol.Pal., 1,5, 989-1006.
- LOTZE, F. (1966) - Kambrium Spaniens.- Zbl.Geol.Pal.Stuttgart, 1, 61, 1206-1227.
- LÖTZE, F.y SOZUY, K. (1961) - Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Teil II: Trilobiten.- Akad.Wiss.Lit., Abh math.nat.kl.Mainz, 6-8, 1-411.
- LOTZE, F. (1966b) - Kambrium Spaniens.- Zbl.Geol.Pal., 1, 6, 1206-1227.
- LOTZE, F. (1966) - Präkambrium Spaniens (literaturbericht 1956-1965) - Zbl. Geol. Pal. 5, 989-1006.
- LUJAN, F. (1850) (1852) - Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y de las de Sevilla, Toledo, y Ciudad Real, y cortes geológicos de estos terrenos.- M.R.Acad.Cienc., 1, 2, 3-35, 1-73.
- LYELL, Ch. (1830-33) - Principles of Geology.- Johns.Rep.Co. 3. New York.
- LLOPIS LLADO, N. (1964) - Sur la paleotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Peninsule Iberique.- Brev.Geol.Ast., 8, 1-4, 91-140.
- LLOPIS LLADO, N., SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962) - Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne.- C.R.Somm.S.G.F., 245-246.
- LLOPIS, N. y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1963a) - Sur la stratigraphie du Précambrian du sudouest de Puente del Arzobispo (prov. Cáceres, Espagne).- C.R.Somm.Soc.Geol.France, 5, 152-153.
- LLOPIS, N. y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1963b) - Sur la présence d'une discordance Précambrienne de Toléde (Espagne).- C.R.Somm.Soc.Geol. France, 7, 250-251.
- LLOPIS, N. y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1965) - Sur les caractères morphotectoniques de la discordance Précambrienne du Sud de Toléde (Espagne).- C.R.Somm.Soc.Geol.Franc., 7, 220-221.
- LLOPIS, N., SAN JOSÉ, M.A., HERRANZ, P. (1970) - Nota sobre una discordancia posiblemente de edad precámbrica al SE de la provincia de

- Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes.-
B.G.M., 81, 586-592.
- MAAS, R. (1957) - Stratigraphie und tektonik im raum nordöstlich Córdoba.-
Tes.Doc.Univ.Münster, 201.
- MAAS, R. (1958) - Stratigraphie und tektonik im raum Nordöstlich Córdoba.-
Univ.Diss.Math.Nat.Fak.Univ.Münster, 2015.
- MAAS, R. (1961) - Die geologie in besondere das Devon, im bereich der orte
Castuera-Cabeza del Buey-Monterrubio (Extremadura, Südsanien).-
Akad.Wiss.Lit.Abh.math.nat.kl.2, 208 Wiesbaden.
- MAAS, R. (1963) - Geologische Beobachtungen in der Östlichen Extremadura (Spa-
nien).- N.Jb.Geol.Pal., 117, 185-207. Stuttgart.
- MACHENS, E. (1954) - Stratigraphie und tektonik der südöstlichen Iberischen
Meseta im Bereich des oberen Guadiana.- Diss. Münster.
- MACGILLAVRY, H.J. (1961) - The upper paleozoic of the Baixo Alentejo Southern
Portugal.- C.R.IV Cong.Et.St.Géol.Carb., 2, 395-408. Haarlem.
- MACPHERSON, J. (1878) - Sobre la existencia de la fauna primordial en la
provincia de Sevilla.- An.Soc.Esp.H.N., 7, 280-284.
- MACPHERSON, J. (1879a) - Estudio geológico y petrográfico del N de la pro-
vincia de Sevilla.- B.C.M.G., 10, 97-269.
- MACPHERSON, J. (1879b) - Breve noticia acerca de la especial estructura de
la Península Ibérica.- A.S.E.H.N., 8, 5-26.
- MACPHERSON, J. (1880) - Noticia sobre el archeocyathus marianus.- An.S.E.H.N.,
9, 8.
- MACPHERSON, J. (1880) - De las relaciones entre las rocas graníticas y
porfídicas.- A.S.E.H.N., 9, 135-160.
- MACPHERSON, J. (1880) - Predominio de la estructura uniclinal en la Península
Ibérica.- A.S.E.H.N., 9, 465-494.
- MACPHERSON, J. (1883) - Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de
España.- A.S.E.H.N., 12, 3-40.
- MACPHERSON, J. (1885) - Symetrie de situation des Lambeaux archéans des deux
versants du Guadalquivir: rapports avec les principales dislo-
cations qui on donné à l'Espagne son relief actuel.- C.R.Acad.
Sc.Paris.
- MACPHERSON, J. (1887) - Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de
España.- A.R.S.E.H.N., 12, 367-378.

- MACPHERSON, J. (1892) - Asimilación de los materiales adyacentes por las rocas eruptivas.- A.R.S.E.H.N., 1, 2, 21, 401-420.
- MACPHERSON, J. (1901) - Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica.- A.R.S.E.H.N., 2, 10, 123-166.
- MACHENS, E. (1954) - Stratigraphie und tektonik der Südöstlichen Iberischen Meseta im Berich des Oberen Guadiana.- Univ,Dis.Mat.Nat.Fak. Univ.Münst. 173S.
- MADARIAGA, J.M. de (1917) - Pasado, presente y porvenir de la minería española.- Bol.Min.Met., 1, 1 Madrid.
- MAÉSTRE, A. (1850) - Sobre los terrenos auríferos de Extremadura.- Revista Min., 1
- MAESTRE, A. (1863) - Bosquejo general geológico de España.- Junta general estadística. S.Geol.
- MAFFEI, E. y RUA FIGUEROA, R. (1860) - Apuntes para una biblioteca española de libros, folletos y artículos, impresos y manuscritos, relativos al conocimiento y explotación de las riquezas minerales y a las ciencias auxiliares.- Madrid.
- MAFFEI, E. y RUA FIGUEROA, R. (1872) - Bibliograffa mineral hispano americana.- Madrid.
- MAGALHAES-VILHENA, V. de (1971) - Desarrollo científico y técnico y obstáculos sociales al final de la antigüedad.- Ed.Ayuso, 89 p.
- MALAVE, J. (1973) - Estudio petrológico y tectónico de una zona situada al SE de la provincia de Badajoz.- Tes.Lic.(ined.) Fac.Cienc., Univ.Granada, 86 p.
- MALLADA, L. (1880) - Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.- B.Com.M.Geol., 7, 1-95.
- MALLADA, L. (1885) - Índice Alfabético de los géneros y especies de los sistemas siluriano, devónico y carbonífero, que se reseñan en el tomo I de la sinopsis paleontológica de España.- B.C.M.G.E., 12, 2, 619.
- MALLADA, L. (1889) - Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez.- Bol. Com. Map.Geol.España, 26, 1-83.
- MALLADA, L. (1890) - Los males de la Patria y la Revolución española.- Madrid.-
- MALLADA, L. (1892) - Catálogo general de las especies fósiles halladas en España.- Bol. C.M.G., 18.

en España.- Bol. C.M.G., 18.

- MALLADA, L. (1895) - Explicación del mapa geológico de España. Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino.- Mem. Com. Map. Geol.Esp., 1, 107-420.
- MALLADA, L. (1896) - Tomo II. Sistemas cambriano y silúrico.- Mem.Com. Map.Geol.España, 1.
- MALLADA, L. (1897) - Los progresos de la geología en España durante el siglo XIX.- Doc.rec.R.Acad.C.E.F.y N. Madrid.
- MALLADA, L. (1898) - Sistemas devoniano y carbonífero.- Exp. M.G.E., Mem. C.M.G.E., 3, 85-401.
- MALLADA, L. (1899) - Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez.- B.C.M.G.E., 2, 1-83.
- MALLADA, L. (1901) - Memoria descriptiva de la cuenca carbonífera de Bélmez.- Ed. Vda. e hijos de M. Tello. Madrid.
- MALLADA, L. (1911) - Sistemas plioceno, diluvial y aluvial.- Mem.Com.Mapa Geol.Esp., 7.
- MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E. (1912) - Geología de Toledo.- B.I.G.M.E., 33, 9-103.
- MALLADA, L. y CARBONELL, A. (1914) - Reseña geológica de la cuenca hullera del Guadalbarbo.- Bol. I.G.M.E., 34, 2ªser., 231-256.
- MARFIL, L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1971) - Estudio petrológico de una formación de grauwacas cámbricas del norte de la provincia de Huelva.- Bol.Geol.Min., 82, 70-76.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1961) - Estratigrafía del paleozoico en la región del Guadamez. Aportación a la geología de Sierra Morena en la parte N del valle de los Pedroches.- Est.Geol., 27, 187-201.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1966) - Contribución al estudio metalogénico de "Los Pedroches" (Córdoba).- N.y C. I.G.M.E., 82, 9-26.
- MARTIN HOPPENSACK, J. (1783) - Informe sobre las minas de plata de Cazalla y Guadalcanal, en la provincia de Extremadura.-
- MARTIN ESCORZA, C. (1971) - Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de S. Pedro (Avila-Toledo).- B.R.S.E.H.N., 69, 303-329.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977) - Las "capas de transición", cámbrico inferior y otras series preordovícicas. (¿Cámbrico superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas.- Est.Geol., 33.

- MARTIN ESCORZA, C. (1977) - Nuevos datos sobre el ordovício inferior, el límite cámbrico-ordovício y las fases sárdicas en los Montes de Toledo, sus consecuencias geotectónicas.- Est.Geol., 33.
- MARTIN RAMOS, J.D., y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1975) - Petrología del borde norte del batolito de "Los Pedroches" Venta de Azuel (Córdoba).- B.G.M., 86, 301-308.
- MARTIN VIVALDI, J.J. y del PINO, C. (1958) - Estudio mineralógico de una "Tierra Blanca" de Zarza de Alanje (Badajoz).- N.y C. I.G.M.E., 49, 3-13.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1975) - Esbozo de un modelo geotectónico de los hercínides ibéricos.- B.G.M. 86, 1-4.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969) - Nota sobre la posición del "Olló de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense (NW de España).- Com.Ser. Geol.Port., 3, 37-43.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973) - Deformación y metamorfismo en la zona de Sana-bria.- St.Geol., 5, 7-106.
- MARTINEZ, F.J. (1977) - Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme du Torres (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne).- Geol.Rund, 66/1, 81-91.
- MATILLA, A. (1958) - Historia de las Minas de Almadén.- Cons.Ad.Min.Alm. y Arrayanes. Madrid.
- MATTAUER, M. (1968) - Le problème des déplacements de la Peninsule Ibérique par rapport du bloc européen et ses conséquences possibles sur la genèse des fonds océaniques de la méditerranée occidentale.- Coll.C.N.R.S. Villefrance sur Mer.
- MATTE, Ph. (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne).- Rev.Géol.Alpine, 44, 157-281.
- MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1973) - Les relations entre les directions d'allongement maximum et les directions de plissement sous le front de schistosité dans les virgations de Galice et de Castille (Chaîne hercynienne Ibérique).- Reun. Ann.Sci. Terre. Paris.
- MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1975) - Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain.- C.R.As.Sc.P., 280, 25, 2825-2829.

- MATTE, Ph. (1974) - Raccords des segments hercyniens d'Europe SW (Iles Britanniques, France, Péninsule Ibérique, bloc Corso-Jarde): les différents marqueurs utilisables.- Doc.Int.
- MENCHIKOFF (1949) - Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental.- An.Hébr.Hang., 7, 303-325. Paris.
- MENCHIKOFF, N. (1958) - De l'infracambrien au Sahara.- Coll. Int. C.N.R.Sc. 76 Les relations entre Précambrien et Cambrien. Paris, 169-172.
- MELENDEZ, B. (1941) - El yacimiento de arqueociátidos de Alconera.- B.R.S. E.H.N., 39, 231-240.
- MELENDEZ, B. (1942) - Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica.- Trab. Inst.José de Acosta, ser.Geol.,C.S.I.C., 1.1. 179p.
- MELENDEZ, B. (1958) - Nuevo Cistideo del Ordoviciense de los Montes de Toledo.- N.yC. I.G.M.E., 50, 321-329.
- MELENDEZ, B. y MINGARRO, F. (1962) - Guadalcanal. Hoja, 899. M.G.E., 347H. I.G.M.E., 117 p.
- MELENDEZ, B., MINGARRO, F. y LOPEZ DE AZCONA, M.C. (1967) - Constantina. Hoja 920. M.G.E. 1:50.000. I.G.M.E.
- MINGARRO, F. (1966) - Breve resumen geológico de la Sierra Morena, para el Mapa geológico plegable de España y Portugal.- Ed. Paraninfo.
- MINGARROS, F. y LOPEZ DE AZCONA, M^aC. (1969) - Estudio petrogenético de las calizas biothermales de arqueociátidos.- Est.Geol., 25, 107-112.
- MERTEN, R. (1955) - Stratigraphie und tektonik der nordöstlichen Montes de Toledo (spanien).- Univ.Wiss.Math.Natur.Fak.Univ.Münster 109S.
- MESEGUER, J. (1924) - Determinación de la edad de la Tierra por la teoría de la radioactividad.- B.I.G.M.E., 45, 3-21.
- MESEGUER, J. (1944) - Investigación de yacimientos cupríferos en las provincias de Sevilla y Huelva.- N.yC. I.G.M.E., 75-85.
- MESEGUER, J. (1944) - Devoniano en la provincia de Huelva.- N.yC. I.G.M.E., 67-75.
- MINGARRO, F. (1962) - Estudio del Carbonífero del Norte de la provincia de Sevilla.- Bol.Geol.Min., 73.

- M.O.P. (1969) - Servicio de prospecciones. Cartografía geotécnica de la hoja 923-3. Córdoba.
- MORENO, E. (1879) - Criaderos de fosfato de cal en los términos de Albuquerque y Valencia de las Torres.- B.C.M.G. E., 6, 413-415.
- MORENO SERRANO, F. (1974) - Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valol-LACASA.- B.G.M.E., 75, 74, 396-400.
- MUELLER, S., PRODELL, C., MENDES, A.S., SOUSA MOREIRA, V. (1973) - Crystal structure in the southwestern part of the Iberian Peninsula.- Tectonophy, 20, 308-318.
- MÜLLER, W. (1929) - Die fauna der Frasnes-Stufe bei Almadén (Sierra Morena, Spanien).- Abh.der Senck. Nat. Ges., 41, 243-282.
- MUNHA, S.M.V. (1976) - Nota preliminar sobre o metamorfismo na faixa piritosa portuguesa.- Faixa piritosa Ibérico-Beja. Com.Serv.Geol.Port, 60, 151-161.
- MUÑOZ, M. y VEGAS, R. (1974) - Paraneises y ortogneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba.- B.G.M.E., 84-85, 450-463.
- NARANJO y GARZA, F. (1850) - Reconocimiento geológico de la cuenca del Guadiana.- Rev.Min., 6, 65.
- NARANJO y GARZA, F. (1857) - Discurso sobre la necesidad de una descripción completa de la Cordillera de Sierra Morena con relación a los tres reinos de la historia natural.- Mem.R.A.C., 4, 329.
- NAVARRO y LACAZETTE, F. (1922) - Estudio de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz).- Bol.Min.Met., 6, 63.
- NELTNER, L. (1929) - Sur l'extension du Cambrien dans le sud Marocain et la présence dans cette région de plissements précambriens.- Res. Sc. B.R.S.E.H.N., 29, 191.- C.R.Ac.Sc. 188, 871-873.
- NELTNER, L. y POLTEY, N. (1947) - Sur les trilobites du Georgien supérieur en Maroc Meridional.- C.R.Ac.Sc.Paris, 224.
- NEWMAN, R.B. & PALMER, A.R. (1956) - Critique of Eocambrian and infracambrian.- El Sistema cámbrico, su Paleogeografía y el problema de su base. Cong.Geol.Int.Méjico, 1, 427-435.
- NOVASTERIO, J. (1844) - Nuevos datos sobre la mina de Cinabrio de Usagre, en Extremadura.- B.of Min.
- NOVO, P. (1920) - Discurso preliminar a una versión española de la obra de Eduardo JUESS "La faz de la Tierra".- B.I.G.M.E., 12, 149-242.
- OEN, I.S. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphisme in Central Northern Portugal.- B.G.M.E., 81, 271-279.

- OEN, I.S. (1974) - A note on lower pressure and higher pressure metamorphic belts in North Portugal.- Geol. Mij., 53, 4, 193.
- OROZCO, M. y PASCUAL, E. (1975) - Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España). (en prensa).- Cuad.Geol.Univ.Granada.
- OROZCO, M. y PASCUAL, E. (1974) - Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España).- Cuad.Geol. (in litt).
- OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1970a) - 95^o Cong.Nat.Soc.Sav. Reims.
- OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1970b) - Tectonique en Sierra Morena (Espagne).- C.R.A.S.D., 270, 2634-2636.
- OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1972) - Répartition des minéralisations varisques dans le sud de la Meseta Ibérique.- C.R.Ac.Sc.Paris, 274, 501-504.
- OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1972) - La ceinture minéralisée varisque dans le sud de la Meseta Ibérique.- 24th I.G.C., 101-109.
- OUTRACHT, A. et TAMAIN, G. (1973) - Tectonique, migration des "Centres chauds" et minéralisations dans le Sud de la Meseta Ibérique (Espagne).- Coll.Sc.Int.É.Raguin, 191-211.- Les roches plutoniques dans leur rapports avec les cartes minérales". Ed. Masson.
- OVERMEEREN, R. (1975) - A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain).- Tectonophysics, 26, 293-309.
- PARGA PONDAL, I. (1935) - Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos.- C.y R. R.S.E.H.N., 10, 27.
- PARGA-PONDAL, I. (1953a) - Lage, hoja 43.- M. Geol. Esp., 1:50.000, I.G.M.E.
- PARGA-PONDAL, I. (1953b) - Carballo, hoja 44.- Map.Geol.Esp. 1:50.000, I.G.M.E.
- PARGA-PONDAL, I. (1953c) - Tuy-Valença, hoja 261.- Map.Geol.Esp. 1:50.000. I.G.M.E.
- PARGA-PONDAL, I. (1956) - Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña.- Leidse. Geol.Med., 21, 467-484.
- PARGA-PONDAL, I. (1963) - Mapa petrográfico estructural de Galicia. I.G.M.E.

- PARGA-PONDAL, I., MATTE, P., CAPDEVILA, R. (1964) - Introduction à la géologie de l'Olla de Sapo. Formation porphyroïde antésilurienne du Nord Ouest de l'Espagne.- N. y C. I.G.M.E., 76, 120-153.
- PARGA, J.R. (1970) - Evolucion del macizo hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas.- 115-143, 81, 82, 83, 1-29.
- PARGA, J.R. (1971) - Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el macizo hespérico.- B.G.M., 81, 83, 84, 234-338.
- PARGA, J.R., y VEGAS, R. (1972a) - Problems and discussion on precambrian series of the Hesperic massif (Western Iberian Peninsula).- Geol. Rund., 61, 44-69.
- PARGA, J.R., y VEGAS, R. (1972b) - Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central.- Est.Geol., 28, 6, 167-173. Madrid.
- PARRAN, M. (1870) - Aperçu géologique du bassin de Belmez (Andalousie).- B.S.G.F., 2^a ser., 28, 15-25.
- PARRAN, M. (1876) - Nota sobre la geología de la cuenca del Belmez, en la provincia de Córdoba.- Bol.C.M.G.E., 3, 169-177.
- PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1976) - El magmatismo ácido superficial al Sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba. (Sierra Morena, Córdoba).- Cuad.Geol.Univ. Granada (en prensa).
- PASTOR GOMEZ, V. (1962) - Probable área precambriana al NO de León.- N. y C. I.G.M.E., 76, 119-154.
- PASTOR, M. y DOETSCH, J. (1956) - Manganesos y hierros de la provincia de Badajoz.- N.y C. I.G.M.E., 43, 31-135.
- PASTOR, V. (1971) - Nota previa sobre la paleogeografía brioveniense y el dominio del Paleozoico superior en la Península Ibérica.- B.G.M., 80, 172-173.
- PASTOR, V. (1974) - El Precámbrico del occidente andaluz.- Bol.Geol.Min. Esp., 85, 1, 1-3. Madrid.
- PATAC, I. (1927) - La Meseta Ibérica. Síntesis paleogeográfica fundamental para el estudio de los mares carboníferos.- R.C.-R.Candel Vila. B.R.S.E.H.N., 28, 256. Ibérica, 14 p. Barcelona.
- PAYO, G. y RUIZ, E. (1977) - El primer perfil sísimico de la meseta.- B.I. B.M.E., 88, 6, 75-83.

- PEINADOR, A., CORREIA, J., FIGUEREDO, H. y MARTIN, A. (1973) - Folha 28-D Castelo de Vide.- C.G.P. 1:50.000. S.G.P. N. exp. 44 p.
- PELLICO, R. (1844) - Minas de Cinabrio de Usagre, en Extremadura.- B.of Mines.
- PELLICO, R. (1858) - Apuntes sobre la cuenca carbonífera de Villanueva del río, en la provincia de Sevilla.- Rev.Min. 8.
- PELLICO, R. (1862) - Discurso sobre la importancia y aplicación de los estudios geológicos (recepción de académico numerario).- Mem.R.A.C., 3, 3, 679-703.
- PENCK, (1894) - Die Pyresäen - Halbin sel. Reisebilder.- Sch. Ver. z. Ver. Nat. Kennt, 34. Wien.
- PENHA, M.H., ARRIBAS, A. (1974) - Datación cronológica de algunos granitos uraníferos españoles.- B.G.M.E., 85, 3, 271-273.
- PERDIGÃO, JACINTO CORREIA (1973-74) - O Devónico de Portalegre.- Com. Serv. Geol.Port., 57, 203-229.
- PEREIRA, M. (1970) - Notas sobre a Petrologia dos Arenitos do Cámbrico inferior do Alto Alentejo (Ouguela) .- Com.Serv.Geol.Port., 54, 17-17.
- PEREIRA DE SOUZA, F.L. (1919) - Contribução para o estudo do Carbonico inferior e médio em Portugal. Sua comparação com o de Espanha. R.C. Navarro. B.R.S.E.H.N., 20, 70p.- Com.Serv.Geol.Portugal, 13, 13 p. Lisboa.
- PEREIRA, F.L. (1920) - Contribução para o estudo do Carbonico inferior e medio em Portugal. Comparação com o de Espanha.- As. Esp. Prog. Las Ciencias, 2, 9-21.
- PEREJON, A. (1975-76) - Nuevas faunas de arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena.- Tecniterrae, 8 y 9, 8-28, 724.
- PEREJON, A. (1969) - Estudio paleontológico de los archaeocyathidos de los alrededores de Córdoba.- Tes.Lic.Univ.Madrid 2t.
- PEREJON, A. (1971b) - Pachecocyathus nuevo género de archaeocyacinidos del Cámbrico español.- Est. Geol., 22, 81-83.
- PEREJON, A. (1971a) - Pachecocyathus, nuevo género de Arqueociátidos del Cámbrico español.- Est.Geol., 27, 81-83.
- PEREJON, A. (1973) - Contribución al conocimiento de los arqueociátidos de los yacimientos de Alconera (Badajoz).- Est.Geol., 29, 179-206.
- PEREJON, A. (1975) - Arqueociatos de los Judórdenes monocyathina y dokidocyathiana.- Arqueociatos regulares del cámbrico inferior de

- Sierra Morena (SW de España).- B.R.S.E.H.N., 73, 125-147, 147-195.
- PEREJON, A. (1976a) - Arqueociatos de los Jubórdenes monocyathina y dokidocyathina.- Bol.R.S.E.H.N., 3, 125-145.
- PEREJON, A. (1976b) - Arqueociatos regulares del Cámbrico inferior de Sierra Morena.- B.R.S.E.H.N., 73, 147-193.
- PEREJON, A. (1976c) - Nuevos datos sobre los arqueociatos de Sierra Morena.- Est.Geol., 33, 5-53.
- PEREZ, J. (1966) - Nota sobre yacimientos fósiles encontrados en Sierra Morena.- N.yC. I.G.M.E., 91, 7-12. :
- PEREZ-LORENTE, F. (1971) - Estudio geológico de la Sierra de los Santos (El Hoyo, Sierra Morena, Córdoba).- Tes.Lic., Mem.In. Fac.Cienc.Univ. Granada.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968a) - Beitrag zur Geologie zwischen Serpa und Mértola (Süd-Portugal).- N.Jb.Geol.Pal.München.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968b) - Geologie der gebietes zwischen Serpa und Mértola Baixo Alentejo, Portugal).- Doc.Thes.Univ.Münster. Münster fors. Geol.Pal., 9, 143.
- PILAR, L. (1966) - Petrografia das rochas metamórficas e dos granitos de contacto da região de Nisa.- Com.S.G.Portugal, 50, 85-109.
- PRADO, CASIANO (1855) - Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède.- Bull.Soc.Géol.Fr., 2, 12, 182-204.
- PRADO, C. (1856) - Descubrimiento de terreno carbonífero en el territorio de Almadén.- Rev.Min., 7.
- PRADO, C. (1864) - Descripción física y geológica de la provincia de Madrid.- Imp.Nac. Madrid.
- PRIEM, H.N.H., BOELRIJK, N.A.I.M., VERSCHURE, R.H., HEBEDA, E.H. y FLOOR, P. (1966) - Isotopic evidence for upper-cambrian or lower ordovician granite emplacement in the Vigo area, North-Western Spain.- Geol. en Mij. 45, 36-40.
- PRIEM, H.N.A. et al. (1970) - Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the Western Iberian Peninsula.- Eclogae Geol. Helv., 50, 63-1, 255-274. Basilea.
- PROUST, J. (1799) - Sobre la piedra fosfórica de Extremadura.- An.H.N., 1 Madrid.
- PRUVOST, P. (1912) - Sur la présence de fossiles d'âge Dévonien supérieur

- dans les schistes à Néréites de Sam-Domingos.- Com.Com.Surv.Geol. Port., 9, 58-68. Lisboa.
- PRUVOST, P. (1914) - Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune.- Com.Com.Surv.Geol.Port., 10, 1-21. Lisboa.
- PUIG y LARRAZ, G. (1883) - Descripción física y geológica de la provincia de Zamora.- Mem.Com.Map.Geol., 448. Madrid.
- PUSCHMANN, H. (1967) - Zum Problem der Schichtlücken in devon der Sierra Morena (Spanien).- Geol. Anz., 56, 2, 528-542.
- QUESADA, C. (1975) - Estudio geológico del sector de Monesterio.- Tesis Lic. Fac.Cienc. Univ. Granada.
- RAMBAUD, P. (1963) - Notas geológico-estructurales de la zona norte de Río-Tinto (Huelva).- Est. Geol., 19, 67-99.
- RAMBAUD, F. (1969) - El sinclinal carbonífero de Río-Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas.- Mem. I.G.M.E., 81, 229.
- RAMIREZ y RAMIREZ, E. (1952) - Una excursión geológica a las minas de valle de la Serena (Badajoz) .- B.R.S.E.H.N., 50, 45.
- RAMIREZ, E. (1955) - El límite cambriano-siluriano en el borde Noroccidental de los Montes de Toledo.- N.y C. I.G.M.E., 40, 53-87.
- RAMIREZ, E. (1963) - El límite cambriano-silúrico en la región suroccidental española.- Brev.Geol.Ast., 7, 1-4, 47-63.
- RAMIREZ, J. (1976) - Horizontes portadores de mineralizaciones (sulfuros y manganesos) en la zona de El Castillo de los Guardas, de la faja pirítica del SO de España (parte I).- B.G. y M.E., 87, 5 28-38.
- RAMIREZ, J., CASTELLO, R. y ARMENGOT, J. (1975) - Memoria explicativa de la hoja 923. Córdoba escala 1:50.000.- I.G.M.E., 1-59.
- RAMOS, S. (1863) - Cuenca carbonífera de Espiez y Belmez.- R.C.M.F., 3, y R.M.M.I., ser. A, 14, 495-533.
- RANSWEILER, M. (1968) - Stratigraphie und tektonik der Extremadura im bereich der orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien).- Univ. Diss.Math.Nat. Fak.Univ.Münster, 100 S.
- REBELO, J., ALMEIDA et RIBEIRO, D. (1969) - Problèmes stratigraphiques et tectoniques de Trás-os-Montes Oriental.- Com.Ser.Geol.Port., 53, 101-107.

- REOLIN, K. (1955) - Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im bereim des Valle de Alcudia (Spanien).- Diss. Münster.
- REOLIN, K. (1956) - Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im bereich des Valle de Alcudia (Spanien).- Univ. Dis. Math. Natur. Fak. Univ. Münster 192S.
- REYDELLET (1875) - Fosforitas de Belmez-Provincia de Córdoba.- B.C.M.G.E., 2, 1, 357-359.
- RIBEIRO, A. (1974) - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental.- Mem. 24 (N.S.) Serv.Geol.Port.Lisboa, 168 p.
- RIBEIRO, A. M.L. (1972) - Rochas hiperalcalinas da Regiao de Macedo de Cavaleiros (Tras-os-Montes oriental).- Rev. Fac. Cienc. Lisboa, 17, 301-321.
- RICHTER, R. (1927) - Eine crustacee (*Ixosis carbonelli* n. sp.) in den Archaeocythus-Biloungen der Sierra Morena und ihre Stratigraphische Beurteilune.- Senckenbergiana, 9, 188-195.
- RICHTER, R. y E. (1927) - Eine crustacee (*isoxis carbonelli*) in den Archaeocyathus bildungen der Sierra, und ihre stratigraphische Beurteilung.- Senckenbergiana, 9, 188-195. Frankfurt.
- RICHTER, R. y E. (1929) - Un crustáceo (*isoxis carbonelli* s.p.) en las formaciones de Archaeocyathus de la Sierra Morena y su análisis estratigráfico.- Nt. y Com. I.G.M.E., 2, 91-101.
- RICHTER, R. y E. (1939) - Proetidae von oberdevonischer Tracht im deutschen, englischen und mittelmeeischen Unter-Karbon.- Seckenbergiana, 21 1.2. Frankfurt. a. M.
- RICHTER, R. y Em: (1990) - Die Saukianda Stufe von Ahdalucien.Abh. Seck. Nat. Ges. n. 450. Frankfurt.
- RICHTER, R. y E. (1949) - Die frage der Saukianda-Stufe (Kambrium-Spanien).- Senckenb., 30, 217-240. Frankfurt.
- RICHTER, R. y E. (1953) - Trilobites del carbonífero inferior Español.- P.E.G.E., C.S.I.C., 7-2, 11-139.
- RIEMER, W. (1963) - Eutwicklung des paläozoikuns in der Südlichen provinz Lugo (Spanien).- N.Jb.Geol.Pal., 117, 273-285.
- RIEMER, W. (1965) - Unter suchungen am ostrand der Galicischen kristallinzone (Spanien).- Neves. Jb. Geol. Pal., 117, 274-284.

- RIOS, L., RIOS, S. (1974) - Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al Sur de Despeñaperros, prov. de Jaén.- B.G.M., 86, 525-527.
- ROBARDET (1976) - L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, silurien et dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne).- C.R.Ac.Sc.Paris, D., 283, 999-1002.
- ROBREDO, J. (1974) - Estudio geológico de un sector del término de Espiel. Norte de la provincia de Córdoba.- Tes.Lic.Mem.Inéd.Fac.Cienc.Univ. Granada.
- ROCH, E. (1950) - Histoire du Maroc.- Not.Mém.Serv.Geol.Maroc, 80.Toulouse.
- ROCHER, F. (1875) - Ueber die Eisenerzlagerstätten von El Pedroso in der provinz Sevilla.- Zeits. Deutsch. Geol.Ges., 23
- ROMANO, M. and DIGGENS, J.N. (1973-74) - The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal.- Com. Serv. Geol. Port., 57, 1, 23-53. Lisboa.
- ROMARIZ, C., ARCHE, A., BARBA, A., GUTIERREZ, M. y VEGAS, R. (1971) - The Mediterranean graptolitic fauna of the Wenlockian in the Iberian Peninsula.- Bol. Soc. Geol. Portugal, 18, 57-61.
- ROSSI, P. et TAMAIN, G. (1973) - Tectonique tangencielle dans le Paléozoïque et l'Alcudien de l'Estrémadure Orientale (Espagne).- C.R.Acad.Sc. Paris, 276, 905-908.
- ROSSI, P. et TAMAIN, G. (1973) - Géologie de Logrosan-Canamero (Espagne).- 98 C.N.S.S., 1, 445-455.
- ROSSI, Ph. et TAMAIN, G. (1974) - Tectonique profonde et minéralisations varisques dans le sud et l'ouest de la Meseta Ibérique.- 99 Cong. Nat. Soc. Sav. Besançon.
- ROSO DE LUNA, I. (1946) - Mas datos acerca de la génesis de las masas piritosas de Sevilla y Huelva.- N.y C. I.G.M.E., 16, 291-310.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1949) - Mirandilla. h. 752.- M.G.E. 1:50.000; N. 125H, I.G.M.E., 88 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ PACHECO, F. (1950) - Mérida, h. nº 777, M.G.E. 1:50.000 nº 144, I.G.M.E., 99 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951) - Alcuéscar. H. nº 729, M.G.E., 166H. I.G.M.E., 88 p.

- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951) - Pino de Valencia. H. 726.- M.G.E. 1:50.000. N. 161H., I.G.M.E. M.exp.48 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951) - Don Benito. H. 778.- M.G.E. 1:50.000, N. 163 H. I.G.M.E., M. exp. 103 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1953) - Badajoz. H. 775. M.G.E. 1:50.000. I.G.M.E., 2154. M:exp. 80 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1954) - Gallina. H. 750. M.G.E., N. 233H, I.G.M.E., mem. exp. 56 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1954) - Montijo. H. 776. M.G.E. 1:50.000. N. 235 H. I.G.M.E., Mem. esp. 66 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1954) - Almendralejo. H. 803 del M.G.E. I.G.M.E.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1955) - Zafra. H. 854. M.G.E. 1:50.000. N. 256. I.G.M.E., Mem. expl. 142 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956) - Villafranca de los Barros. H. 829. M.G.E. 1:50.000. N. 254H. I.G.M.E., Mem. exp. 61 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956) - Burguillos del Cerro. H. 853. M.G.E. 1:50.000. N. 255 H. I.G.M.E., Mem. expl. 108 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956) - Villanueva de la Serena.- M.G.E. 1:50.000, N. 252H. I.G.M.E., Mem. exp. 110 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956) - Llerena. H. 877. M.G.E. 1:50.000. N. 275 H. I.G.M.E. Mem. exp. 130 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956) - Fuente de Cantos. H. 876. M.G.E. 1:50.000. N. 274 H., I.G.M.E., Mem. exp. 81 p.
- ROSO, I. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1960) - Villar del Rey. H. 751. M.G.E. 1:50.000. N. 324 H. I.G.M.E., Mem. expl. 94 p.
- ROYO y GOMEZ, J. (1926) - Sobre la teoría de Wegener.- C. y R.C. R.S.E.H.N., 1, 174.
- RUBIO, E. y MESEGUER, J. (1935) - Rocas hipogénicas.- Expl. N.M.G.E. 1:1.000.000. M. I.G.M.E., I, 231 p., 350.
- RUBIO, E., MESEGUER, J., ALVARADO, A., y HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935) - Rocas hipogénicas. Terreno arcaico y sistema cambriano.- Mem. I.G.M.E., I.

- RUIZ, C. (1.976) - Génesis de los Depósitos de Hierro del Suroeste de la Provincia de Badajoz: Mina Monchi.- B.G. y M.E.; 87, 15-31.
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R. (1.930) - Vegetales Fósiles del Carbonífero Español.- B.I.G.M.E., 3, 199-225.
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R. (1.933) - Vegetales Fósiles del Carbonífero Español.- B.I.G.M.E. 53, 67-91.
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R. (1.941) - Aportación al Estudio de los Terrenos Carbonífero y Pérmico en España.- B.I.G.M.E. 55, 145-249.
- SAAVEDRA ALONSO, J. et alii. (1.974) - Caracterización Geoquímica de los Granitos de Montánchez (Cáceres) y Extremo Oriental del Batolito de los Pedroches (Córdoba).- B.R.S.E.H.N. 72, 173-191.
- SACRISTAN, J. (1.912) - Criaderos de Wolfram en Oliva y Zainos (Badajoz).- B.I.G.M.E. 33, 199-205.
- SAENZ, F. (1.976) - Generalized Tertiary Tectonics of the Iberian Peninsula.- B.G. Min. 86, 456-461.
- SALOP, I. (1968) - Precambrian of the U.S.S.R. - 23 Congr.Int.Geol., 4, 61-73.
- S. JOSE, M.A.; FELMEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, R.P. (1974) - Las series Ordovícicas y Preordovícicas del Sector Central de los Montes de Toledo.- B.G.M.E., 1, 21-31.
- SAMPER, J. (1.970) - Trabajo Petroestructural de la Hoja nº 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz); Petroestructura del Cuarzo, de la Mica. Simetría, Alineación.- Estudios Geológicos, 3; 233-236.
- SANCHEZ CELA, V. y APARICIO, A. (1.969) - Estudio Petrológico de los Afloramientos Graníticos de Santa Elena y Linares (Jaen).- B.G.M. 80-84, 344-351.
- SANCHEZ CELA, V. y GABALDON, V. (1973) - Maguilla, hoja 856/13-34. Plan Magna.- I.G.M.E.
- SANCHEZ CELA V. y GABALDON, V. (1974) - Zalamea de la Serena, hoja 831/13-33.- Plan Magna, I.G.M.E.
- SANCHEZ CELA, V. y ORDOÑEZ DELGADO, (1.974).- Consideraciones sobre unas Rocas Diabásicas del SE de la Provincia de Badajoz.- Bol.Geol. y Min., , 208-213.
- SANCHEZ CELA, V. y GABALDON, V. (1.975b) - Monterrubio de la Serena.- Plan Magna, I.G.M.E.

- SANCHEZ CELA, V. y GABALDON, V. (1975) - Consideraciones Petrológicas, Estructurales y Estratigráficas en la Depresión de Peralada-Valsequillo, (Badajoz, Córdoba).- B.G.M.E., 86-1, 63-71.
- SANCHEZ CELA, V. y APARICIO, A. (1.975b) - Sobre las Rocas "Porfiroides" de la Banda Almendralejo-Azuaga.- B.G. y M., 86-2; 193-195.
- SANCHEZ LOZANO, R. (1899) - Datos Geológicos de la Provincia de Cáceres.- C.M.G., 26; 205-221.
- SANCHEZ LOZANO, R. (1904) - Origen de la Hornaguera y Formación de las Cuenas Hulleras Españolas.- Discurso de Recepción Pública. R.A. C.E., F. y N., p. 1-39. Discusión 1, R.A.C., F. Ciencias
- SANCHEZ LOZANO, R. (1922) - Mapa Geológico de España, E. 1:1.000.000.- Madrid.
- SAUPE, F. (1.967) - "Note Préliminaire Concernant la Genèse du Gisement de Mercure d'Almaden, Province de Ciudad Real, Espagne".- Mineral Deposita, 2; 26-33.
- SAUPE, F. (1971b) - La Série Ordovicienne et Silurienne d'Almaden (Province de Ciudad Réal, Espagne). Point des Connaissances Actuelles.- Coll. Ordov.Sil Brest, B.R.G.M.73, 355-366.
- SAUPE, F. (1973) - La Géologie du Gisement de Mercure d'Almaden (Province de Ciudad Real, Espagne).- Scienc.Terre., 29, 324 pp., Nancy.
- SCHERMERHORN, L.S.G. (1970a) - The Deposition of Volcanics and Pyrite in the Iberian Pyrite Belt.- Min.Dep. 5, 3, 273-279. Berlin.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970b) - Mafic Geosynclinal Volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal.- Geol. en Mijub. 48,6,439-449. Leiden.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971) - An Outline Stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt.- B.G.M.E., 82-3-4-, 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1974) - Late Precambrian Mixtites: Glacial and/or Non-glacial?.- Am.Journ.Scienc. 274, 673-824.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975) - Spilites, Regional Metamorphism and Subduction in the Iberian Pyrite Belt: Some Comments.- Geol.Min. 54, 23-35.
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I. (1969) - Folded Overthrust at Aljustрал (South Portugal).- Geol.Mag. 108, 2, 130-141. Londres.

- SCHERMERHORN, L.J.G.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.TH. y VERSCHURE, R.H. (1978) - Age and Origin of the Messesana Dolerite Fault-Dyke System (Portugal and Spain), in the Light of the Opening of the North Atlantic Ocean.- Journ. of Geol. 86, 299-309. Chicago.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945-1950) - Paläozoisches Grundgebirge und Junges Deckgebirge im Westlichen Zentral Spanien (Province Salamanca und Cáceres).- Geot.Forsch. 6. Trad. J.M. Ríos, Pub.Ext.G.E., 5, 99-146.
- SCHMIDT-THOME, P. (1950) - Bajamento Paleozóico y Cobertura Moderna en la Parte Occidental de España Central (Prov. Salamanca y Cáceres).- Trad. J.M. Ríos.- P.E.G.E., C.S.I.C., 5-29. 91-147.
- SCHMIDT, H.J. (1957) - Stratigraphie und Tektonik der Nördlichen Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagón (Spanien).- Unv.Diss. Math. Naturw. Fak.Univ. Münster, 115 S.
- SCHNEIDER, H. (1939) - Altpaläozoikum BEI Cala in Der Westichen Sierra Morena.- Diss. 1-72, Berlin.
- SCHRÖDER, E. (1930) - Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Kelten, (Zentral Spanien).- Abh.Ges.Wiss.Gott.Math.Phys., 16-3, 123. Berlin.
- SCHRÖDER, E. (1948) - La Zona Limitrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas.- Inst. "Lucas Mallada", Madrid.
- SDZUY, K. (1960b) - Zur Wende Präkambrium/Kambrium.- Paläont.Z. 34pp., 154-160, Stuttgart.
- SDZUY, K. (1971a) - Acerca de la Correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica.- Pub.l, Cong.Hispano-Luso-Amer. Geol.Econ. 2, 1; 753-768. Madrid.
- SDZUY, K. (1971b) - La Subdivisión Estratigráfica y la Correlación del Cámbrico Medio en la Península Ibérica.- Pub.l, Congr. Hispano-Luso-Amer. Geol.Econ. 2, 1, pp.753-768., Madrid.
- SDZUY, K. (1971c) - Acerca de la Correlación del Cámbrico en la Península Ibérica.- I Congr.Hisp.-Luso-Amer. de Geol.Econ. 2 Geol., 753-782.
- SEIDLITZ, W. von (1931) - Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Capitulo 34: Die Iberische Halbinsel, 466pp. Gebr. Bornträger, Berlin.

- SEMIKHATOV, M.A. (1977) - Méthode Paléontologique dans la Corrélacion du Précambrien Supérieur des Régions Périatlantiques de l'Europe, de l'Afrique et de l'Amérique.- Est.Geol. 33, 365-372.
- SIMON, W. (1939) - Lithogenesis Kambrischer Kalk der Sierra Morena.- Senckenbergiana n.21, 297-311.
- SIMON, W. (1939) - "Archaeocyathacea I, Kritische Sichtung der Superfamilia". II. Die Fauna Kambrium der Sierra Morena (Spanien).- Ab.Senckenb. Natur.Geol., 448, 1-87. Frankfurt.
- SIMON, W. (1943) - Archaeocyathacea.- Trad. B. Meléndez.- Grij.Abh.Senck.Nat. Ges.Ab.448, Frankfurt 1939.- B.S.H.N., 41, 469-472.
- SIMON, W. (1953) - Datos para la Historia de Sierra Morena. Sus Sedimentos Variscos. La Cuenca Carbonifera de Villanueva.- Trad. J.M. Ríos. P.E.G.E., C.S.I.C., 7, nº 1. 47-47-68.
- SIMON, W. (1953) - Litogénesis de las Calizas Cámbricas de Sierra Morena.- Trad. B. Meléndez.- P.E.G.E./C.S.I.C., 1; 5-21.
- SIÑERIZ, J.G. (1830) - Investigación Geofísica de la Cuenca Carbonifera de Villanueva de las Minas.- Compr. Rend.15, South Africa. 1929 I.G.C. 2, 606-607. Pretoria.
- SITTER, L.U. (1949) - The Development of the Paleozoic in Northern Spain.- Géologie en Mijnbown, 11,11.
- SOARES DE ANDRADE, A.A. (1972) - Problèmes Géologiques et Metallogéniques de l'Alentejo Central.- Mem e Not. P.M. Lab.Univ., 66-79, Coimbra.
- SOARES DE ANDRADE, A.A. et alii. (1976) - Sur la Géologie du Massif de Beja: Observations sur la Transversale d'Odivelas.- Faixa Piritosa Ibérica, 60, 171-202. Com.Serv.Geol.Port.
- SOLE SABARIS, C. (1958) - Observaciones sobre la Edad de la Semillanura Fundamental de la Meseta Española en el Sector de Zamora.- Brevi-ora Geologica Astúrica, Año 2, n. 1-2, pp. 3-9.
- SOLER, E. (1973) - L'Association Spilites Quartz Keratophyres du Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique. Geol. en Mijnbown 52, 277-288.
- SOS BAYNAT, V. (1935) - El Mapa Geológico de España, Nuevas Hojas Publicadas, Las recientes Hojas del M.G.E.- N. y C. I.G.M.E., 50, 1ª fas, 195-239.

- SOS BAYNAT, V. (1958) - La Tectónica del Puerto de las Camelias (Cáceres) y la Edad de las Pizarras Basales.- N. y C. I.G.M.E. 50, 1er. fasc., 195-239.
- SOS BAYNAT, V. (1960) - Sobre Nuevas Localidades de Matalanita en Extremadura.- N. y C. I.G.M.E. 59, 73-88.
- SOS BAYNAT, V. (1962) - Mineralogía de Extremadura.- B.I.G.M.E. 73, 1-193.
- SOUBRIER, J. (1973) - Estudio Geológico de una Transversal Situada entre Llerena y Pallarés (Badajoz).- Tesis Licenciatura (ined.), Facultad Ciencias, Univ. Granada. 86 pp:
- STAUB, R. (1926) - Gedanken zur Tektonik Spaniens.- Viertelsaur Natur. Ges. Zurich Bd. 71. 196-261.
- STILLE, H. (1924) - Grundfragen der Vergleichenden Tektonik.- Berlin.
- STILLE, H. (1927) - Über Wesmideterrane Gebirgszusammenhänge.- Abh.Ges. Wiss.Gött.Mat-ph. KL, N.F. 13,3. Berlin.
- STILLE, H. (1939) - Bemerkungen Betreffend die "Sardische" Faltung und den Ausdruck "Ophiolithisch".- Z. Deutsch.Geol.Ges. 91, 771, Berlin.
- STILLE, H. (1948) - La Divisoria Ibérica. ("Die Keltiberische Scheitlung", Nachr-U.D.Ges.D.Wiss.Z Göttingen. Math.Phys., Kl Fachg. 4, 10, Berlin 1931).- Trad. M.S. Miguel Camara.- C.S.I.C., P.E.G.E., 22, 297-302.
- STILLE, H. (1952) - Gestación y Tránsito de los Continentes y de los Mares.- N. y C. I.G.M.E., 26, 105-153.
- STRAUSS, G. (1970) - Sobre la Geología de la Provincia Piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la Mina de Piritita de Lousal (Portugal).- I.G.M.E. 77, 266 pp.
- SUESS, (1.888) - Das Antlitz der Erde.- 2, p.149, Vienna.
- SUHR, O. (1.964) - Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik im Süden der Provinz Badajoz (Spanien).- Univ.Diss.Math.Natur.Fak.Univ.Münster, 1105.
- TAMAIN, G. (1968) - Le District de Linares-La Carolina et son Cadre Métallogénique en Sierra Morena Orientale (Espagne).- Bull.Loc.Geol.France, 7^a serie, 10, 97-102.
- TAMAIN, G. (1971c) - L'Ordovicien est-Marianique (Espagne); sa Place dans la Province Méditerranéenne.- Colloque Ordovicien-Silurien, Mem. B.R.G.M. 73, 403-416.

- TAMAIN, G. (1971) - El Alcudien y la Orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España).- *Rev. Cent. R.S.E.U.N.*, Madrid.
- TAMAIN, G. (1972) - Recherches Géologiques et Minières en Sierra Morena Orientale (Espagne).- *Th.Doc.Sc. F.Sc.Orsay (Paris XI)*, 3, 1.052 pp. *Archiv.Orig.C.N.R.S. A.G.* 7335, Paris.
- TAMAIN, G. (1973) - L'Alcudien et le Précambrien du Sud de la Méseta Ibérique.- *C.R.Acad.Sc. Paris.* 276, 1945-1948.
- TAMAIN, G. (1975) - Mégatectonique, Linéaments et Fracturation Profonde dans la Meseta Ibérique.- *Rev.Geog.Phy.et Géol.Dyn.* (2), 17, fasc.4, 375-392. Paris.
- TAMAIN, G. (1977) - Alcudien, Algonquien et Briovérien: trois Expressions du Précambrien le plus Récent d'Europe Occidentale et Centrale.- *C.R.Ac.Sc.Paris.* 284, 12, 1013-1017.
- TAMAIN G. et alii. (1969) - L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne).- *94ème. Cong.Nat.Soc. Larentes Pau, 1969, Suerices*, 2, 275-292.
- TAMAIN, G. et alii. (1970) - L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale, (Espagne).- *C.R.94 Cong.N.S.S. Pau 1969. Section Sciences*, 2, 275-288.
- TAMAIN, G. y OUTRACHT, A. (1971a) - Les Cycles Cadomien et Hercynien dans la Méseta Ibérique Méridionale et le Massif Armoricaín.- *96 Cong. Nat.Soc.Sav. Toulouse, S.Sciences* 2, 269-313.
- TAMAIN, G. y OUTRACHT, A. (1971b) - Essai de Corrélation entre la Méseta Ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien Supérieur et au Paléozoïque Inferieur.- *C.R.As.Sc.Paris*, 272, 2289-2292.
- TAMAIN, G. et alii. (1972) - Les Niveaux Volcaniques "Marqueurs" de l'Ordovicien Inferieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne).- *Mem. B.R.G.M.* 77, 495-501.
- TAMAIN, G. et ROSSI, PH. (1974) - Le Sud-Est de la Méseta Ibérique et la Chaîne Varisque Ouest-Européenne.- *Coll.Sci.Int. C.N.R.S. "La Chaîne Varisque en Europe Centrale et Occidentale"*, Rennes.
- TEIXEIRA, C. (1942) - Reseña Científica sobre: Os Movimientos Hercínicos na Tectónica Portuguesa por Isabel Hervia.- *B.R.S.E.U.N.*, 6, 573-578.
- TEIXEIRA, C. (1943) - Notas sobre a Flora Westfaliana de Alguns Aflormaentos Carboníferos Arrededore do Porto, (por Isabel Hervia).- *B.R.S. U.N.*, 41, pp.261.
- TEIXEIRA, C. (1943) - Sur les Végétaux Flottés du Carbonifère du Sud du Portugal (par B. Memendez, com.critico.) - *B.R.S.U.N.*, 41, 262.

- TEIXEIRA, C. (1954) - El Cámbrico de Portugal.- Est.Geol.23-24, 10, 355-370.
- TEIXEIRA, C. (1958) - Sur la Géologie et la Pétrographie des Gneiss à Riebeckite et Aegyrine et des Syënites à Néphéline et Sodalite de Cevadais, près d'Oguela (Campo Maior), Portugal.- Con.Serv.Geol.Port., 42, 31-57.
- TEIXEIRA, C. y GONCALVES, F. (1967) - Novos Elementos acerca do Cámbrico do Alentejo.- Bol.da Acad.Sci.da Lisboa, 39, 161-163.
- TEIXEIRA, C. y TADEU, D. (1967) - Le Devonien du Portugal.- Int.Symp.Dev.Syst. Calgary, 189-199.
- TEIXEIRA, C. (1969) - Les Terrains ante-Ordoviciens Portugais.- Com.Serv.Geol. Port. 53, 157-165.
- TERRON, E. (1973) - Ciencia, Técnica y Humanismo.- Ed. El Espejo, 215pp, Madrid.
- TEX, E. Den y FLOOR, P. (1967) - A Blastomylonitic and Polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW Spain).- Etages Tectoniques, Neuchâtel 1966, A La Baconnière Ed., 169-178.
- TEX, E. Den y FLOOR, P. (1971) - A Synopsis of the Geology of Western Galicia.- Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, 1, 1-14.
- TIMOFEIEV, B. (1969) - Spheromorphides du Proterozoïque.- Ed. Nauka, Leningrad.
- TIMOFEIEV, B.; GERMAN, T.N. y MIKHAILOVA, N.S. (1976) - Microfossiles du Précambrien et de l'Ordovicien.- (Original, en Ruso).- Ed. Nauka, Leningrado.
- TUÑÓN DE LARA, M. (1976) - La España del Siglo XIX.- Ed. Laia, 2 Vol., 8ª Ed., 572 pp.
- UBANNEL, A.G. (1976) - Los Diques Aplíticos de Almorox-Navamarcuende (Sistema Central Español), en Relación con los "Décrochements" dextrales Tardihercínicos.- Com.Serv.Geoc.Brt. 40, III R.G.SW. P. Iber. Beja 1976, 53-69.
- VALLE, J. del (1.959) - Sobre la Posible Existencia de una Importante Falla en el SO de la Península.- N. y C., I.G.M.E., 56, 103-108.
- VAUCHEZ, A. (1974) - Etude Tectonique et Microtectonique d'un Secteur de la Chaîne Hercynienne Sud-Ibérique. Les Nappes et Plis Couchés de la Région de Frégenac.- Thèse 3ème.Cycle, Montpellier, 92 pp.

- VAUCHEZ, A. (1976) Les Structures Hercyniennes dans la Région de Frégenal-Oliva de la Frontera (Badajoz, Espagne). Un Exemple de Tectoniques Tangeantielles Superposées. Com.Serv.Geol.Port. 40, III R.Geol. Sw.P.Iber.Beja 1975, 261-267.
- VAZQUEZ, F. (1967a) - Contribución al Estudio del Cambriano de Cala (Huelva).- N. y C., n. 97 y 98. I.G.M.E., 119-129.
- VAZQUEZ, F. (1967 b) - Ideas Directrices Geológico-Tectónicas de la Hoja 918, Santa Olalla del Cala.- N. y C. n. 97 y 98; I.G.M.E., 113-119.
- VAZQUEZ, F. (1967 c) - Nuevas Areas Devonianas en la Zona Occidental de Sierra Morena.- N. y C., 97 y 98; I.G.M.E., 107-113.
- VAZQUEZ, F. (1968) - Contribución al Estudio de los Yacimientos de Hierro del Suroeste de España.- Bol.Geol. y Min. España., 39-4, 19-39.
- VAZQUEZ, F. y FERNANDEZ POMPA F. (1976) - Contribución al Conocimiento Geológico del SW de España en relación con la Prospección de Depósitos de Magnetitas.- Mem. I.G.M.E., 89, 120 pp.
- VEGAS, R. (1968) - Sobre la Existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura.- Est.Geol. 24, 85-89.
- VEGAS, R. (1970) - Formaciones Precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las Series Anterodovílicas de Almadén, Don Benito y Cáceres.- Est.Geol. , 225-231.
- VEGAS, R. (1971a) - Geología de la Región Comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del N. de la Provincia de Cáceres (Extremadura Española).- B.G. y M.E., 82-3-4, 351-358.
- VEGAS, R. (1971b) - Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El Problema de la Existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuña y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz.- Est.Geol. 27, 419-425.
- VEGAS, R. (1974) - Las Fallas de Desgarre del SO de la Península Ibérica.- Bol.Geol. y Min., 85-2, 153-156.
- VEGAS, R. (1974) - Repartición de las Series Anteorovílicas del SO de España.- Bol. Geol y Min., 85-2, 157-170.
- VEGAS, R. y MORENO, F. (1976) - Geological Setting of the Montes de Toledo Region.- Iberian Pen. Meeting, Excursion B, First Day.

- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1976) - El Contacto entre las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una Nueva Interpretación.- Com.Serv.Geol.Port., 40. III R.Geol.SW P.Iber. Beja 1975, 31-53.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977) - Significado del Complejo esquistograuváquico en relación con otras Series "pre-arenig" de España Central.- Studia Geol. 12, 207-215. Salamanca.
- VERNEUIL, E. de (1850) - Apuntes sobre algunos Fósiles de la Sierra Morena.- Rev.Min. 1, 95.
- VERNEUIL, E. de (1850) - Noticia sobre la Estructura Geológica de España, y Mapa Geológico de la Península.- Rep.20th.Meet.Brit.Assoc., at Edinburgh.
- VERNEUIL, E. de (1853) - Notice sur la Structure Géologique de l'Espagne.- Ann.Inst.Provinces., 14 pp. Caen.
- VERNEUIL, E. de (1864) - Noticia Acerca de la Carta Geológica de España.- (Ref. Ricardo Ruiz).- R.P.C., 14, 538.
- VERNEUIL, E. de y BARRANDE, J. (1855) - Description des Fossiles Trouvés dans les Terrains Silurien et Dévonien d'Almaden. D'une Partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède.- Bull.Soc.Geol. France, 12, 964-1025, Paris.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1853) - Nota con Motivo de dos Cortes Geológicas generales hechos al través de España del Norte al Sur, y del Este al Oeste.- Rev.Min. 4, 212-215.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1853) - Aspecto General de España.- R.P.C. 3, 129.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1853) - Coup d'oeil sur la Cosntitution Géologique de Plusieurs Provinces de l'Espagne.- Bull.Soc.Géol.France 2, S.10, 107.
- VERNEUIL, E.; COLLOMB, E. y LORIERE, I. (1854) - Nota Sobre los Progresos de la Geología en España durante el Año de 1854.- Anuario del Instituto de Provincias.
- VERNEUIL, E.de; COLLOMB, E. y LORIERE, J. (1858) - Carte Géologique d'une Partie d'Espagne, à 1:1.250.000, mitad W Península.

- VERNEUIL, E. de y COLLOMB, E. (1864) - Carte Géologique de l'Espagne et du Portugal.- 1:500.000.- 2 ed. en 1868.- Lit.Hagart Haugé, Paris.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1864) - Carte Géologique de l'Espagne et du Portugal.- 1:2.000.000.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1868) - Carte Géologique d'Espagne. Paris.
- VERNEUIL, E.de y COLLOMB, E. (1869) - Explication sommaire de la Carte Géologique de l'Espagne.- Paris.
- VIDAL BOX, C. (1937) - Ensayo sobre la Interpretación Morfológica y Tectónica de la Cordillera Central en el Segmento Comprendido en la Provincia de Avila.- B.R.S.E.H.N., 37, 79-106.
- VIDAL, M.y LOZACH, Y. (1976) - Etude Géologique de la Terminaison Occidentale de la Vallée de l'Alcudia (province de Badajoz, Espagne).- Thèse 33m. Cycle, Orsay, 173 pp.
- VIDAL, M. y LOZAC'H, Y. (1977) - Mise en Evidence d'un Dôme Telermique dans la Terminaison Occidentale de la Vallée de l'Alcudia (région Ouest d'Almaden, Sierra Morena, Espagne).- C.R. Ac.Sc. Paris, 284, n.15, S.D., 1377-1381.
- VOGEL, D.E. (1966) - Las Rocas Catazonales de la Región de Cabo Ortegal.- Leidse.Geol.Heded., 36, 243-254.
- VOGEL, D.E. (1967) - Petrology of an Eclogite and Pyrigarnite Bearing Poly-metamorphic Rock, Complex at Cabo Ortegal, NW Spain.- Leidse Geol. Med., 40, 121-213.
- WAARD, D. de (1950) - Palingenetic Structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama.- Bull.Com.Geol.Finlande, 150, 23. Helsinki.
- WAARD, D. de (1953) - Estructuras Palingenéticas en los Gneiss de la Sierra de Guadarrama.- Trad. S.Miguel Arribas.- P.E G.E./C.S.I.C., 7,3. 265-287.
- WAGNER, R. y MARTINEZ-GARCIA, E. (1974) - The Relation between Geosynclinal Folding Phases and Foreland Movements in Northwest Spain.- Studia Geol. 7, 131-158.
- WALCOTT, CH.D. (1891) - Correlation Papers Cambrian.- Bull.U.S.Geol.Surv. 81, Washington.
- WALTER, R. (1977) -Zwei Geologische Traversen Durch die Südliche Iberische Meseta, Spanien.- Münster, Forsen., Geol.Paläont, 42, 555, 1Abb 14 kt.

- WASHINGTON, H.S. (1927) - Granitos de España Central.- C. y R.C. de la R.S.E.H.N. 2, 183-189.
- WEISFLOG, J.D. (1963) - Stratigraphie des Untercarbons in der Mulde von Bélmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien).- Tesis Heidelberg.
- WEGGEN, K. (1956) - Stratigraphie und Tektonik der Südlichen Montes de Toledo.- Un.Diss.Math.Natur., Fak.Univ.Münster, 1065.
- WHEELER, H.E. (1958) - Le Rôle des Concepts Stratigraphiques dans le Problème de la Frontière Cambrien-Précambrien.- Coll.Int.C.N.R.S. Sc.76, Les Relations entre Précambrien et Cambrien. Paris, 15-24.
- WILKOMM, M. (1855) - Bosquejo Orográfico de la Península Ibérica.- Trad. Alvarez Linera, A. - B.M.F., 14.
- YAGÜE, A. y SANCHEZ CELA, V. (1972) - Origen de las Rocas Básicas de los Alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz).- Bol.R.Soc. Española Hist. Nat. 70, 139-151.
- ZBYSZEWSKI, S. (1969).- Folha 46-A. Castro Verde. Noticia Explicativa.- C.Geol.Port. Serv.Geol. Port. 25 pp. Lisboa.
- ZUREN, A. van. (1969) - Structural Petrology of an Area near Santiago de Compostella (NW Spain).- Leidse Geol.Meded. Leiden, 45, 1-71.
- ZOUBEK, V.; FONTBOTE, J.M. y CONDE, L. (1976) - Correlation of the Precambrian of the Bohemian and Hesperian Massifs - Some Results and Problems.- I General Statements and Comparisons.- UNESCO-IUGS, 1 pp. Iberian Peninsula Meeting, Abstracts. I.G.C.P.
- ZOUBEK, V.; FONTBOTE, J.M. y CONDE, L. (1976) - Correlation of the Precambrian of the Bohemian and Hesperian Massifs - Some Results and Problems.- II Correlations of the Megastructural Units.- Iberian Peninsula Meeting-Abstracts. UNESCO-IUGS. 1pp.

2ª PARTE:

GEOLOGIA DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO

BADAJOS-CORDOBA.

2.1. INTRODUCCIÓN.

La fig. 1-2 permite observar una primera y evidente característica del área estudiada: la específica asimetría que presenta en la distribución de sus series. En efecto, como ya se ha mencionado anteriormente, el A.P.B.C. opone a su flanco septentrional, formado por materiales cuyas edades van desde el Ordovícico al Carbonífero, un flanco meridional en que las series paleozóicas comienzan desde el Georgiense Medio inferior y ascienden hasta el Carbonífero, con importantes lagunas en el Cámbrico Superior y posiblemente en el Ordovícico. Por tanto, puede afirmarse que la distribución de las series paleozóicas es asimétrica respecto al núcleo metamórfico del A.P.B.C. y, más en concreto, respecto a la línea tectónica de Azuaga.

Esta asimetría no es característica sólo de las series paleozóicas. Muy al contrario, la observación detenida del A.P.B.C. permite extender tal asimetría a las series Proterozóicas, y muy especialmente a las series del Proterozóico inferior y medio.

En efecto, mientras al NE de la falla de Azuaga predominan entre las series situadas en el núcleo los gneises cataclásticos y las anfibolitas, al Sur aparecen cuarcitas, metapelitas y anfibolitas y paragneises no comparables en abundancia al dominio septentrional. Mientras al NE de la falla de Azuaga abundan los ortogneises graníticos y sieníticos, hacia el SW sólo aparecen rocas graníticas más o menos deformadas, pero no afectadas por condiciones metamórficas de grado medio.

Todo ello nos conduce a proponer la descripción de los materiales aflorantes en partes separadas que corresponden, respectivamente, a los aflorantes al NE y SW de la falla de Azuaga.

De este modo, definiremos los Dominios Septentrional ó de Valencia de

las Torres-Azuaga y Meridional, o de Usagre-Llerena, y al estudiarlos separadamente podremos comprobar las características geológicas que las diferencian y las implicaciones tectónicas de tales hechos.

2.2.- METODOLOGIA.

En toda investigación geológica cabe distinguir, en primera instancia, por una parte entre datos obtenidos de la observación de las rocas: texturas y minerales que las componen, junto a la descripción de las estructuras sedimentarias y tectónicas que presentan y, por otra parte, las interpretaciones petrogenéticas, estructurales y geotectónicas que se deducen como hipótesis de trabajo.

No cabe duda de que una sistematización de esta naturaleza lleva en sí frecuentes ambigüedades y contradicciones. Las clasificaciones de las rocas, por ejemplo, se hacen unas veces con criterios descriptivos y otras con criterios genéticos; la propia clasificación de las estructuras exige a veces criterios interpretativos que son difícilmente evitables. De este modo, la sola descripción empírica de datos objetivos se hace prácticamente imposible.

Aún admitiendo estas limitaciones, el intento de presentar por separado la descripción de los materiales: minerales, y fábrica que presentan por una parte, y la interpretación de estos datos por otra, presenta un interés indudable, incluso desde un punto de vista práctico.

De esta forma se pretende facilitar al lector interesado un conocimiento más directo de la región, permitiéndole acceder de manera claramente diferenciada, por un lado a la descripción de la región y, por otro lado, a las opiniones del autor sobre ella. El intento es, en consecuencia, más bien el de facilitar la lectura y el ejercicio de la crítica, especialmente a los investigadores interesados en la región.

En cuanto al método usado para el estudio de las muestras, la figura 2-1 explica la forma elegida y la situación de los toponímicos que dan nombre a los diversos grupos, formaciones, tramos y series definidos.

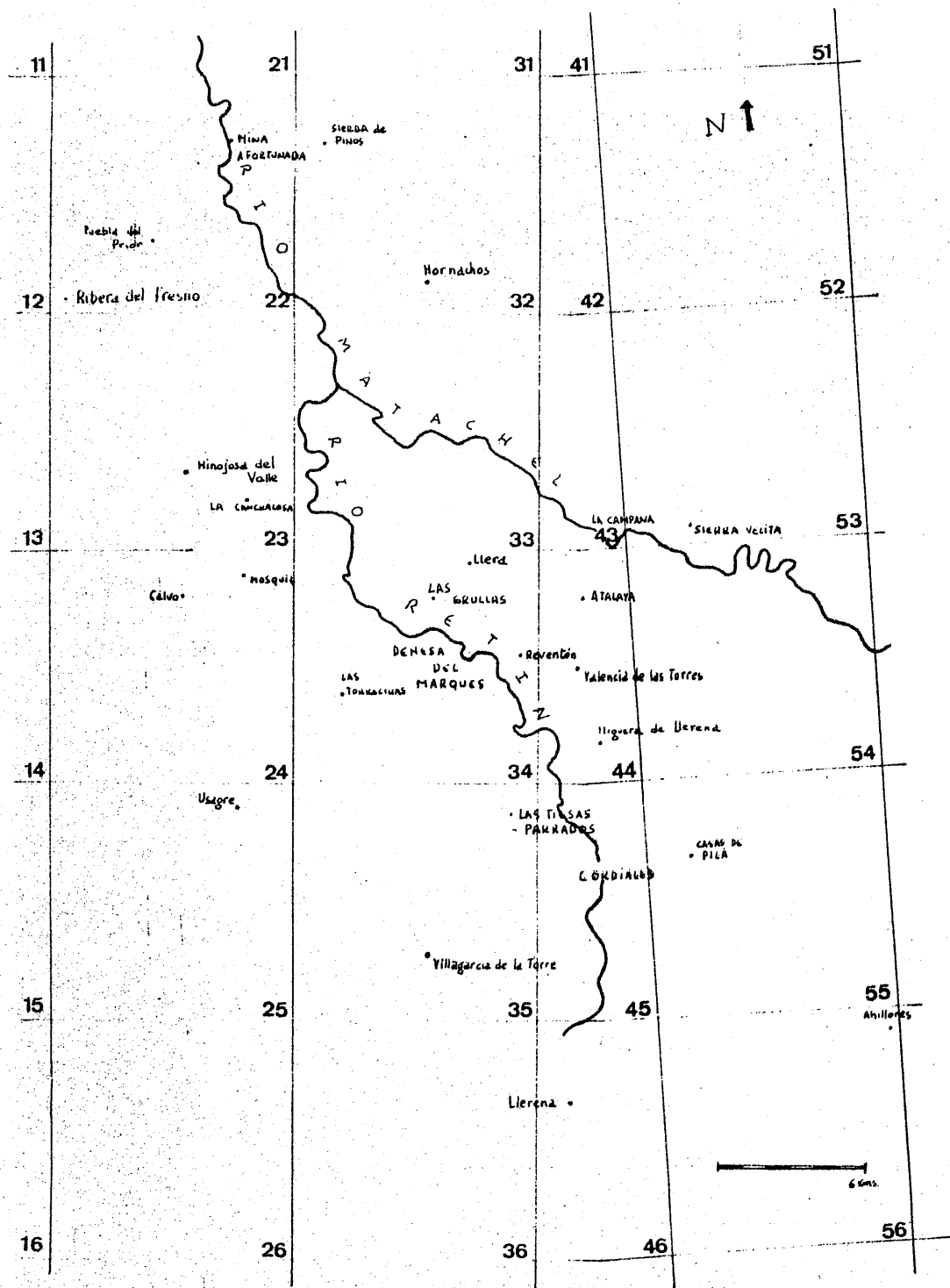


Fig. 2-1. Distribución de cuadrículas según las coordenadas Lambert. Se indican los topónimos escogidos para denominar las diferentes unidades geológicas que se definen en este trabajo. El número de cada cuadrícula permite conocer la situación de la muestra dentro de esta región. Así la muestra número 35180 sería la muestra 18 de la cuadrícula 35. La muestra 35181 sería la muestra 1 del punto 18 de la cuadrícula 35 y se supone, entonces, que podría haber también una muestra 35182, otra 35183, etc.

2.3.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES.

2.3.1.- DOMINIO MERIDIONAL O DE USAGRE-LLERENA.

Se define como tal la mitad meridional del A.P.B.C., limitada al NE por la línea tectónica de Azuaga y al SW por el sinclinorio Zafra-Alanis, cuyo flanco septentrional se inicia con la banda georgiense calizodolomítica que discurre entre Zafra, Usagre, Llerena, Guadalcanal y Alanis (Figs. 1-2 y 2-2).

2.3.1.1.- BREVE DESCRIPCION DE LA CARTOGRAFIA.

El borde meridional de este Dominio lo constituye el contacto entre la serie carbonatada georgiense y las formaciones proterozóicas infrayacentes. Este contacto presenta particularidades dignas de mención. En el sector de Usagre la S_0 aparece vertical o fuertemente buzante al SW (fig. 2-3), mientras que la S_s más aparente se dispone horizontal y consiste, en realidad, en una interferencia entre dos S_s (S_n y S_{n+1}) que forman entre sí un pequeño ángulo. Hacia el SE se produce el tránsito lateral entre las formaciones de Usagre y Torrecillas, mientras la S_s (S_n) pasa a buzarse fuertemente al NE.

El límite septentrional lo constituye la línea tectónica de Azuaga, que en directriz N 160-140-120 recorre la larga distancia existente entre el S de Coimbra (Portugal) y el SE de Azuaga, hacia Córdoba. Este dominio presenta dos áreas bien definidas en las transversales de Usagre y Llerena. El área septentrional, que corresponde al Valle del río Retín, está delimitado entre las fallas de Azuaga al NE y de Malcocinado al SW. El área meridional corresponde, a su vez, a los ondulados secanales de las Torrecillas, un área en la que los afloramientos son escasísimos y yacen bajo la cubierta reciente que, hacia el W, se extiende por la Tierra de Barros.

Entre ambas áreas se indican el pequeño plutón de Ahillones y los stock

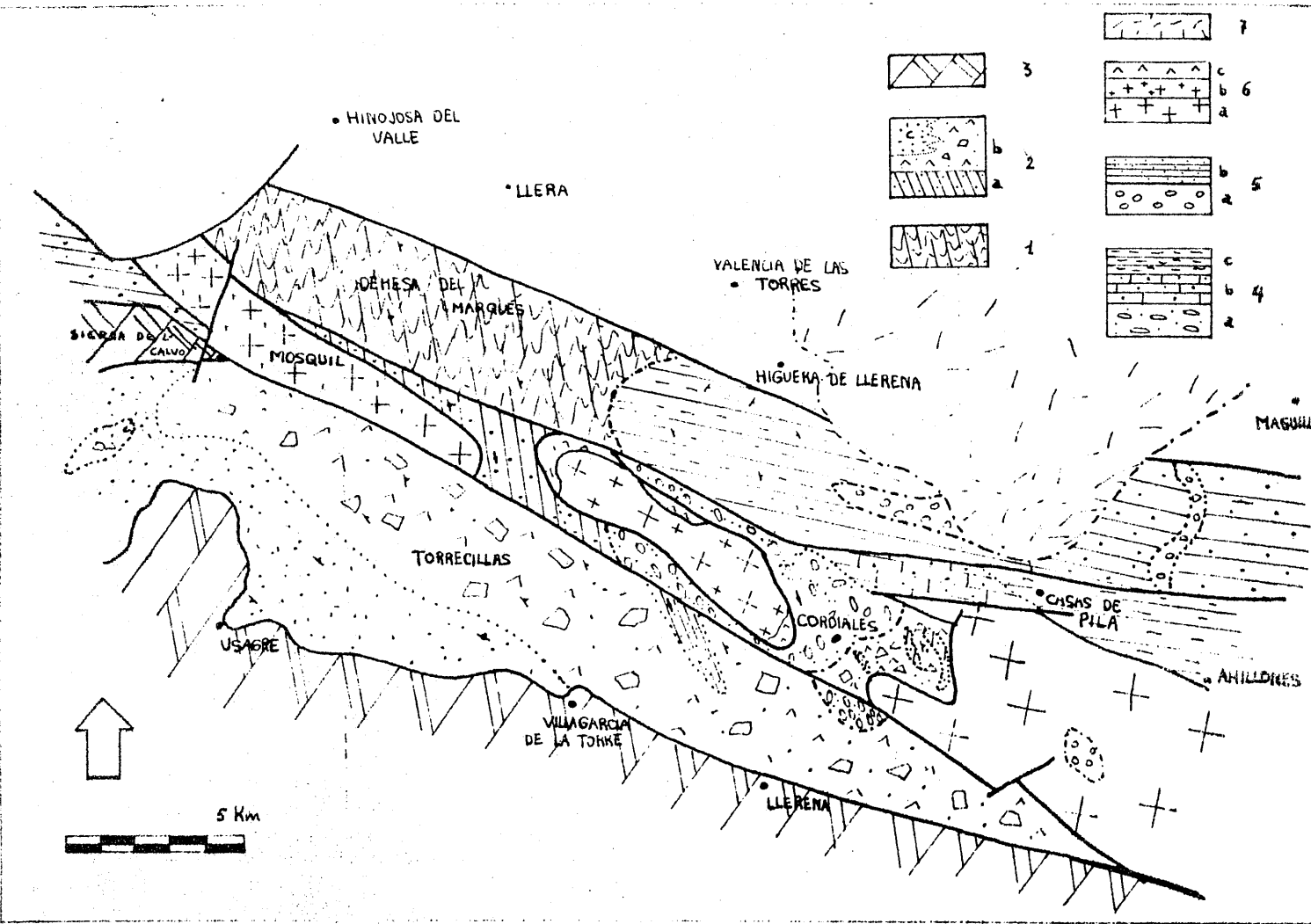


Fig. 1-2. Esquema geológico del Dominio Meridional.

Está delimitado al NE por la falla de Azuaga. No se han representado en toda su extensión los materiales que constituyen la cubierta postorogénica reciente que en realidad, si se incluyen los suelos de cultivo, cubren la mayor parte del área y solo dejan afloramientos dispersos sobre los cuales se ha reconstruido la geología de esta región. Este esquema, así como la cartografía geológica general que se incluye en la contraportada, tienen mucho de interpretación a escala megascópica.

LEYENDA: 1. Formación de la Dohesa del Marqués. 2. a) Tramo de esquistos, lilitas y cuarcitas negras de Mosquil. b) Tramo de espiñitas, brechas, tobas y esquistos de Llerena. Ambos tramos integran la Formación de Torrecillas. c) Formación de Usagre; arcosos y vulcanitas ácidas, conglomerados y cuarcitas. Ambas Formaciones integran el Grupo de Villagarcía de la Torre. 3. Calizas, dolomías, margas y calcoesquistos del Georgiense inferior. 4. Serie de Casas de Pila. a) Conglomerados de Cordiales. b) Calizas oolíticas con crinoides, dolomías y lutitas. c) Esquistos y cuarcitas del Río Retín. 5. Conglomerados, pizarras violáceas y rocas volcánicas del Carbonífero medio a superior. 6. Rocas graníticas: a) cuarzo-dioritas, b) granodioritas c) diabasas. 7. Cubierta derrubial reciente.

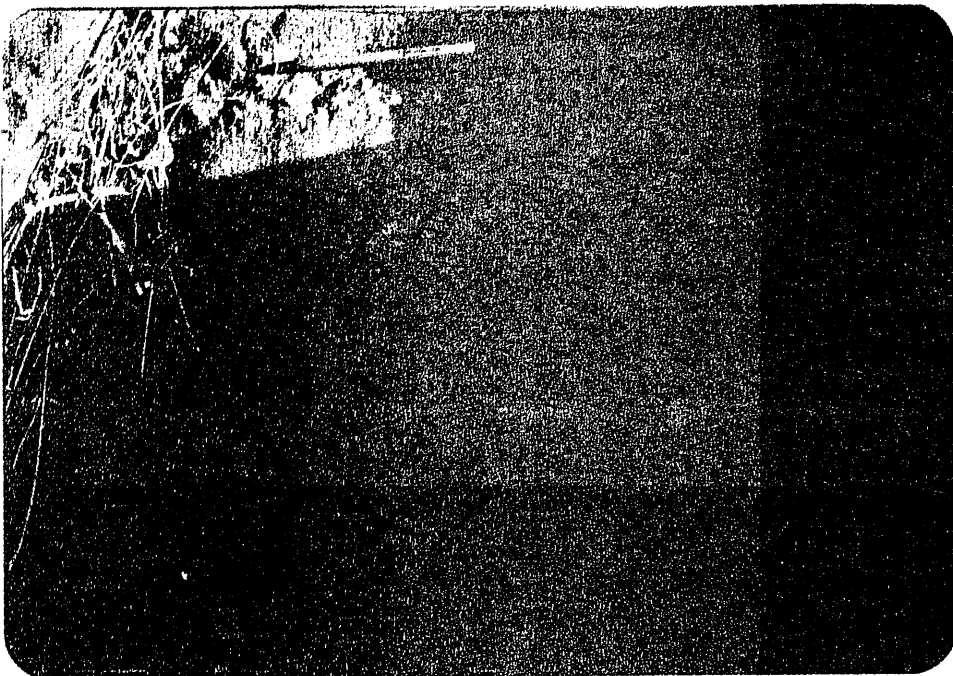
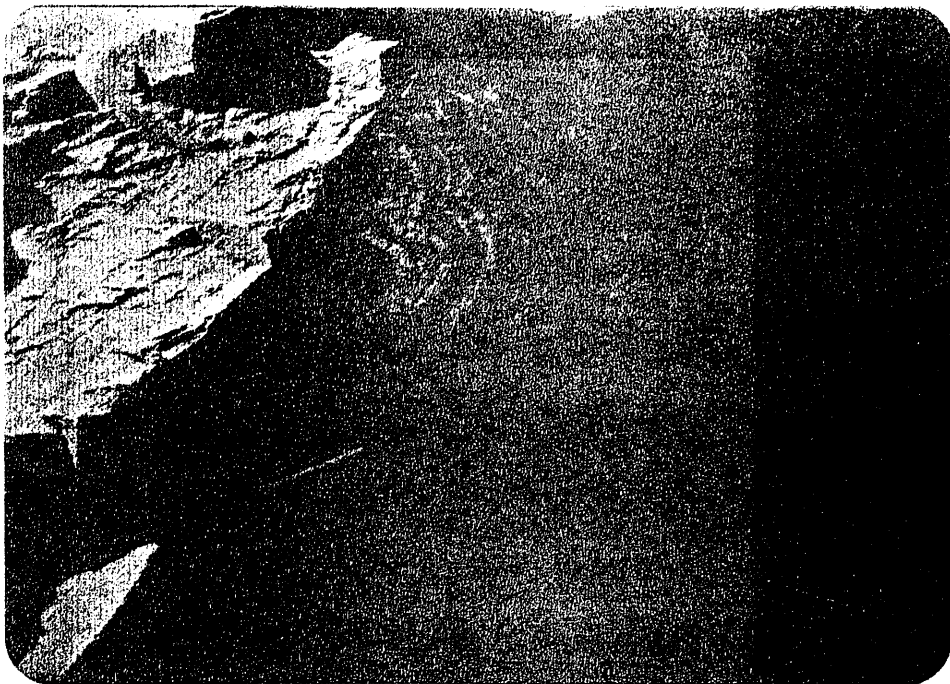


Fig.2-3 a. Aspecto de la intersección de diversas superficies S con diaclasas en la formación de Usagre. Se distingue una laminación fina marcada por lechos claros y oscuros plegada y atravesada por dos juegos de esquistosidad subhorizontal. Se trata de la interferencia entre la estratificación original, una esquistosidad de plano axial y otra de fractura subparalela e igualmente subhorizontal. Hay que señalar que no es frecuente la distinción de la S_0 en esta serie metamorfizada.

granodioríticos del Mosquil y Parrados, afectados por la falla de Malcocinado a lo largo de la cuál se alinean. Esta zona central longitudinal del Dominio meridional presenta afloramientos paleozóicos desde el Cámbrico al Carbonífero, mal representados sobre el terreno dada la dificultad de las observaciones, aunque su delimitación pueda, en conjunto, obtenerse.

La fig. 2-4- presenta la situación de las muestras de este Dominio, cuyo estudio al microscopio se resume en capítulos posteriores.

2.3.1.2.- LAS SERIES PALEOZOICAS.

Además de los afloramientos correspondientes al sinclinorio Zafra-Alanis, cuyo borde septentrional limita al SW al área estudiada, se han diferenciado varias manchas de materiales paleozóicos. Estas se sitúan en pleno Dominio meridional, en el centro del mismo o en su área septentrional. Se distinguen los siguientes materiales: (fig. 2-2):

1º - Carbonífero.-- Aflora bien en una estrecha banda entre el S de Villafranca de los Barros y el SW de LLera, en el extremo septentrional del Dominio, o bien como prolongación de la cuenca de Berlanga al S de Maguilla e Higuera de LLerena.

2º - Cámbrico Inferior.-- Forma algunos lomos calizo-dolomíticos al N de Usagre, en la Sierra de Calvo. Va acompañado de niveles margosos en el techo.

3º - De edad indeterminada, aunque seguramente del Paleozóico medio o Superior, aparece la serie de Casas de Pila, compuesta por calizo-dolomías, conglomerados y lutitas.

En general, estos materiales no se han estudiado a fondo en razón de que su naturaleza está suficientemente conocida a nivel regional y no se observan variaciones que justifiquen ese interés. Sólo en el caso de la

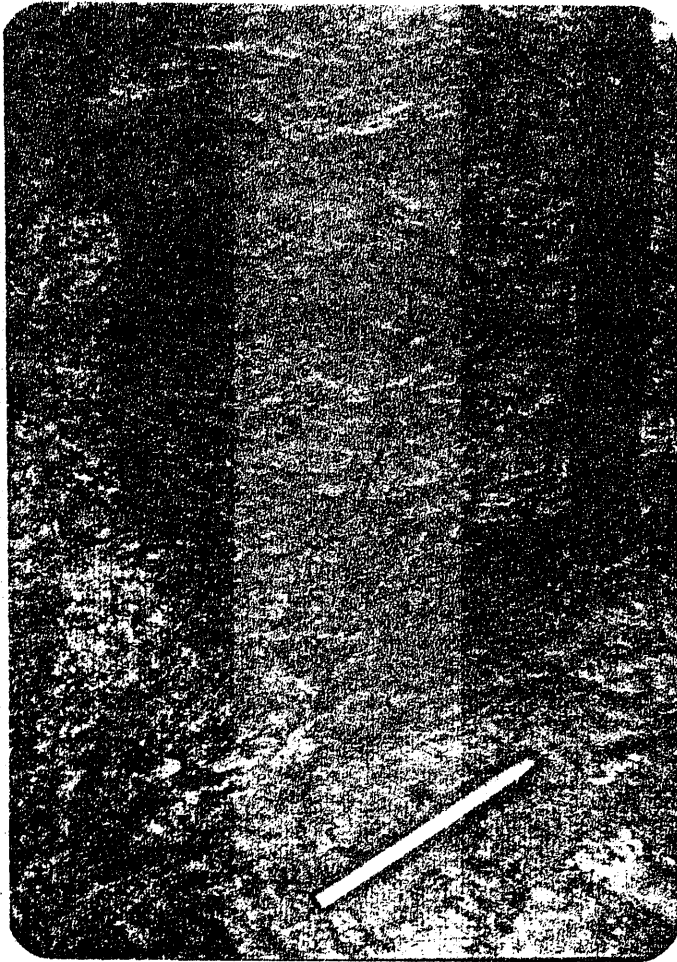


Fig.2-3 b. Interferencia entre la S_0 y dos esquistosidades subhorizontales y subparalelas . La S_0 queda señalada por finas láminas ricas en materia orgánica mientras las esquistosidades se disponen casi perpendicularmente. A la izquierda molde de una perforación artificial.

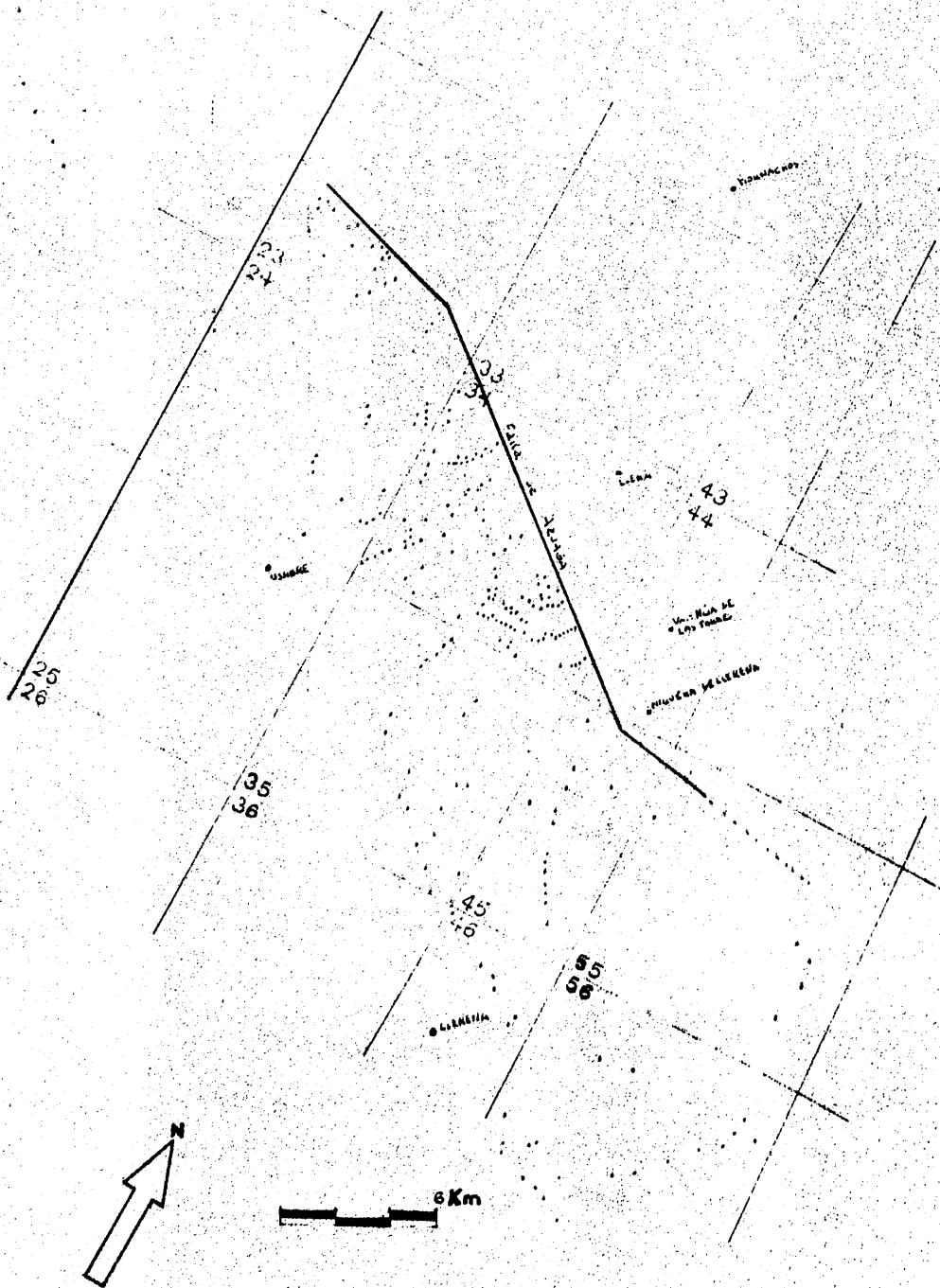


Fig. 2 - 4. Distribución de las muestras del Dominio Meridional. La densidad de los muestreos guarda relación con la abundancia de afloramientos de cada sector.

serie de Casas de Pila se muestreó la formación calizodolomítica, tratando de localizar restos fósiles o de observar criterios petrológicos que dieran orientación sobre su edad o posición estratigráfica aproximada.

2.3.1.2.1.- LA SERIE CARBONIFERA.

Es característica y fácilmente reconocible, por litologías tales como pizarras violáceas y rojizas, conglomerados poligénicos gruesos y rocas básicas intercaladas. Con esta naturaleza aflora en una estrecha banda que se prolonga desde el W de Hinojosa del Valle hasta el S de esta localidad.

En las carreteras Ribera del Fresno-Los Santos de Maimona y de Hinojosa del Valle-Los Santos de Maimona, la secuencia presenta la siguiente distribución: (Fig. 2-5)

<u>Contacto mecánico:</u>	Pizarras violáceas, rojizas y negras rocas básicas intercaladas	Potencia: 100 a 200 mts.
	Conglomerados poligénicos y rocas básicas intercaladas.	Potencia: 20 a 60 mts.

Contacto mecánico.

Los afloramientos continuos son escasos. La banda delimitada en la Cartografía reúne una serie de afloramientos de pequeña extensión y el área en que la coloración del suelo y la presencia de cantos de los conglomerados sugiere la existencia de esta serie en el subsuelo.

Los conglomerados contienen cantos redondeados de tamaño inferior a 30 cms. entre los que predominan las areniscas rojizas, posiblemente del Devónico. También incluyen cantos de cuarcitas metamórficas y rocas ígneas ácidas muy alteradas.

En el sector de Higuera de Llerena-Casas de Pila afloran también materiales semejantes. El puente de las carreteras de Higuera de Llerena y Casas de Pila a Maguilla y Berlanga, sobre el cauce del Aº Conejo, permite observar en el cauce conglomerados violáceos gruesos. La secuencia en este sector es similar a la anterior, aunque con potencias mayores y abundancia de rocas volcánicas ácidas y básicas.



Pizarras violáceas,rojizas y negras.
 Rocas básicas intercaladas.
 Potencia : 100 a 200 mts.

Conglomerados porfíricos y Rocas
 volcánicas básicas intercaladas.
 Potencia : 20 a 60 mts.

Fig. 2-5. Esquema estratigráfico de la secuencia carbonífera al SW de Hinojosa del Valle.

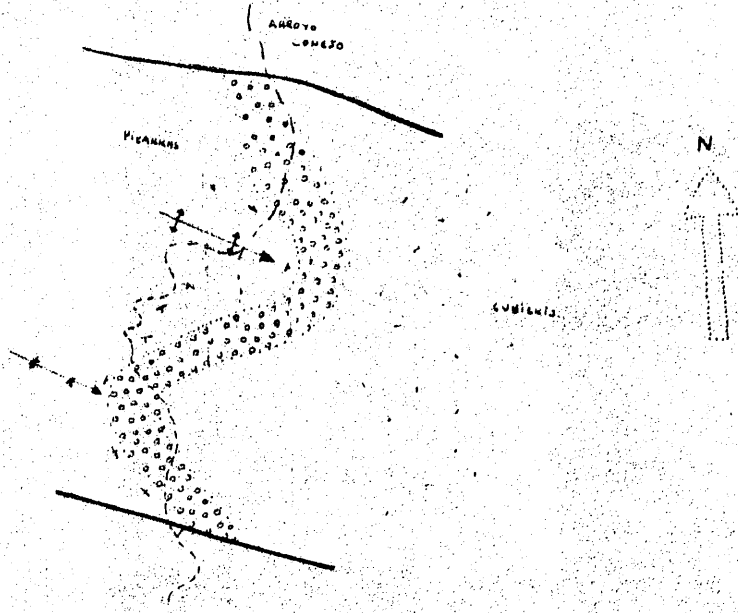


Fig. 2-6. Disposición estructural del conglomerado carbonífero de Arroyo Conejo, al W de Maguilla.



Fig. 2-6. Aspecto de los conglomeratos carboníferos del Arroyo de la Llave.

Hacia el Sur, el Aº Conejo permite seguir la secuencia y su disposición estructural (fig. 2-6). Un potente nivel de conglomerados poligénicos sirve de referencia en una estructura suavemente plegada con directrices N 110 limitada a NE y SW, por fallas N 140.

La edad de la cuenca de Berlanga es, como se indicó en la introducción (1ª parte), Namuriense- Westfaliense.

Cuencas más reducidas se sitúan en Guadalcanal y Fuente del Arco, en el extremo SW del área estudiada. Según BROUTIN (1.974) serían de edad comprendida entre el Estefaniense y el Autuniense. Se componen de conglomerados poligénicos y pizarras oscuras con niveles carbonosos ricos en flora fósil.

2.3.1.2.2. LA SERIE DE CASAS DE PILA.

La Serie de Casas de Pila se define como un conjunto de materiales de edad indeterminada, pero atribuible probablemente al Paleozóico Superior, que aflora inmediatamente al S de Higuera de Llerena.

Incluye tres tramos claramente diferenciados y cuyas edades deben ser sensiblemente diferentes. Estos tramos se definen de la siguiente forma, de muro a techo:

a).- Conglomerados de Cordiales.- Tramo de conglomerados poligénicos gruesos de matriz grauwáquica y/o espilitica, (fig.2-7). Están muy deformados y estirados. Afloran al NE de la alineación de cuarcitas de Mosquil (F. Torrecillas), y del cuerpo granodiorítico de Mosquil, y contacta mecánicamente con el borde Sur del cuerpo granodiorítico de Las Tiesas-Parrados. Se sitúa en la base del tramo de Calizas y dolomías del Arroyo de la LLave. Sus relaciones estratigráficas no están claras, y es posible que, en realidad, formen parte de la serie vulcanoclástica de las Torrecillas.

b).- Calizas y Dolomías del Arroyo de la LLave.- Tramo de calizas y dolomías grisáceas y ocreas, micríticas, oolíticas, con tallos de crinoides de



Fig. 2-7. Aspecto de los conglomerados de Cordiales. Los cantos están aplastados según una esquistosidad de directriz próxima a NS. La cabeza del martillo señala al N.

bilmente deformados, que aflora en una alineación de directriz n 130, que se extiende cerca de seis kilómetros hacia el SE. Hacia el techo de éste y en el cauce del Arroyo de la LLave afloran bancos gruesos de lutitas.

c).- Tramo del Río Retín.- Se compone de pizarras y areniscas fuertemente replegadas, con desarrollo de esquistosidad de plano axial.

La carretera de Llerena a Castuera atraviesa, junto a la cortijada de Casas de Pila, el tramo del Arroyo de la LLave, compuesto de rocas carbonatadas rojizo-grisáceas, de aspecto diferente a los mármoles calizo-dolomíticos del Georgiense inferior que aparecen más al Sur. Las diferencias fundamentales que destacan al primer golpe de vista en las rocas carbonatadas del Arroyo de la LLave respecto a los mármoles del Georgiense Superior se refieren al tamaño de grano, mucho más fino, ausencia de laminación metamórfica y aspecto ferruginoso.

Con estos datos la hipótesis de trabajo inmediata es suponer una edad Devónica o Culm a tales calizo-dolomías, y deshechar su correlación con la serie Cámbrica, como otros autores han propuesto (Hoja 67-68. Síntesis Cartográfica existente, 1:200.000 I.G.M.E.)

Sin embargo, un recorrido por el afloramiento no permite, después de un exhaustivo chequeo, localizar criterios que diriman esta cuestión.

Al microscopio, las muestras de estas rocas calcáreas presentan las siguientes características: (Tabla II-1)

La fig. 2-8 expresa la disposición estructural de la serie, y textura y composición de las muestras estudiadas.

La columna de la fig. 2-9 presenta, a su vez, la disposición estratigráfica.

Las lutitas del techo afloran exclusivamente en el lecho del Arroyo de la LLave, donde su fuerte buzamiento no permite estudiar la superficie de estratificación.

Un bloque arrancado en terrenos de cultivo inmediatos, mostró pistas de tipo

SIGLA	CLASIFICACION	TEXTURA	MEDIO DE DEPOSITO
CCCP- 1	Dolomia (Calcarenita)	cristales dolomíticos redondeados por corrosión en matriz de grano fino y silicificada. Granos silíceos detríticos y micas en pajillas reorientadas tectónicamente.	Barras de marea ? : presenta ARTEJOS de CRINOIDES y restos de laminaciones.
CCCP- 2	Dolomia	grano fino; evidencias de dos procesos de dolomitización; texturas originales borradas; cristales de dolomita de 2ª generación silicificados. (0.1 mm).	?
CCCP- 3	Caliza oolítica dolomitizada.	facies oolítica dolomitizada selectivamente; granos de cuarzo muy finos entre oolitos; oolitos fibroso radiados con zonas de disolución por presión. Dolomitización tardía. Tamaño medio entre 0.3 y 1 mm.	Muy somero: barras, canales de marea ó playas. Ambiente muy energético.

Tabla II-1. Descripción de rocas calcáreas de la serie de Casas de Pila.

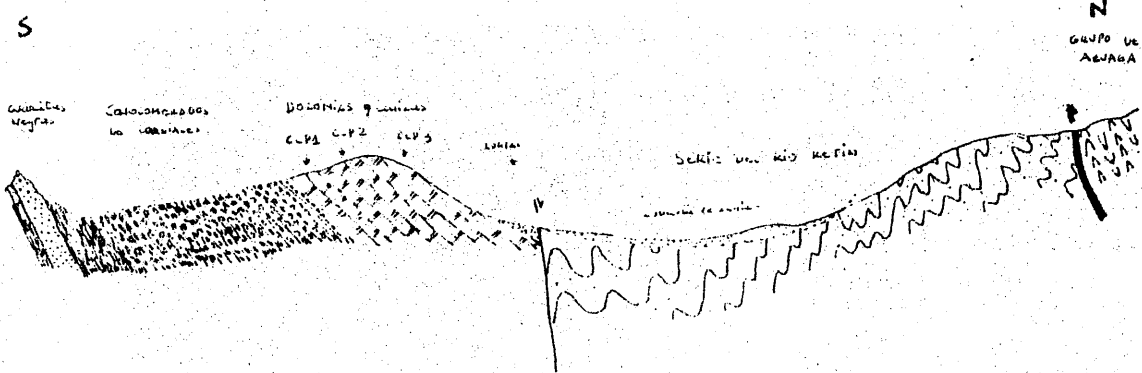
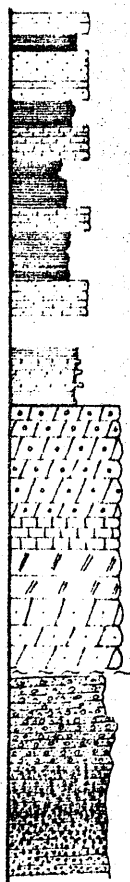


Fig. 2-8. Disposición estructural de la Serie de Casas de Pita entre el Dominio Septentrional, Grupo de Azuaga al N, y la Formación de las Torrecillas, cuarcitas negras al S.



TRAMO de Arenas y gravas de las lías. p. 20 mt.	Fajas de dolomías y calizas.
TRAMO de lías en relación con la base p. 10 mt.	Dolomías.
TRAMO de calizas y dolomías.	Dolomías y calizas.
TRAMO de calizas y dolomías.	Calizas, dolomías, calizas y dolomías.
Dolomías de grano fino.	Dolomías de grano fino.
Calizas y dolomías con lías.	Dolomías de grano fino y lías.
Dolomías de grano fino.	

Fig. 2-9. Esquema de columna estratigráfica de la Serie de Casas de Pita.

Cruziana s.p. (fig. 2-10).

Los conglomerados de la base no presentan similitud tectónica con la serie. Están fuertemente deformados y estirados según una S N 160/60-70 N. Esto contrasta con el aspecto poco deformado de los materiales que constituyen el tramo de Calizas, dolomías y lutitas del Arroyo de la LLave, que conserva, como se ha visto, restos de pistas en buen estado, (fig. 2-10).

Por esta razón, consideramos que la secuencia conglomerática sea equivalente a las brechas espilíticas que afloran cerca de LLerena, en la formación Torrecillas. En común con estos materiales presentan la abundante matriz volcánica espilítica que definen a estos conglomerados.

En cualquier caso, hay que dejar abierta la posibilidad de que el paquete de conglomerados constituya la base de la serie de Casas de Pila. A favor de esta segunda hipótesis está el hecho de que incluya algún canto de cuarcitas negras y abundantes fragmentos redondeados de granodiorita con hornblenda que recuerda al cercano plutón de Ahillones.

La edad de la serie de Casas de Pila es una incógnita de gran interés. El hallazgo de Cartejos de crinoides en las calizas dolomíticas, y la presencia de pistas de Cruziana en las lutitas del techo, apunta hacia una edad ordovícica para esta serie. Como es sabido, los crinoides aparecen a partir del Silúrico Superior, mientras que las pistas de cruziana son especialmente abundantes en el Ordovícico inferior. Esto supondría, con todas las reservas que exige la ausencia de datos paleontológicos más precisos, admitir una edad probablemente Ordovícica para esta serie, y, desde luego, rechazar la atribución al Cámbrico.

Se puede considerar otra posible interpretación de la posición de la secuencia rítmica denominada Tramo del río Retín. Esta secuencia se compone de una alternancia rítmica de areniscas y pizarras arcillosas fuertemente replegadas. Están separadas de las calizo-dolomías de Casas de Pila por una falla normal y recubiertas por un conjunto de conglomerados poligénicos gruesos, pizarras carbonosas y vulcanitas básicas, similares al Westfaliense-Namuriense de Berlanga.

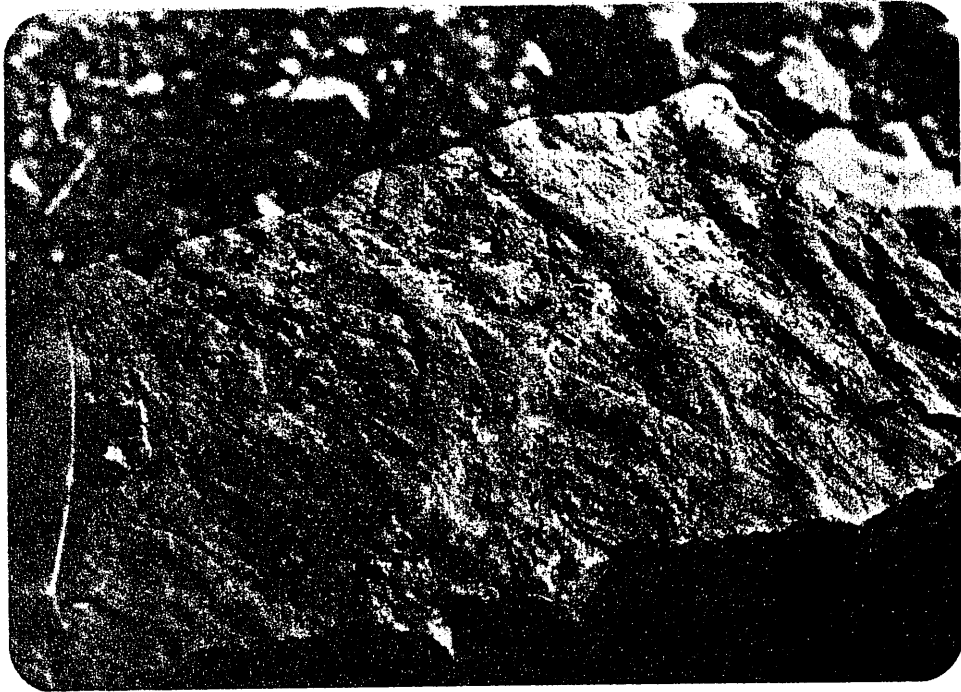


Fig. 2-10. Restos de Cruziana s.p. en las lutitas del Tramo de Casas de Pila.

En ningún punto se puede observar un contacto normal con las calizas y dolomías de Casas de Pila, y hacia el NW yacen aparentemente discordantes sobre la formación de Dehesa del Marqués. Este contacto no es visible directamente, pero se deduce tanto por el notable salto de metamorfismo entre las metapelitas con biotita, granate, estauroлита y andalucita de la formación Dehesa del Marqués y las areniscas de la serie del Retín, como por el contraste de las respectivas estructuras.

Esta serie rítmica presenta una estructuración relativamente compleja, con desarrollo de una esquistosidad de plano axial, que, en las pizarras, oblitera las superficies de estratificación (fig. 2-11).

Presenta pliegues de magnitudes métricas a kilométricas, vergentes al W y cuyos ejes se encuentran deformados, probablemente debido a la actuación de las fallas que delimitan la serie al NE y SW. Estos pliegues son cilíndricos en los niveles de areniscas y desarrollan una esquistosidad de plano axial en los niveles de pizarras negras.

En cuanto al grado de metamorfismo, se han observado microblastos de albita en la matriz areniscosa indeformada. Los blastos crecen a modo de pequeñas manchas de aceite. En cuanto a las pizarras, no se ha apreciado más que una reorientación de mica blanca en torno a la esquistosidad de plano axial. Este tramo no ha podido ser datado.

Al encontrarse directamente bajo los conglomerados del Carbonífero medio a superior de Casas de Pila, continuación occidental de la cuenca de Berlanga, puede ser posible atribuirles al Visense inferior (fig. 2-2).

Por otro lado, la presencia de la serie de Casas de Pila, atribuible al Paleozóico medio a superior, o bien incluso al Carbonífero inferior, podría plantear la necesidad de considerar el conjunto de la serie Casas de Pila (formado por los conglomerados de Cordiales, calizo-dolomías y lutitas de Arroyo de la Llave, y tramo del río Retín) como de edad Paleozóico superior. Se trataría entonces de conglomerados infradinantienses, calizas dinantienses y una serie rítmica de edad visense inferior. En todo ca-

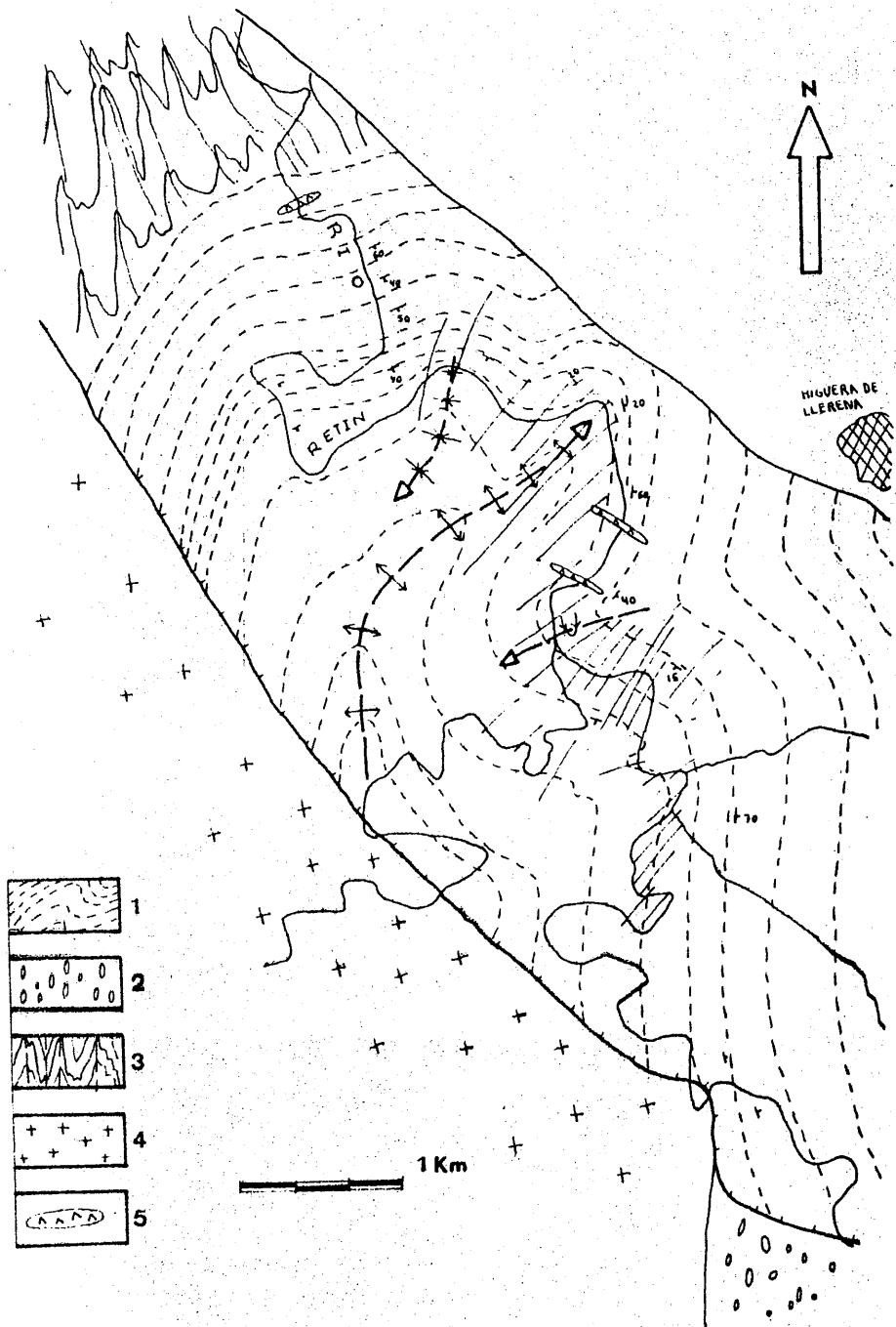


Fig. 2-11. Disposición estructural del Tramo del Río Retín.

LEYENDA: 1. Tramo del Río Retín. 2. Conglomerados de Cordiales. 3. Formación de la Dehesa del Marqués. 4. Granodiorita. 5. Diques de diabasas.

Se indican con flechas los anticlinales y sinclinales principales. Con trazo fino continuo aparecen directrices de esquistosidad subvertical. Con trazo fino discontinuo la estratificación cuyas direcciones y buzamientos se indican de forma convencional. Con trazos gruesos se señalan las fallas que delimitan el Tramo a SW y NE.

so, estas hipótesis, si bien razonables, necesitarían bases paleontológicas precisas, que no han podido ser establecidas

2.3.1.2.3. SERIE DE LA SIERRA DE CALVO.

Situada a mitad de camino entre Hinojosa del Valle y Usagre, la Sierra de Calvo constituye un afloramiento de rocas carbonatadas, fuertemente replegado. La posición estratigráfica de esta serie carbonatada sobre la Formación de Usagre proporciona la posibilidad de atribuir las al Cámbrico inferior medio. Esta posibilidad parece tanto más cierta cuanto que, como se ha visto en repetidas ocasiones, la formación carbonatada del Georgiense medio constituye un nivel guía de validez regional al Sur del A.P.B.C. En cualquier caso, no se han localizado evidencias paleontológicas, si bien se ha procedido a comparar las litofacies de rocas carbonatadas de las series Georgienses aflorantes al SW (entre Usagre y Llerena), y las correspondientes a la serie de la Sierra de Calvo (Tabla II-2)

Esquemáticamente, la serie deducida es la siguiente, en esta región:

<u>Carbonífero</u>	-	Namuriense-Westfaliense?
<u>Margas y Margocalizas cremas</u>	-	Georgiense Superior?
<u>Calizas y Dolomías</u>	-	Georgiense Medio a Inferior?
<u>Areniscas feldespáticas, pizarras calcáreas y conglomerados = F. Usagre.</u>	-	Proterozóico Superior
<u>F. Torrecillas= pizarras, anfíbolitas y cuarcitas negras</u>	-	Proterozóico Superior.

Las formaciones del Proterozóico Superior afloran muy escasamente y sólo pueden observarse a lo largo de la Rivera de Usagre, que atraviesa esta región de N a S, y en ciertos puntos de la carretera local Usagre-Hinojosa del Valle.

La Sierra de Calvo no está atravesada por ningún accidente topográfico que permita una observación adecuadamente detallada de su serie, las calizas y

Muestra	Localidad	Descripción	Clasificación
DSC-1	Sierra Calvo	Textura esquistosa nematoblástica con cristales de carbonato finos o.03 mm a o.1 mm.	Mármol de grado muy bajo.
DSC-2	Sierra Calvo	Textura esquistosa nematoblástica cristales de carbonato finos y alargados.Oxidos opacos.	Mármol de grado muy bajo.
DSC-3	Sierra Calvo	Textura esquistosa nemato a cristaloblástica .Cristales de carbonato finos y alargados con flate-ning en torno a los blastos.	Mármol de grado muy bajo.
DSC-4	Sierra Calvo	Textura esquistosa bandeada en le-chos claros y oscuros.(antigua ma-lla de algas ?).Porfiroblastos de carbonato en matriz fina.(o.1-o.05 mm).	Mármol de grado muy bajo.
C-U	Usagre	Textura esquistosa porfiroblástica.	Mármol de grado muy bajo.
C-LL	Llerena	Textura esquistosa bandeada en le-chos oscuros y claros.(antigua malla de algas ?).Pelets relictos deforma-dos.	Mármol de grado muy bajo.

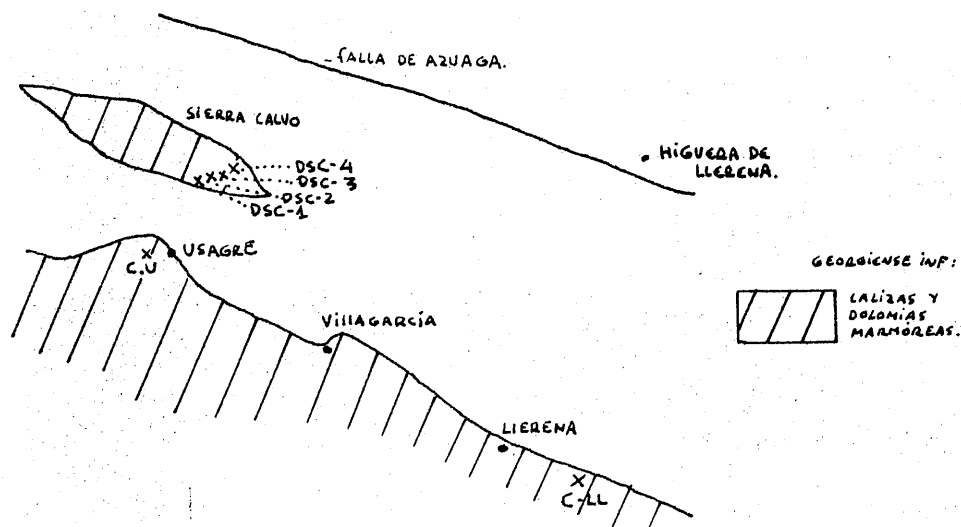


Tabla II-2. Composición, clasificación y esquema de posición de muestras de rocas calcáreas del Cámbrico inferior de Ossa Morena.

dolomías presentan afloramientos superficiales, abundantemente recubiertos por suelos y vegetación. Ello ha impedido el establecimiento de la secuencia estratigráfica. Los pliegues, visibles en la foto aérea, tienen directriz aproximada N 140, como los de la fase 3, antes mencionados.

Estas descripciones corresponden bien con las de SIMON (1.939, 1.953). La continuidad del afloramiento carbonatado georgiense entre Zafra y la Sierra de Córdoba permite asegurar la edad de estos materiales.

La Sierra de Calvo corresponde, en consecuencia, a un núcleo sinclinal colgado inmediatamente al SW de la falla de Azuaga, al NE de la cuál no vuelven a aflorar las series carbonatadas del Cámbrico hasta los Montes de Toledo y Salamanca.

2.3.1.3.- LAS SERIES PROTEROZOICAS.

La descripción de estos materiales se atenderá a las recomendaciones para la clasificación litoestratigráfica, hechas por ZOUBECK (1.974), en su ponencia de introducción y apertura a la Conferencia Liblice 1.972 (Praga, 1.974, P.I.C.G. - Precámbrico de las Zonas Móviles de Europa). En esta clasificación los términos usados son los de la Tabla II-3.

También se puede utilizar el término COMPLEJO (Complex) para referirse a unidades compuestas por diversos tipos de rocas con una estructura muy compleja. Este término puede ser sinónimo en rango a grupo, formación o miembro.

Una capa es una unidad en una secuencia estratificada, que es diferenciada visualmente o físicamente de los estratos superiores o inferiores. Las de menor espesor se denominan láminas. Se considera a la Capa como la unidad más pequeña en la escala de unidades litoestratigráficas formales. El nombre de una capa debe escogerse preferentemente de una localidad geográfica como su sección tipo, condicionado con el nombre de la roca tipo. Ejemplo: Capa de Cuarcitas Negras de Puebla del Prior.

Un miembro* es una parte de una formación que posee caracteres litológicos diferenciados de las porciones adyacentes de la formación. Puede tener una potencia variable. La propuesta de un nuevo miembro debe acompañarse de una descripción de las características que lo identifican. No es necesario que una formación se subdivida en diversos miembros artificialmente.

Una formación es un conjunto de estratos que se caracteriza por el predominio de una cierta litología o combinación de litologías, o por poseer otras características litológicas unificadoras y específicas. El espesor puede ser muy variable. La definición de una formación debe referirse a un cierto tipo específicamente señalado o "estratotipo".

* miembro ó member puede ser traducido más correctamente por tramo.

ALEMAN	Bank Schicht Flöz	Glied Schichtglied Schichtpaket "Formation"	Folge	Gruppe	Hauptgruppe
INGLES	Bed	Member	Formation	Group	Supergroup
FRANCES	Cap Lit Couche	Membre	Formation	Groupe	Supergroupe
ESPAÑOL	Capa	Tramo	Formación	Grupo	Supergrupo.

Tabla II- 3. Términos para la clasificación litoestratigráfica acordados por la subcomisión de clasificación estratigráfica durante la sesión 21 del Congreso Geológico Internacional Norden, 1960, reproducidos también por ZUBEK (1974) durante la Conferencia Liblice de Praga (1972). La traducción castellana se añade para indicar la nomenclatura que se va a utilizar en este trabajo.

Un grupo se compone de una secuencia de dos o más formaciones contiguas, que presentan rasgos litológicos que las relacionan. Estos rasgos han de ser claramente definidos. El nombre de un grupo se escoge de un topónimo próximo al área tipo en que aflora dicho grupo.

Un supergrupo es la unidad litoestratigráfica más amplia y reúne a varios grupos o formaciones y grupos que presentan rasgos litológicos significativos en común.

Estos serán los términos utilizados para la descripción de las series Protérozóicas y su aplicación da lugar, en el Dominio Meridional, a la distinción de las siguientes unidades mayores:

GRUPO DE USAGRE - Secuencia vulcanoclástica compuesta de dos Formaciones diferenciadas: Formación de Usagre y Formación de Torrecillas.

FORMACION DE LA DEHESA DEL MARQUES.- Forma parte de lo que debe constituir un nuevo grupo, el Grupo de Sierra Albarrana, unidad mayor compuesta de diversas formaciones metamórficas pero que, caso de ser posible su distinción, habrá de definirse en el sector estudiado por A. BARROTE (Universidad de Bilbao). La Formación de la Dehesa del Marqués consiste en un conjunto de metagrauwacas y metapelitas, en general bastante monótono y afectado por diferentes episodios metamórficos.

La definición de estos términos será el objeto de los sucesivos apartados.

2.3.1.3.1.- GRUPO DE VILLAGARCIA DE LA TORRE.

Se trata de una secuencia potente y litológicamente variada, cuyo rasgo común es su carácter vulcanoclástico. Se compone de materiales areniscosos y pelíticos, entre los que se intercalan abundantes niveles de brechas y conglomerados espiliticos, y productos de un vulcanismo ácido explosivo.

Aflora en el sector de Usagre y Llerena, bajo las series carbonatadas georgienses, y tiene como límite inferior la Formación de la Dehesa del Marqués

conjunto esencialmente grauwáquico, que subyace al Grupo de Azuaga.

La potencia real de este grupo no debe ser inferior a unos 4.000 mts., aunque este extremo sea difícil de establecer, dada la complejidad de su estructuración.

En conjunto, el Grupo de Usagre ha sufrido diversos episodios metamórficos de grado bajo a muy bajo. Existe una concordancia interna entre los materiales que lo componen, si bien en el sector de Córdoba se aprecian claras discordancias entre materiales correlacionados.

Se compone en el sector central del A.P.B.C. de dos formaciones claramente diferenciadas, de techo a muro:

Grupo de Villagarcía
de la Torre

Formación de Usagre
Formación de las Torre-
cillas

Tramos diferenciables:

1. Brechas espiliticas de LLerena.
2. Cuarcitas de Mosquil.

2.3.1.3.1.1.- LA FORMACION DE USAGRE.

Aunque los afloramientos de esta unidad son escasos y poco continuos en el conjunto del área que ocupa, se puede reconocer en las proximidades de la localidad de Usagre, en la rivera que la cruza y en diversos puntos de las carreteras Usagre-Valencia de las Torres, Usagre-LLerena y Usagre-Hinojosa del Valle.

La fig. 2-12 da cuenta de la posición de las muestras recogidas para su estudio microscópico. La Tabla II-4 resume los principales datos respecto a composición mineralógica, texturas, tamaño de grano y clasificación de tales rocas.

Como puede verse, la serie de Usagre se compone de un tipo de areniscas blanquecinas intermedias, entre arcosas y grauwaças.

PEREIRA (1.970) ha estudiado la composición modal de areniscas semejantes

Referencia	Composición	Textura	Clasificación
24320	Cuarzo, pertita, albita, mica blanca, Titanita, rutilo, opacos. F.R.: cuarcita, pórfido ácido, lidita, esquistos. T.G.: 0.3 mm.	Esquistosa	metaarcosa.
25071	Cuarzo, pertita, alb-olg., mica b., titan., rut., opacos. F.R. cuarcita, lidita. T.G.: 0.2mm	Esquistosa	metaarcosa.
34811	F.R. cuarcita y pórfidos ácidos. cuarzo, pertita, alb, clorita, mica b., epidota. Matriz grano fino caolinitizada. T.G.: 0.2 mm.	Esquistosa	metagrauvaca-arcosa.
24680	F.R. cuarcita esquistosa, lidita, vulcanitas ácidas. Cuarzo, albita-pertita, matriz de caolín, sericita, hidromuscovita. T.G.: 0.2 mm	Esquistosa	metaarcosa.
24670	idem T.G.: 0.2-0.3 mm	Esquistosa	metaarcosa
24660	Albita, epidota, calcita, opacos, clorita, grano muy fino.	Esquistosa microlítica	metaespilita
24651	calcita, cuarzo, mica, clorita, opacos	Esquistosa	calcoesquisto
24652	F.R. cuarcita, espilita. Cuarzo, albita, pertita, caolín, sericita. T.G.: 0.1 a 0.2 mm.	Esquistosa	metaarcosa.
24770	cuarzo ondulante y pertita en matriz cuarzo-feldespatos fina. Golfos de corrosión.	Porfídica deformada	Riolita porfídica deformada.
24111	albita-oligoclasa en matriz fina granofídica. S de fractura marcada por filoncillos de cuarzo.	Porfídica deformada	Pórfido granítico deformado.
24100	F.R. cuarcita, lidita. Cuarzo, albita, pertita, mica blanca, caolín, sericita. T.G.: 0.4 mm	Esquistosa	Metaarcosa.
24470	F.R. cuarcita, pórfido. Cuarzo, feldespatos, mica blanca, caolín. T.G.: 0.2	Esquistosa	Metaarcosa.
35561	F.R.: espilita, cuarzo esquisto. Cuarzo, feldespatos, mica b., biotita. T.G.: 0.2	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.
35610	F.R. espilita, lidita. Cuarzo, feldespatos, mica blanca, caolín. T.G.: 0.1	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.

(continua)

Tabla II-4. Descripción resumida de muestras de la Formación de Usagre.

Tabla II - 4. Continuación.

Referencia	Composición	Textura	Clasificación
24340	Carbonatos, opacos, cuarzo, mica b.	Esquistosa	Mármol de grado muy bajo.
24070	fenoblastos de clorita (biotita?), cuarzo, mica blanca, opacos. 0.3mm.	Esquistosa	Esquisto de grano muy fino
24030	Cuarzo, feldespato, clorita, mica, F.R. lidita?. T.G. 0.07 mm.	Esquistosa	Esquisto de grano muy fino
24010	albita, titanita, zeolita, opacos, cuarzo, calcita. Matriz fluidal.	Fluidal	Cuarzokeratófido
24050	F.R. lidita, cuarcita. Cuarzo, feldespato, mica blanca, caolín. T.G. 0, 15 mm.	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.
24060	F.R. cuarcitas, rocas ígneas ácidas. Cuarzo, microclina, oligoclasa, clorita, apatito, rutilo T.G.: 0.15 mm.	Esquistosa	Metaarcosa.
34810	Cuarzo, feldespato, mica b. F.R.: cuarcita, lidita. T.G.: 0.2 mm.	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.
24112	Cuarzo, pertita, microclina, albita, mica b. F.R.: cuarcita, lidita, espilita. T.G. 0.3 mm.	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.
24113	Cuarzo, clorita, epidota.	Esquistosa	Cuarzoesquisto.
34800	F.R. cuarcita. Matriz caolinítica. Cuarzo, feldespato, clorita, mica b. T.G.: 0.25 mm.	Esquistosa	Metagrauvaca caolinítica.
24770	cuarzo, mica b., opacos. T.G.: 0.15 mm	Esquistosa	Pizarra metam.
34660	cuarzo, mica b., magnetita. T.G. 0.2mm	Esquistosa	Pizarra metam.
34912	fenocristales de augita reemplazados por Actinolita-Hornblenda-Pistacita-clorita y menas de Ti y Fe. Matriz fluidal de albita y opacos.	Fluidal	Espilita con augita. Porfídica.
34913	fenocristales de albita en matriz microclínica fluidal de albita, opacos y clorita.	Fluidal	Espilita porfídica.

Referencia	Composición	Textura	Clasificación
34914	fenocristales de albita en matriz microlítica fluidal de albita, opacos, zeolitas y clorita.	Fluidal	Espilita porfídica
34911	blastos de pistacita-clorita en matriz de microlitos de albita con opacos, clorita, pistacita.	Fluidal	Espilita microlítica

Tabla II-4. Descripción resumida de muestras de la Formación de Usagre.

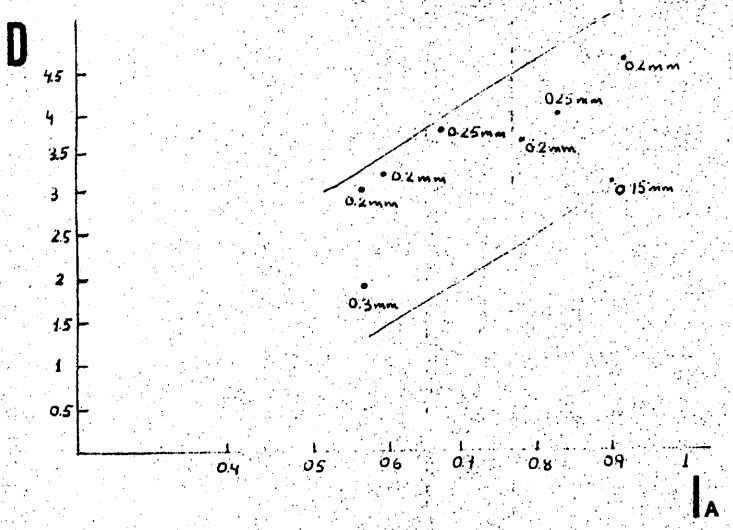
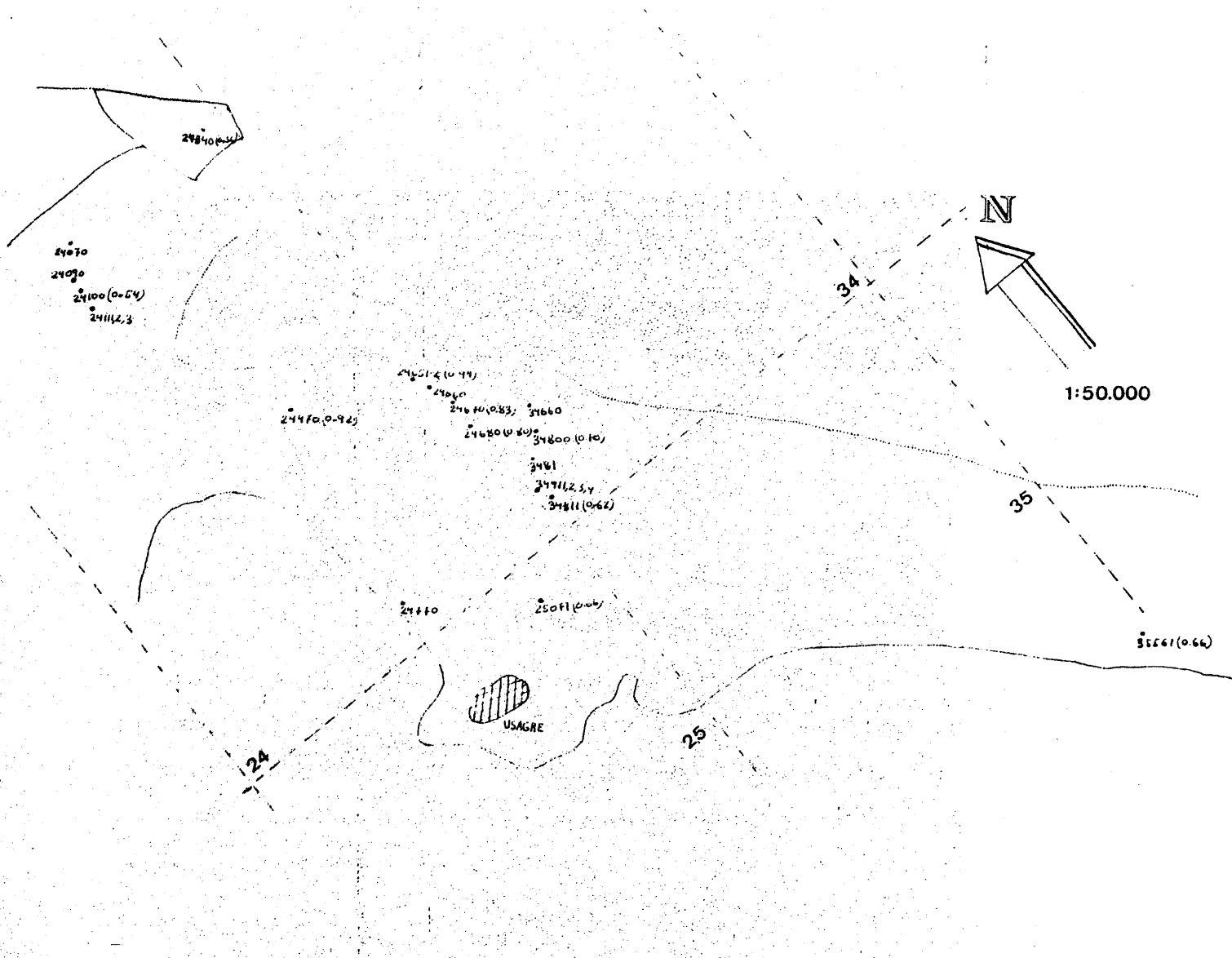


Fig. 2-12. Situación de las muestras de la Formación de Usagre. A la referencia de cada muestra acompaña, entre paréntesis, su relación entre anchura y longitud media de los plastos. En el gráfico adjunto se proyectan estos valores frente a la distancia al contacto del Cámbrico. La correlación expresa un aumento del alargamiento en la proximidad del contacto. Por el contrario se aprecia ninguna relación con la longitud absoluta media de los clastos que se indican en mm junto a los puntos que representan los diferentes valores de alargamientos I_A .

en posición estratigráfica y aspecto litológico, que afloran en la frontera portuguesa al norte de Campo Maior.

La fig. 2-13 resume los datos de este autor y da idea de la composición y posición estratigráfica en Oguela y Arronches, cuya principal diferencia respecto a los de Usagre consiste en no presentar una deformación tan intensa como éstos (fig. 2-14).

En este sector portugués, las areniscas ocupan posiciones estratigráficas variables. Pueden quedar intercaladas entre pizarras y liditas, como situarse inmediatamente bajo las calizas georgienses.

En el corte de Usagre, la columna estratigráfica deducida señala también la presencia de pizarras grises y verdes, conglomerados cuarcíticos y cuarcitas bajo las calizas marmóreas georgienses (Fig. 2-2). Estos niveles tienen aparentemente una muy reducida potencia y dan paso inmediatamente a la secuencia areniscosa blanquecina que, preferentemente hacia la base, presenta conglomerados de matriz areniscosa (fig. 2-15).

En la Formación de Usagre se pueden diferenciar los siguientes términos litológicos:

a).- Areniscas Feldespáticas.- De color blanquecino a amarillento-rojizo, constituyen el término más abundante, cuyo tamaño de grano y textura anisótropa se han comentado. Desde el punto de vista mineralógico, presenta elementos detríticos originales, como cuarzo, feldespato y fragmentos de roca y minerales neoformados. Estos últimos evidencian un metamorfismo de grado bajo, cuyas relaciones texturales con las S_n y S_{n+1} son las de la Tabla II-5.

La S_{n+1} se manifiesta en la diferenciación de paquetes o bancos de areniscas de hasta 50 cms de espesor, mientras S_n es penetrativa a escala del centí-

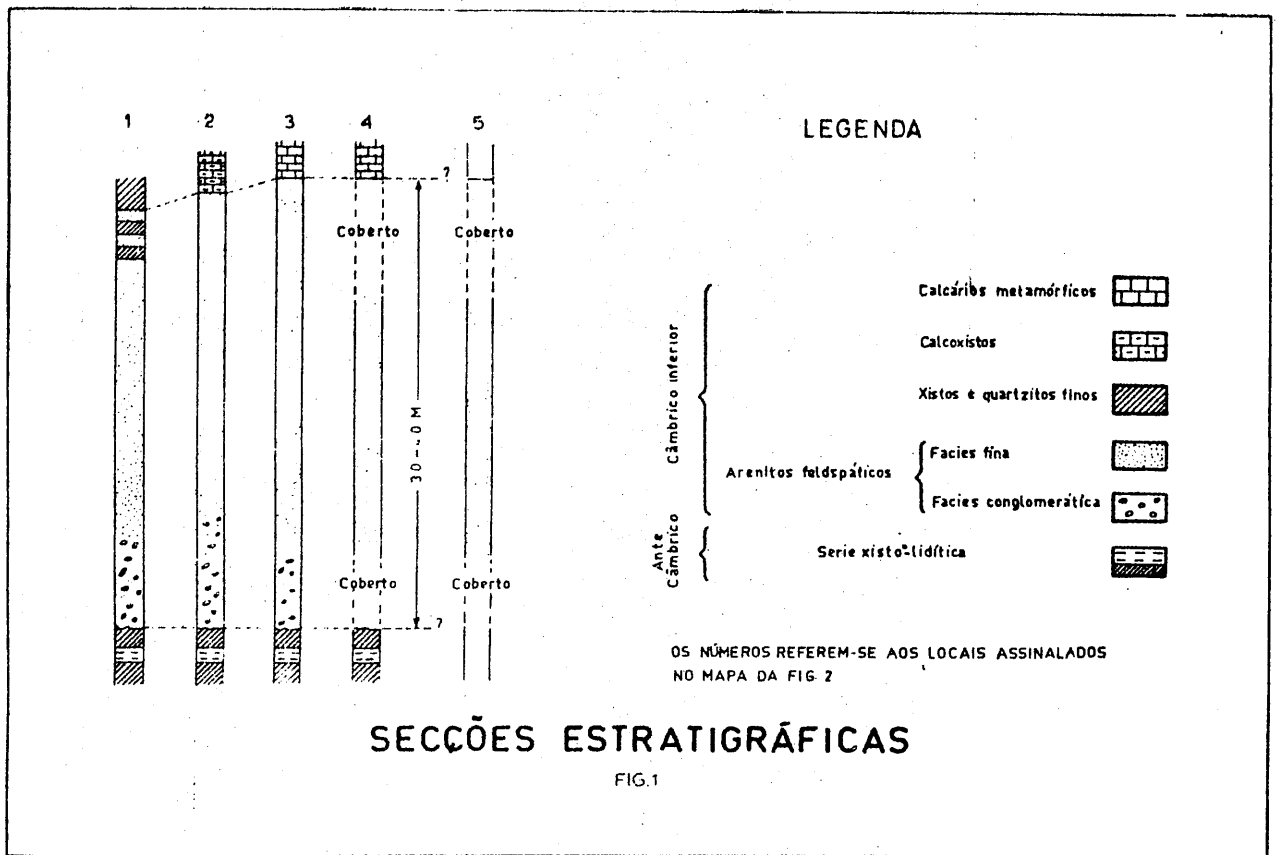
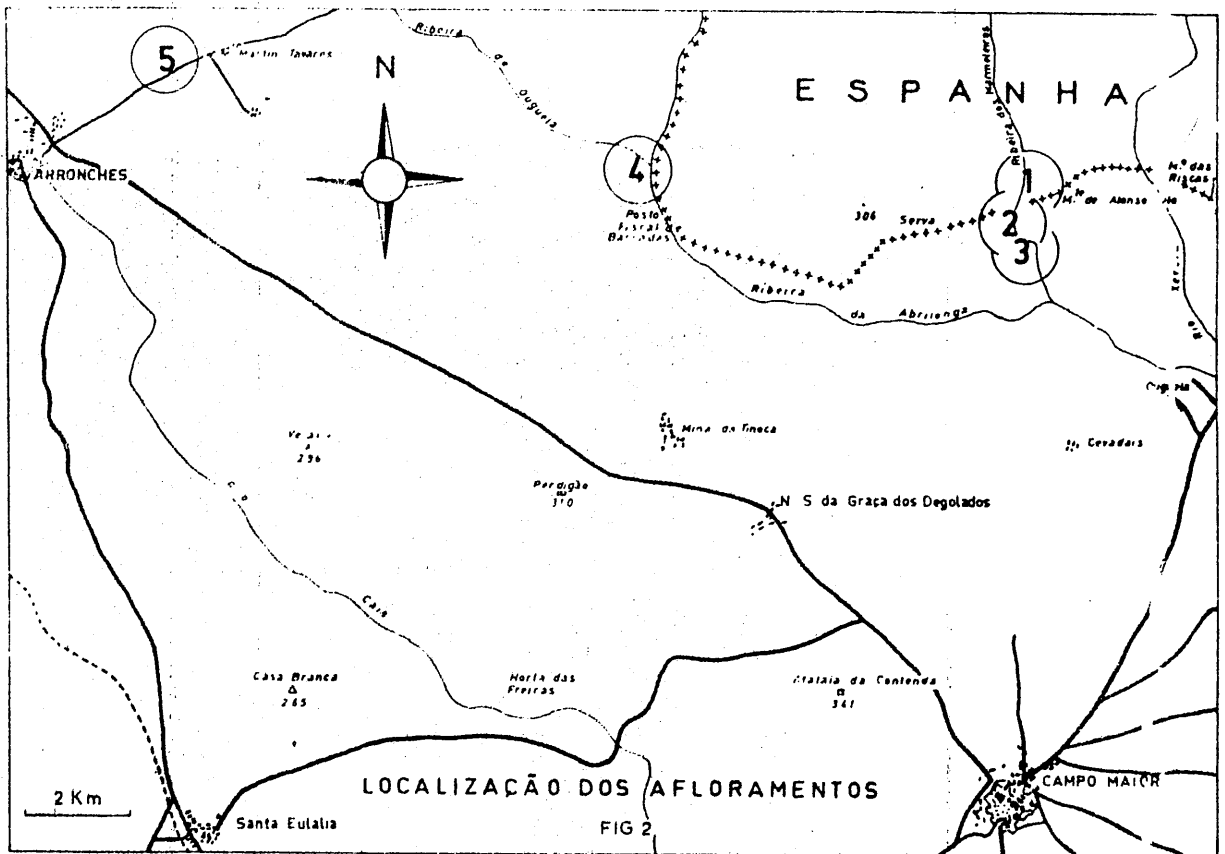


Fig. 2-13. Posição de afloramentos e esquemas estratigráficos de areniscas equivalentes a Formação de Usagre del sector situado al N de Campo Maior según PEREIRA (1970).

N.º	Registro e local	Quartzo (%)	Feldspato (%)	Matriz + cemento (%)
1	AL — 25 Oguela	53	6	41
2	AJ — 65 Barradas	90	1	9
3	AJ — 67 Barradas	91	1	8
4	AJ — 64 Arronches	98	1	1
5	AJ — 66 Arronches	70	17	13
6	AJ — 68 Oguela	61	16	23
7	AJ — 70 Oguela	80	18	2
8	AJ — 71 Oguela	68	2	30

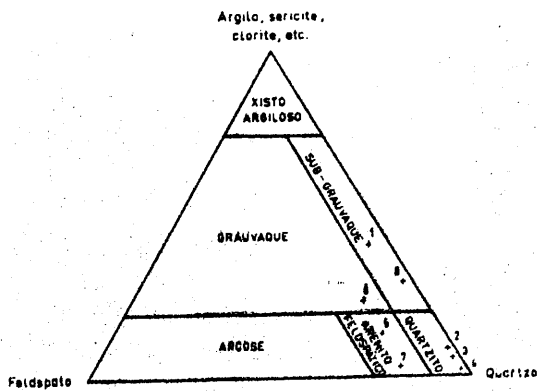


Fig.2-14. Composición mineralógica y clasificación de las areniscas de Oguela, Barradas y Arronches, al N. de Campo Maior, según PEREIRA (1970).

USAGRE

VILLAGARCÍA DE LA TORRE

LLERENA

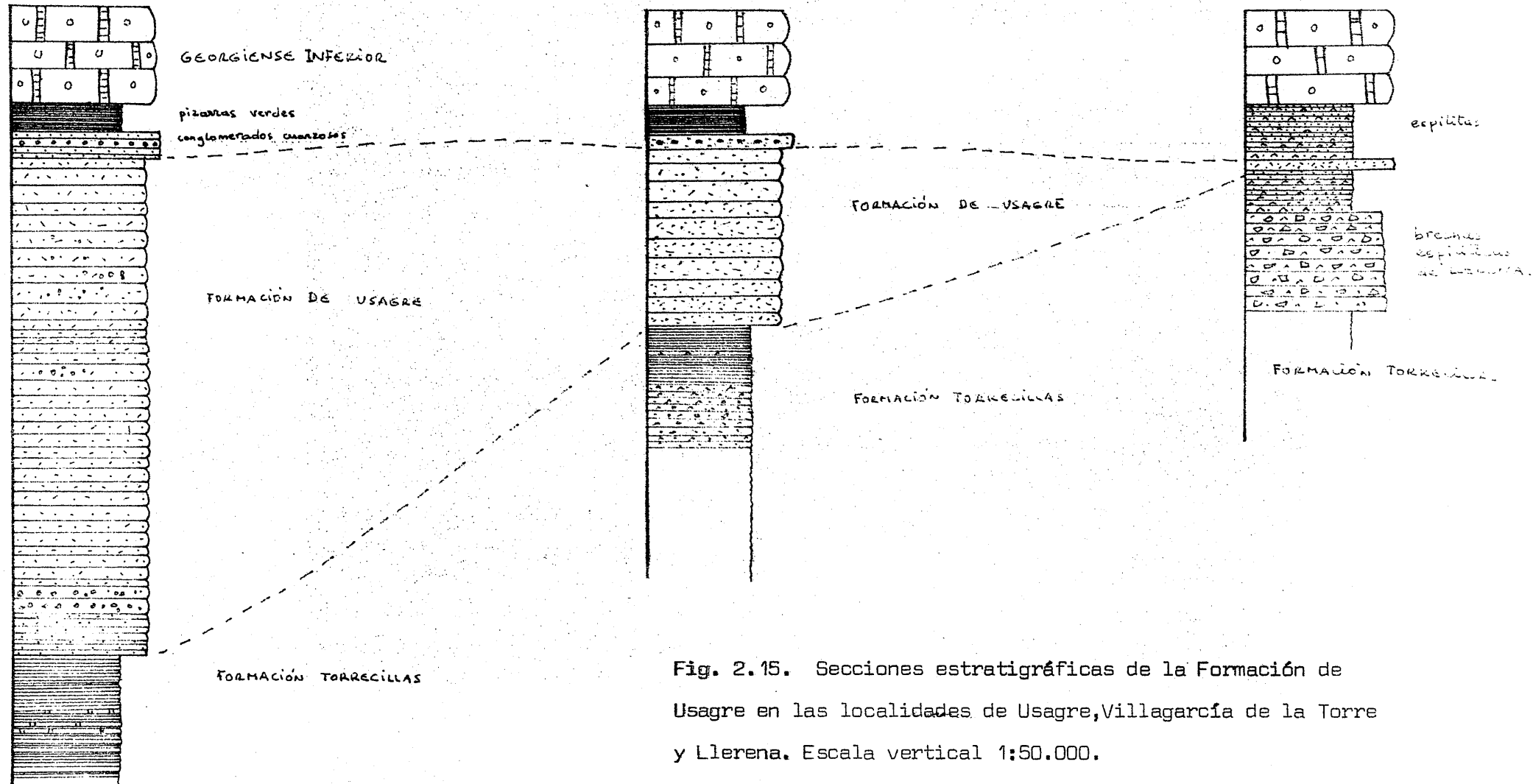


Fig. 2.15. Secciones estratigráficas de la Formación de Usagre en las localidades de Usagre, Villagarcía de la Torre y Llerena. Escala vertical 1:50.000.

	$F_n (C_1 \delta H_1)$			$F_{n+1} (H_1 \delta H_2)$	
	Pre	Sin	Post	Sin	Post
Mica blanca					
Actinolita					
Pistacita					
Clorita					
Albita					
Opacos					

Tabla II - 5 . Relaciones blastésis/deformación en la la Formación de Usagre.

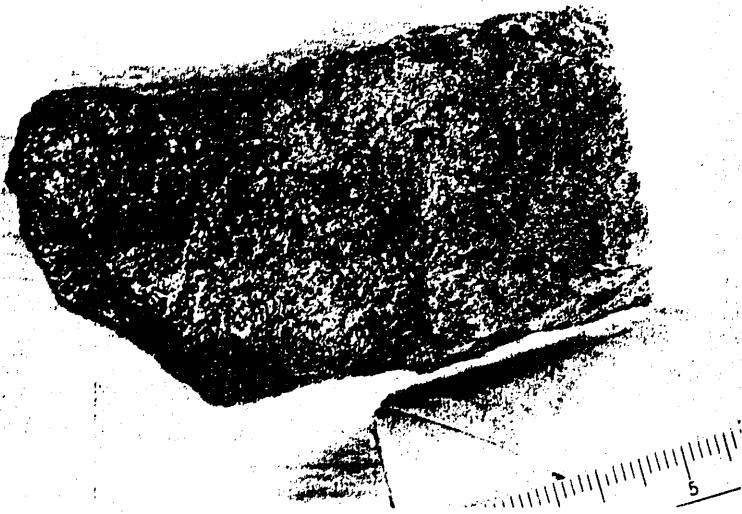
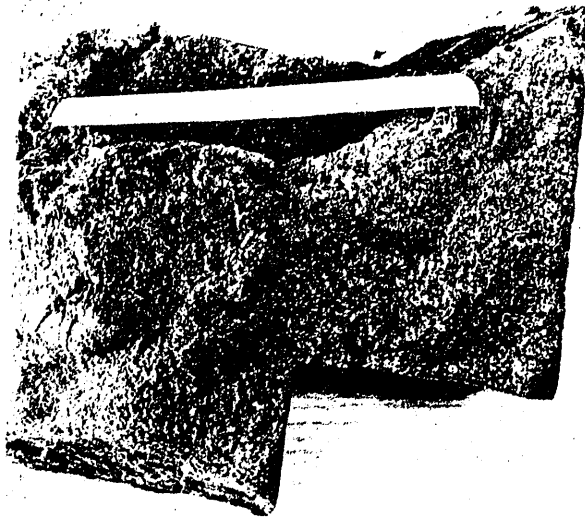


Fig.2-16 a. Aspecto de arcosas conglomeráticas. La esquistosis se dispone subparalela al plano de las muestras.

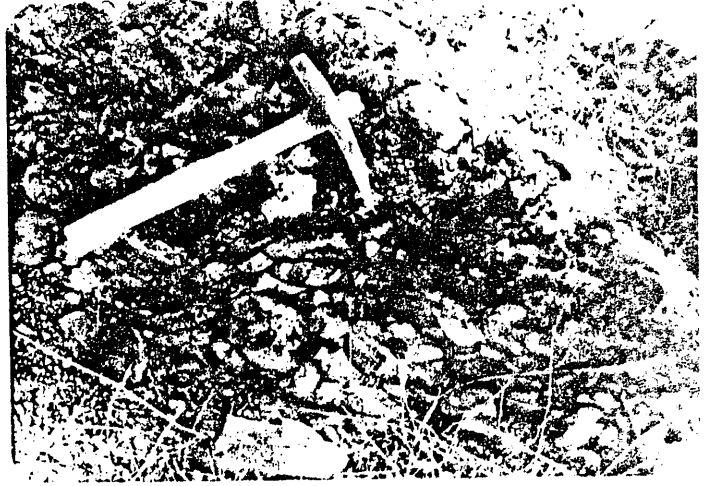
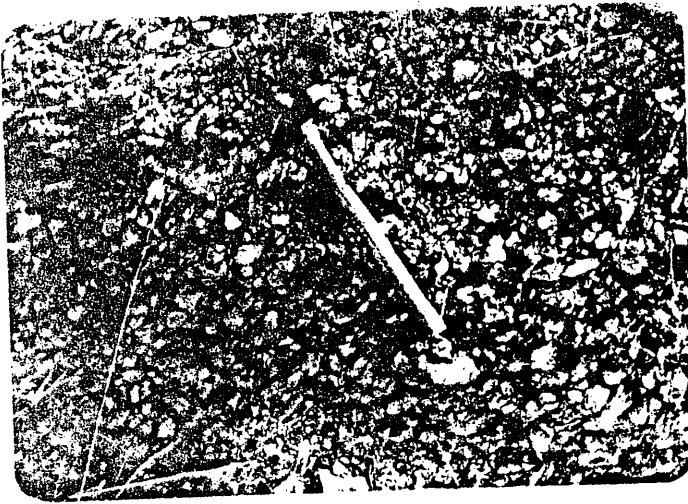


Fig. 3-16. (a) Aspecto de conglomerados de matriz, alrededor de la fibra. La deformación de los cantos, y la rugosidad de la matriz.

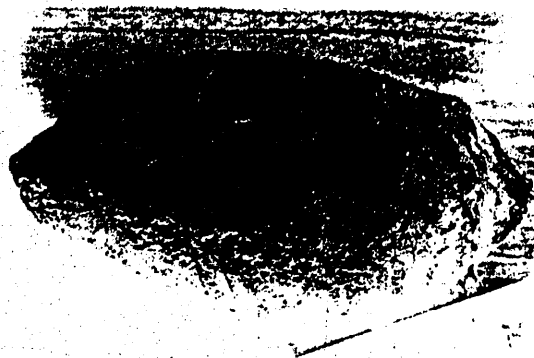


Fig. 10. a. Cantos del conglomerado de la Formación de Usagro. En el ángulo superior izquierdo canto de cuarcita metamórfica con una esquistosidad paralela al eje mayor. En el ángulo superior derecho canto de pórfido ácido, probablemente una bomba volcánica del ascado. En foto inferior muestra un canto de cuarcita de grano fino.

metro, como mínimo.

Tales S_n y S_{n+1} pudieran constituir deformaciones de una misma fase, si bien esta posibilidad parece alejarse, al analizar las diferencias entre ambos juegos de S_s .

b).- Conglomerados Feldespáticos.- (Fig. 2-16). Afloran muy especialmente en las proximidades de la Sierra de Calvo, al N. de Uságre. Consisten en niveles deformados con abundantes cantos redondeados poligénicos. Entre estos cantos están representados las cuarcitas metamórficas con esquistosidad penetrativa, pórfidos graníticos, microgranitos, cuarcitas de grano fino y bombas volcánicas riolíticas. El tamaño de los cantos no alcanza los treinta centímetros.

c).- Espilitas.- Pueden ser intrusivas en stocks decamétricos, o bien en coladas intercaladas en la serie. Las primeras son porfídicas y se componen de fenocristales centrimétricos de anfíbol, acompañado por pistacita y clorita, en matriz microlítica fluidal de albita. Las extrusivas presentan escasos fenocristales de albita y se componen de una masa microlítica fluidal de albita, con abundante clorita y opacos. La disposición fluidal puede ser resultado de la deformación que produjo la S_n .

d).- Pizarras y cuarcitas conglomeráticas.- Estos términos afloran esporádicamente hacia el techo de la formación, y sólo en las proximidades de Uságre. Se trata de pizarras verdes satinadas y caoliníticas, cuya alteración produce masas blanquecinas de caolín (cementerío de Uságre), que pueden observarse bajo las calizas marmóreas a la entrada de esta localidad. Las cuarcitas conglomeráticas aparecen sólo en un nivel de 1 metro de potencia y afloramiento muy reducido, al SE de Uságre, en el cerro de Santa María. Se compone de pequeños cantos muy redondeados de cuarcita, en una matriz blanquecina cuarcítica. No presenta evidencias de deformación.

La máxima potencia real de la Formación de Uságre debe ser superior a los 1.000 mts. en la transversal de esta localidad. Hacia el SE disminuye su potencia, hasta prácticamente desaparecer en Villagarcía de la Torre. No

obstante, al SE de LLerena se aprecian niveles decamétricos de areniscas feldespáticas intercaladas hacia el techo de la Formación de Torrecillas. La distribución regional de materiales similares a las areniscas de Usa- gre es muy amplia. Aparecen en Portugal (Ouguela, Arronches, Urra, etc.), en Badajoz (Salvatierra de los Barros, Jerez de los Caballeros, Fregenal, Uaagre, Granja de Torrehermosa), Sevilla (Constantina), Córdoba (Torreárbo- les, Villanueva del Rey, etc.). Es decir, aparecen tanto al NE como al SW de la falla de Azuaga, en continuidad o discordantes (Torreárboles) con las series adyacentes.

2.3.1.3.1.2.- LA FORMACION DE TORRECILLAS.

El límite inferior de la Formación de Usagre presenta una progresiva tran- sición entre las areniscas feldespáticas y conglomerados blanquecinos que la forman, y las pizarras más o menos espiliticas que abundan en la forma- ción de Torrecillas. Esta transición se produce mediante la disminución del contenido en cuarzo de las areniscas, que es sustituido por una ma- triz arcilloso-caolínica de grano muy fino. La esquistosidad se hace ca- da vez más penetrativa y la matriz va perdiendo su contenido caolinítico (feldespato alterado), para incrementar el contenido arcilloso-pelítico de una pizarra normal. De este modo se pasa de las areniscas feldespáti- cas a pizarras feldespáticas cenicientas, y a pizarras pelíticas pardas o bien pizarras verdes espiliticas.

En consecuencia, el contacto entre las Formaciones de Torrecillas y Usa- gre se sitúa en puntos medios de esta transición mutua. La característi- ca fundamental de la formación de Torrecillas es su naturaleza vulcanode- trítica. Dentro de ella se diferencian Tramos o Miembros, situados de techo a muro:

FORMACION DE
TORRECILLAS.

- 1).- Tramo de brechas espiliticas y espilitas de LLerena y conglomerados de los Pozuelos.
- 2).- Tramo de cuarcitas negras, liditas y micasquistos os- curos de Mosquil.

NE USAGRE

N. LLERENA

S. CASAS DE PILA

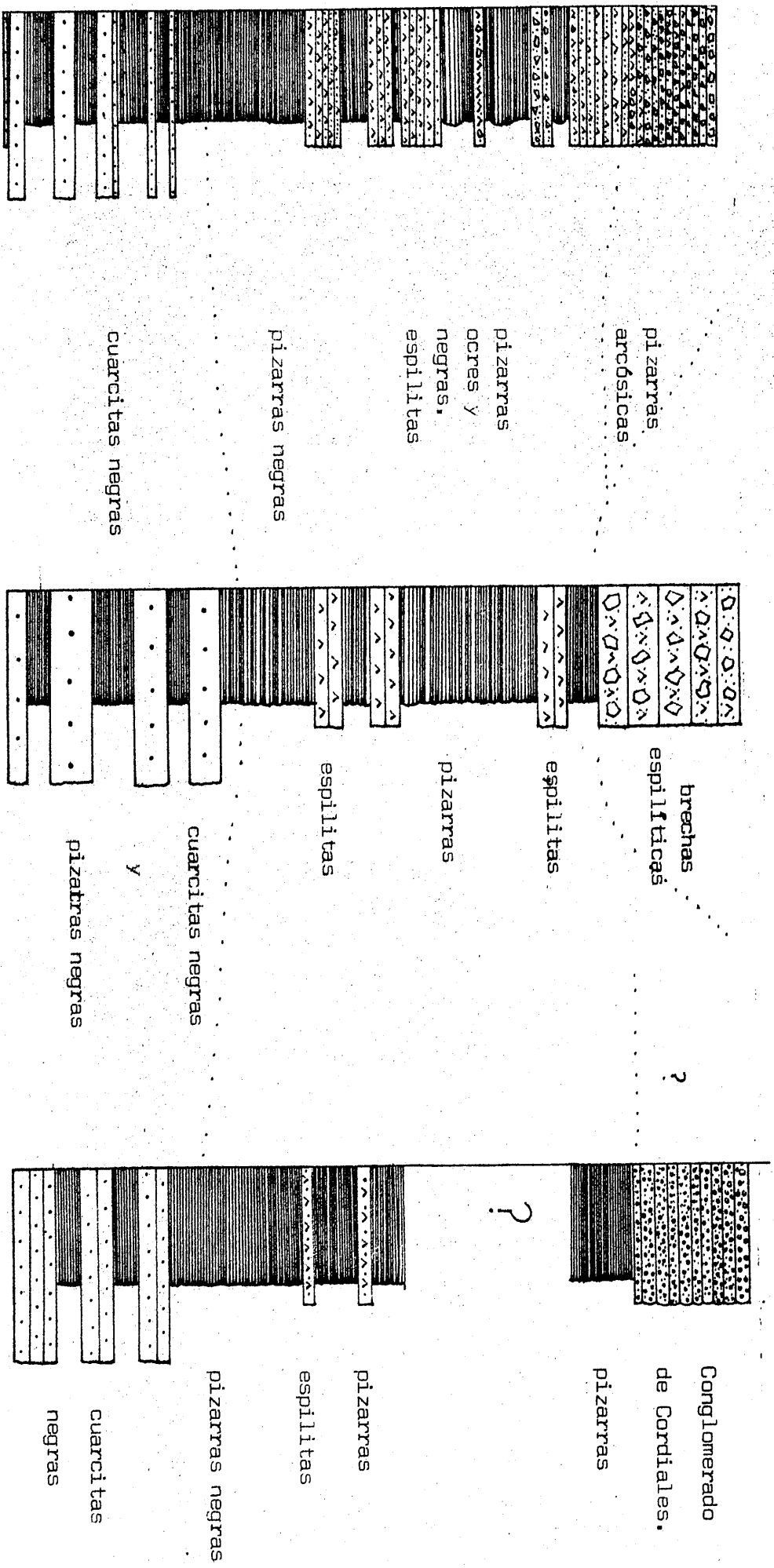


Fig. 2-17. Secciones estratigráficas de la Formación Torrecillas.

Tabla II - 6. Abreviaturas utilizadas.

Texturas:

Esq.....Esquistosa.
Porfb.....Porfiroblástica.
gr.fino,gru,media.....Grano medio fino,grueso ó medio.
amigd.....amigdaloides ó vesicular.
Brech.....brechoide.
heter.,heter.gr.,hete.....heterométrica,gruesa, fina ó media.
nemato.....nematoblástica.
micropl.....microplegada.
Porfd.....Porfídica originalmente.

Minerales:

Cuarzo (Q),albita(Ab),oligoclasa(Og. u Olg.),Andesina(An. ó And),
Biotita(Bt),clorita(Ct ó Cl),mica blanca(Mb),hornblenda(Hb.ó Hnb),
actinolita(Ac. ó Act.),apatito(Ap.),calcita(Ca.),pistacita(Pi.),
Titanita(Ti.),zeolitas(Zt.),opacos(Op.).

El punteado entre diversas composiciones de plagioclasa indica la
presencia de zonaciones directas.

? mineral dudoso.

Clasificación:

Porfid.:porfídica. Espilit.: espilitica. congl.:conglomerado.
espilitiz.:espilitizada. amigdaloid.:amigdaloides. amig. y por.:
amigdaloides y porfídica.

Referencia	Textura	Q	Ab	Og.	Fck.	An.	Bt.	Ct.	Mb.	Hnb.	Act.	Ap.	Ti.	Ca.	Pi.	Zt.	Op.	Clasificación
24350	Intersectal		x									x		x			x	Espilita intersectal
24370	Esq. Porfb.	x	x								x	x	x	x	x	x	x	Toba espilitica.
24360	Esq. gr. fino	x			x			x				x						Esquisto de grano fino.
24610	Esq. gr. fin.	x					x	x	x							x		Metagrauvaca.
24620	Esq. gr. gru.	x			x							x					x	Cuarcita feldesp. fina
24600	Esq. amigd.		x					x					x		x		x	Espilita amigdaloid.
24242	Brech, gru.		x					x					x	x	x	x	x	Brecha espilitica.
24243	Brech, gru.		x					x					x	x	x	x	x	Brecha espilitica.
24244	Esq. Porfb.		x					x					x	x		x	x	Espilita porfidica.
24245	Esq. Porfb.		x					x					x	x			x	Espilita porfidica.
24193	Esq. amigd.					x		x			x				x		x	Esquisto verde.
24191	Esq. amigd.					x		x			x				x		x	Esquisto verde.
24220	Brech, gru.		x					x						x			x	Brecha espilitica.
24194	Esq. porfb.	x	x					x			x						x	Espilita porfidica.
24522	Esq. amigd.							x			x				x		x	Espilita amigdaloid.
24560	Esq. heter.	x	x		x				x								x	Metaconglomerado.
24780	Esq. heter.	x	x		x			x		x								Metaconglomerado.
45210	Esq. heter.	x	x		x			x							x			Metamicrobrecha.
45200	Brech, gru.							x							x		x	Brecha espilitica.
45190	Esq. heter.	x	x				x	x							x		x	Metamicrobrecha.
45300	Esq. heter.	x	x					x									x	Metamicrobrecha.

(continua).

Tabla II - 6. Descripción resumida de muestras de la Formación de las Torrecillas.

Tabla II - 6. (continuación).

Referencia	Textura	Q	Ab	Olg.	And.	FdK.	Bt.	Cl.	Mb.	Hb.	Ac.	Ap.	Ca.	Pi.	Ti.	Zt.	Op.	Clasificación
45250	Esq.Porf.b.	x	x					x					x				x	Espilita Porfid.
45060	Esq.grano fin	x							x								x	Metamicrobrecha
45070	Esq. gran.fin	x	x?						x									Filita.
45320	Esq.heter.gr.	x				x		x									x	Metaconglomerado
45160	Esq.brech.gr.	x	x					x					x				x	Brecha espilit.
45340	Esq.hete.fina	x	x				x	x						x			x	Metamicrocongl.
45220	Esq.hete.fina	xx	x				x	x						x			x	Metamicrocongl.
56180	Esq.gra.fino	x						x								x	x	Pizarra.
56260	Esq.hete.med.	x	x			x			x								x	Metagrauvaca.
34131	Nematb.fina.				x		x		x	x		x		x	x		x	anfibolita.
34132	Nematb.fina.				x		x		x	x		x		x	x		x	anfibolita.
34133	Nematb.fina.				x		x		x	x		x		x	x		x	anfibolita.
34134	nematb.fina.				x		x		x	x		x		x	x		x	anfibolita.
34051	Nematb.	x															x	cuarcita negra.
34010	Nematoblástico	x															x	cuarcita negra.
34710	Porf.esquist.		x					x						x			x	espilita porfid.
34750	Esq.gra.fino	x				x		x					x	x	x			Pizarra.
34720	Nematob.brech.				x			x		x				x	x		x	anfibolita.
34931	Nematoblast.	x						x			x						x	anfibolita.
34940	Nematoblast.	x	x	x				x	x								x	metagrauvaca.
34950	Esq.micropl.	x				x			x									metagrauvaca.

Tabla II-6. (continuación).

Referencia	Textura	Q	Ab.	Olg.	And.	Bt.	Cl.	Mb.	Hb.	Ac.	Ap.	Ca.	Pi.	Ti.	Zt.	Op.	Clasificación
34760	Esq.brech.	x					x						x				Metagrauvaca.
35590	Brech.fin.																Metamicrobrecha.
35471	Esq.micpl	x	x				x								x		Pizarra.
35512	Esq.Porfd.		x				x						x			x	Espilita porfídica
35511	Esq.heter		x				x					x	x			x	Brecha espilitica.
35462	Esq.Porf.	x	x	x	x		x	x			x	x	x	x		x	Metaandesita.
35450	Esq.hete.	x	x				x						x			x	Metamicrobrecha.
35062	Esq.Porf.	x	x				x					x				x	Espilita porfídica
35080	Subofit.P			x	x				x		x					x	Microdiabasa .
35120	Esq.hete.	x		x		x	x						x				Metagrauvaca.
35590	Esq.Porf.	x	x			x						x	x			x	Espilita porfídica.
35500	Porfídica		x	x	x											x	Andesita espilitiz.
35592	Esq.Prfd.	x	x				x						x			x	Espilita porfídica
35520	Esq.amig.	x	x				x			x		x	x		x	x	Espilita amigdaloi.
35580	Esq.gr.fi.	x					x	x								x	Pizarra.
35480	Esq.hete.	x	x				x									x	Espilita brechoide.
35461	Esq.hete.	x	x				x	x					x	x		x	Metagrauvaca.
35570	Esq.fina.	x					x	x								x	Pizarra
35530	Esq.porf.		x				x		x			x	x			x	Espilita amig.y porf.
35438	Esq.porf.		x				x						x			x	Espilita porfídica.

El límite inferior de la formación lo constituye la desaparición de los términos del tramo 2, lilitas, cuarcitas y esquistos ricos en materia orgánica, que dan paso a una potente serie de grauwacas y pelitas arcillosas pardas. Esta potente serie define la Formación de la Dehesa del Marqués, que estudiaremos en el capítulo siguiente.

El contacto del muro se traza, en consecuencia, donde los materiales oscuros y verdosos del tramo 2 dejan de aparecer. Esta zona está surcada longitudinalmente, es decir, en dirección N 140, por un importante accidente, probablemente continuación de la falla de Malcocinado (DELGADO-QUESADA, 1.971) que, en ocasiones, recorta el muro actual de la formación de Torrecillas (fig. 2-2).

La fig. 2-4 indica la posición de los muestreos realizados en esta formación. Las Tablas II-6 resumen la mineralogía, textura y clasificación de estas rocas.

Las columnas estratigráficas de la fig. 2-17 recogen las diferencias en la sucesión litológica de NW a SE en tres secciones situadas en Usagre, Casas de Pila y Llerena.

1.) .- Tramo de Brechas Espiliticas de Llerena.- El tramo superior se compone de brechas y conglomerados espiliticos y/o grauwáquicos, espilitas y pizarras verdes. Se caracteriza por su variabilidad. Así, en la transversal de Llerena presenta un conjunto de brechas muy gruesas con matriz espilitica. Los bloques alcanzan medio metro de tamaño (fig. 2-18). Su naturaleza es volcánica espilitica, o bien, con menor frecuencia, sedimentaria, fundamentalmente de pizarras silíceas. Este subtramo alcanza unos 150 mts. de potencia y su extensión lateral alcanza los 2.500 mts.

Las espilitas aparecen en forma de hiladas finas o lentejones, de hasta treinta metros de potencia, como al NE de Villagarcía de la Torre. Normalmente lleva asociados elementos clásticos más o menos gruesos, sin alcanzar el extremo de las brechas espiliticas de Llerena. Las espilitas pueden ser porfidicas (con fenocristales de albita, corroídos, de 0.3 a

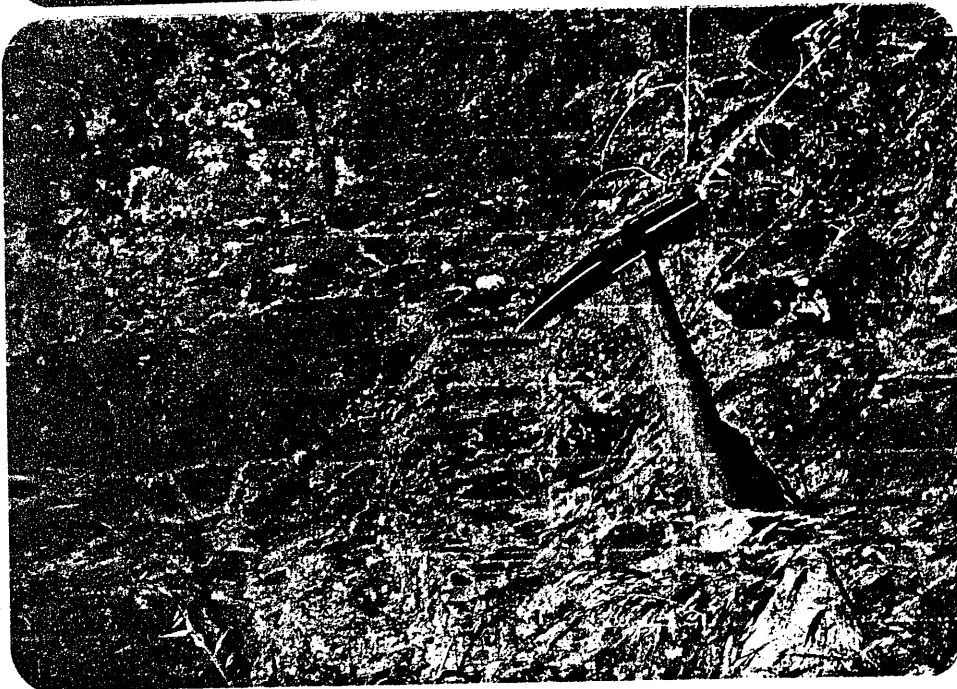
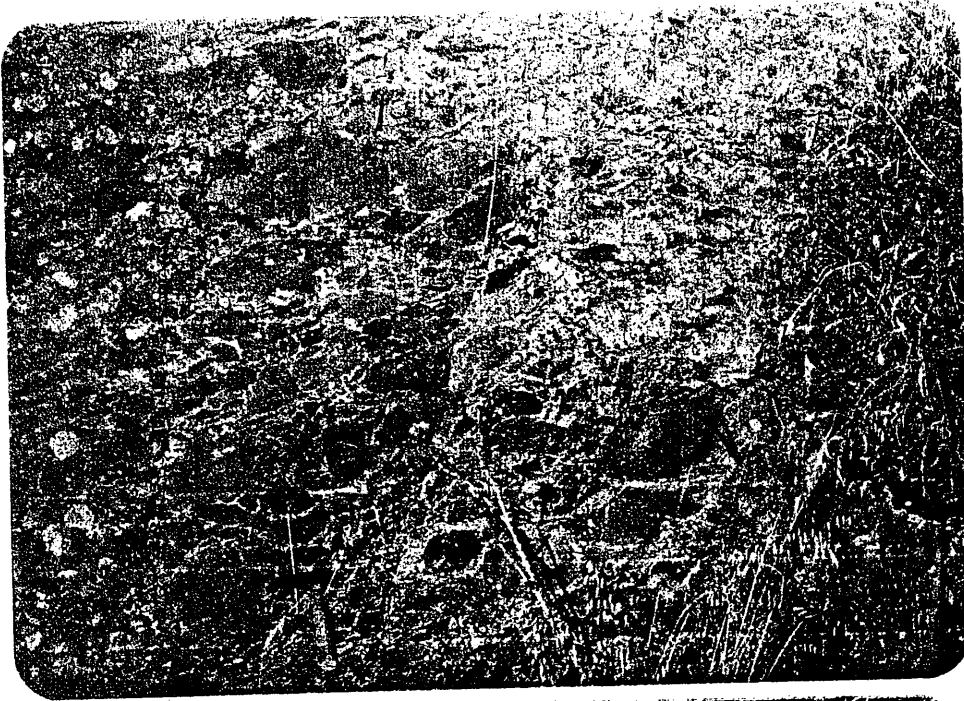


Fig.2-18. Aspecto de las brechas espiliticas de la Formación Torrecillas aflorantes en el corte de la carretera de Llerena a Valencia de las Torres junto al cruce de la Nacional Badajoz-Granada. Se pueden observar bloques mas ó menos angulosos que en su mayoría corresponden a espilitas amigdaloides ó vesiculares, microlíticas y microbrechoides.

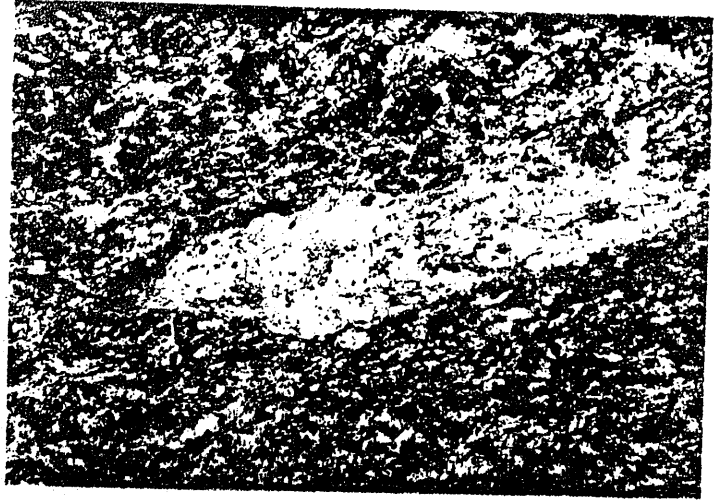
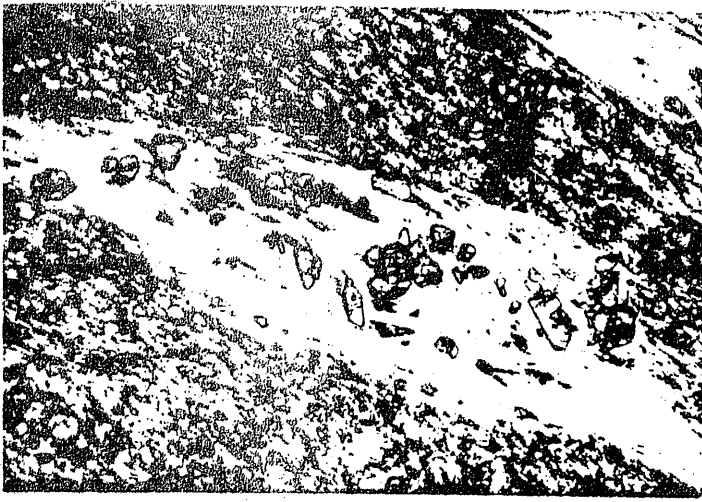


Fig. 19. Amígdalas de las cepillas de la formación Torrecillas. x 35. Se aprecian blastos posttectónicos de pistacita y, en el ángulo inferior izquierdo, una amígdala con actinolita plegada. La matriz de estas amígdalas se compone fundamentalmente de pistacita. Están aplastadas según la esquistosidad y deformadas por esquistosidades posteriores, menos penetrativas.

2 mm., en matriz fluidal de microlitos de albita de 0.1 mm. de longitud), intersectales (con microlitos de albita de 0.3 a 0.8mm. en matriz de menas metálicas, calcita, clorita y apatito), y amigdaloides (con glándulas deformadas de pënninita-pistacita-actinolita-cuarzo-escolecita, que alcanzan 3 x 1 cm. de dimensiones, en matriz de microlitos de albita, menas metálicas, calcita). En estas últimas, la disposición interna de los minerales contenidos en las amígdalas se expresa en la fig. 2-19, y muestra dos fases de deformación diferenciadas, correspondientes a F_n y F_{n+1} .

Además de estas espilitas, y en abundancia más reducida, se pueden encontrar andesitas, y escasos keratófidos. Las andesitas presentan fenocristales de unos 5 mm., con zonación directa entre An_{40} y An_5 , en matriz compuesta por clorita, calcita, epidota, albita y menas metálicas. Están deformadas y forman parte de la serie en el sector de Villagarcía de la Torre.

Los keratófidos son porfídicos y se componen de fenocristales de An_{15-8} en matriz de grano fino, con albita, cuarzo, clorita y calcita. Se diferencian de las espilitas cuarcíferas en que en éstas la proporción de cuarzo es relativamente menor, frente a una mayor concentración de melarocratos con menas metálicas y clorita (Fig 2-20).

En la transversal de Usagre, bajo las areniscas descritas anteriormente, aparecen pizarras verdes, espilitas similares a las anteriores y escasos niveles clásticos.

2.)- Tramo de Cuarcitas, Liditas y Micasquistos Negros de Mosquil.- El tramo inferior parece bastante más homogéneo. Compuesto de metaliditas negras, pizarras verdes, metagrauwacas, anfibolitas y cuarcitas negras, sus afloramientos vienen marcados por los resaltes que producen en el relieve. Estos resaltes se alinean en dirección N 170-180 entre la Dehesa del Marqués y el W de Ahillones, mientras hacia el NW bruscamente adquieren directriz N 140-160. Las cuarcitas negras constituyen la litología característica de este tramo. Presentan una marcada linealidad L_{n+1} y dos superficies S. La primera, S_n , evoca un microplegado fuertemente apretado y transpuesto por S_{n+1} (fig. 2-21). Se aprecian, además, abundantes

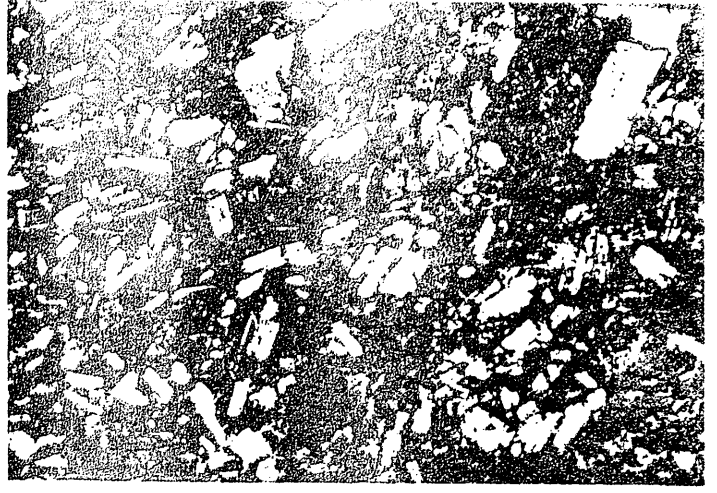
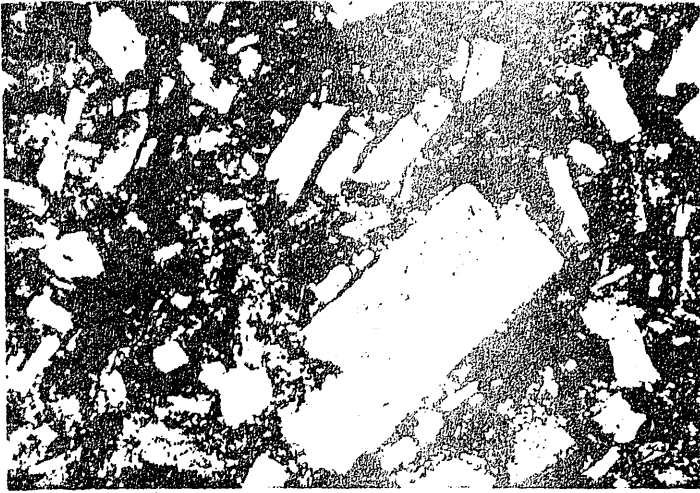


Fig. 2-20. Espilitas porfídicas, arriba, y brechas espiliticas, abajo, de la formación de las Torrecillas. x 30 arriba y x 15 abajo. Se pueden apreciar fragmentos de espilitas de diversas composiciones y texturas en las brechas mientras en las espilitas porfídicas microlitos de albita subidiomorfa están envueltos en una matriz microcristalina de microlitos y opacos.



Fig.2-21. Afloramiento de cuarcitas negras de la formación Torrecillas al NE de Usagre. Obsérvese la diferenciación de lechos de cuarzo blanco en superficies que trasponen la estructura aparente de la roca. La esquistosidad tiene como dirección N 170/80 al E.

(El geólogo es A.ARIOLA del Dpto. de Geotectónica de la Universidad de Bilbao.)



Fig.2-22. Aspecto microscópico de las cuarcitas negras de la formación Torrecillas. x 63. Se pueden apreciar stilolitos , concentraciones de grafito , un tamaño muy fino de los gránulos de cuarzo y desarrollo de esquistosidad de plano axial en el núcleo del micropliegue de fase H_1 .



Fig. 2-23. Aspecto de las metagrauvacas ritmicas de la Formación Torrecillas. Se observa la intersección entre la esquistosidad dominante y la fina alternancia de lechos cuarzosos que marca la antigua laminación.

	$F_n (C_1)$			$F_{n+1} (H_1)$	
	Pre	Sin	Post	Sin	Post
mica blanca					
clorita					
biotita					
albita					
oligoclasa					
actinolita					
hornblenda					
epidota					
albita					
calcita					
opacos					

Tabla II - 7. Relaciones blastésis/deformación en la Formación de Torrecillas.

"stylolitos" transversales a S_{n+1} . En general, L_{n+1} y S_{n+1} presentan una orientación marcadamente regular (fig. 2-22). L_{n+1} es una linealidad de intersección entre S_{n+1} / S_n (Fig 2-22).

Intercaladas en el tramo aparecen metagrauwacas rítmicas que conservan claramente S_0 con pliegues F_n S_n transpuestos por S_{n+1} (fig. 2-23).

No obstante, los afloramientos no presentan condiciones de observación que permitan sistematizar la disposición espacial de S_0 .

Los niveles de cuarcitas negras se extienden en este sector entre el S del Mosquil y el W de Ahillones, donde quedan retazos en el exterior del plutón de Ahillones.

Las relaciones texturales de los minerales metamórficos de la Formación Torrecillas vienen expresadas en la Tabla II-7.

2.3.1.3.2.-EL GRUPO DE SIERRA ALBARRANA

Esta unidad litoestratigráfica mayor se propone para definir las series más bajas del Proterozoico de este Dominio meridional. Se caracterizaría por una secuencia continua, en principio exenta de discontinuidades estratigráficas, que abarcaría desde la monótona sucesión de metagrauvas y esquistos cuarcíticos que le suceden hacia el techo. De este modo quedarían incluidos en el GRUPO DE SIERRA ALBARRANA tanto las series de metapelitas aluminosas que constituyen el "Tramo de Albariza" (DELGADO-QUESADA, 1971) como los paragneises que rodean al núcleo de Sierra Albarrana y las anfibolitas que esporádicamente aparecen en ese sector (CHACON et al. 1974; GARROTE, 1976).

Esta propuesta de nueva unidad litoestratigráfica debería ser definida mejor en el sector de Sierra Albarrana donde aflora el conjunto de la serie que la compone. En cualquier caso se admitirá aquí, provisionalmente, este nuevo término, si bien solo se describirá con mayor detalle su formación superior que en la transversal estudiada, sector central del A.P.B.C. recibe el nombre de FORMACION DE LA DEHESA DEL MARQUES.

2.3.1.3.2.1.-LA FORMACION DE LA DEHESA DEL MARQUES

Se trata de un conjunto de materiales de naturaleza pelítica que afloran al NE de la alineación de cuarcitas de Mosquil y al SW de la falla de Azuaga.

La serie se compone de metagrauvas, metaargilitas y metaarcosas líficas, con escasos niveles de metaareniscas que producen resaltes hacia el NE de extenso afloramiento. Por lo general los afloramientos se reducen a las trincheras de las carreteras de Usagre a Valencia de las Torres y Usagre a LLera, al cauce del río Retin y, en parte, a algunos de sus afluentes. De este modo la reducida extensión de los afloramientos permite obtener tan solo una visión parcial.

A esto súmese una alteración generalizada que impide la determinación

de feldespatos y dificulta enormemente la determinación de relaciones texturales.

1.-) Composición Mineralógica.- Para facilitar esta descripción, dedicaremos un primer apartado a las rocas de composición pelítica, para después pasar a describir la mineralogía de las rocas ígneas que afloran asociadas a esta formación.

Rocas Metapelíticas.- Según se puede deducir de la Tabla II-8, la mineralogía de estos materiales se compone de Cuarzo, Plagioclasa, Micas (biotita, moscovita, clorita), Cloritoide-Pennina, Granate, Estauroilita, Andalucita, Sillimanita y Distena. El tamaño del grano de estas rocas es, por lo general, muy fino. Se pueden dar las medidas longitudinales que mostramos en la Tabla II-9.

Teniendo en cuenta que la mesostasis está compuesta fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa y micas, y que éstas últimas, frente a una longitud media máxima de 1-1,5mm., presentan anchuras de 0,2-0,3mm., se puede valorar el tamaño de grano de estas rocas.

Como minerales de alteración existen ceolitas, óxidos de hierro, clorita, caolín, sericita, etc., y como accesorios, zircón, magnetita y turmalina.

La figura 2-24 presenta la situación de las muestras de esta formación, que se han estudiado. La Tabla II-8 da idea de la naturaleza de las mismas. La S_5 predominante en esta formación es una esquistosidad $N_{165-180}$.

Existen otras superficies S anteriores y posteriores a ésta. En el caso de grauwacas de tipo rítmicas, la fina alternancia de lechos areniscosos y arcillosos se conserva, de modo que se toma como referencia a S_0 . En estas muestras es donde la sucesión S_5 puede ser establecida con mayor precisión.

Los siguientes ejemplos ilustran estas relaciones (ver fig.2-25), establecidas a partir de láminas delgadas proyectadas por medio de un proyector Leitz, al que se incorporó el puente de óptica con luz polarizada. Las ilustraciones se obtuvieron al reproducir directamente a lápiz el contorno de superficies S y minerales que indicaron los rasgos fundamentales de la fábrica de las muestras.

Tabla II - 8. Descripción resumida de muestras de la Formación Dehesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita		Cloritoide	Granate	Estaurólita	Andalucita	Silimanita	Zeolita	Clasificación.
		P	S							
340000	Esquistosa. 2 S continuas. Granates inter. Laminación sed.		x	x	x	x				metagrauvaca.
341032	Esquistosa. 2 S continuas sobre S ₀ -laminación fina sed-		x	x						metagrauvaca.
341040	Esquistosa. 2 S continuas sobre S ₀ -laminación fina sed-	x	x							metagrauvaca.
341060	Esquistosa. 2 S continuas. Muy alterada.	?	x	?						metagrauvaca.
340060	Microbrechoide. Cataclasis posteriora a 2 S continuas.		x						x	microbrecha.
340070	Esquistosa. 2 S continuas y 1 S discontinua.		x	xx						metagrauvaca.
340090	Esquistosa. S ₀ -laminación- y 2 S continuas + 1 S disconti.		x	x						metagrauvaca.
340100	Esquistosa. S ₀ -laminación- y 3 S. Biotita inter. 0.24 mm.		x	x						metagrauvaca.
340111	Esquistosa microplegada. 2 S post microplegado.	x								metagrauvaca.
340122	Esquistosa. S ₀ -laminación- y 3 S. Biotita inter o. 15 mm.		x	x						metagrauvaca.
340130	Esquistosa. 4 S. Biotita post S ₂ .		x	x						metagrauvaca.
340131	Esquistosa. 4 S. Biotita post S ₂ .		x	x						metagrauvaca.
340133	Esquistosa. 4 S. Biotita post S ₂ .		x	x						metagrauvaca.
340134	Muy alterada. Grano muy fino. Cuarzo de tamaño medio: 0.08.		x							metaarcosa.
340140	Esquistosa. Blastos de biotita de 0.4mm. 3 S posteriores.		x	x					x	esquisto.
340141	Esquistosa. 2 S. Biotita sin S ₁ . Turmalina pre.		x	x						esquisto.
340142	Cataclástica. S de flujo cataclastico. Microplegado post.		x	x						esquisto milonita.
340151	Esquistosa. S ₀ -laminación- y 2 S. Biotita sin S ₁ .		x	x						metagrauvaca.
340152	Esquistosa. 3 S. Biotita de 0.5 mm inter S ₂₋₃ . Zeolita post		x	x					x	esquisto.
340161	Esquistosa. 3 S. Biotita de 0.3 mm inter S ₂₋₃ . Zeolt. post.		x	x					x	esquisto.

Tabla II - 3. Descripción resumida de muestras de la Formación Denesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita	Biotita	Cloritoide	Granate	Estaurilita	Andalucita	Sillimanita	Zeolita	Clasificación.
		P	S							
340162	Esquistosa. 3 S. Biotita de 0.5 mm inter S ₂₋₃ . Zeol. post.	x	x						x	esquisto.
340163	Esquistosa. 3 S. Biotita 0.5 mm inter S ₂₋₃ . Zeolita post.	x	x						x	esquisto.
340171	Esquistosa. 3 S. Granate post S ₁ . Zeolitas post S ₃ .	x	x	x	x				x	esquisto.
340172	Esquistosa. Biotita sin de 2 S. Oligoclasa sin S ₁ ?	x	x							esquisto.
340181	Esquistosa. 3 S. Biotita inter. Fracturas con zeolita.	x	x						x	esquisto.
340191	Esquistosa. Muy alterada. filoncillos de zeolitas.	x	x						x	esquisto.
340201	Esquistosa. 3 S. Fracturas post S ₃ con zeolitas y opacos.	x	x						x	esquisto.
340202	Esquistosa. 4 S. Granates idio. inter S ₁₋₂ . Zeolita -S ₄ .	x	x		x				x	metagrauvaca.
340210	Esquistosa. 4 S. Granates idio inter S ₁₋₂ . Zeolitas -S ₄ .	x	x		x				x	metagrauvaca.
340221	Esquistosa. Blastos de Andalucita post S ₁ . 4 S.	x	x	x	x		x			esquisto.
340222	Microbrechoide. Granates y clorita triturados. Zeolita.	x	?		x				x	microbrecha.
340223	Esquistosa. And. y Estaur. inter S ₂₋₃ . Zeolita post-S ₄ .	x	x		x	x	x		x	esquisto.
340224	Esquistosa. 4 S. Granates inter S ₁₋₂ . Cuarzo polig. 0.08mm	x	x		x					esquisto.
340231	Cataclástica. S de flujo cat. sin fase III ó IV. Cianita.	x			x			x	x	esquisto milonita.
340232	Esquistosa. 4S. Granates post S ₁ . Zeolitas post y sin-S ₄ .	x	x		x				x	esquisto.
340233	Esquistosa. 4S. Granate post S ₁ . Biotita post-S ₁₋₂ .	x	x		x					esquisto.
340243	Esquistosa. 3S. Andalucita y Granate post S ₂₂ . Biot. pos-S ₃	x	x		x		x			esquisto.
340244	Esquistosa. 3S. Granate y biotita post-S ₂ . Biotita pos-S ₃	x	x		x					esquisto.
340245	Esquistosa. (4S y fracturas tardías. Cloritoide post-S ₃ .	x	x	x	x				x	esquisto.
340253	Esquistosa. 4S. Turmalina post S ₂ . Cloritoide post-S	x	x	x	x	x	x			esquisto.

Tabla II - S. Descripción resumida de muestras de la Formación Dehesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita		Biotita	Cloritoide	Granate	Estauroлита	Andalucita	Sillimanita	Zeolita	Clasificación.
		P	S								
340257	Esquistosa./3 S.Granate preS ₂ .Biotita preS ₃ .Cloritoide S₃	x	x	x	x	x					esquisto.
340255	Esquistosa. 3 S.Andalucita postS ₂ .Cloritoide postS ₃ .	x	x	x	x	x		x			esquisto.
340256	Esquistosa.2 S.Andalucita post S ₁ .			x				x			esquisto.
340254	Esquistosa.3S. Granates de 1.5 mm pre S ₂ .Cuarzo polig.	x	x	x	x	x				x	esquisto.
340263	Esquistosa.S ₀ -laminación-y 3 S.Granate pre S ₂ .	x	x	x	x	x				x	metagrauvaca.
340262	Esquistosa.S ₀ -laminación-y 3 S.Fracturación tardía.	x	x	x	x	x				x	metagrauvaca.
340264	Esquistosa.S ₀ -laminación-y 3 S.Fracturación tardía.	x	x	x	x	x				x	metagrauvaca.
340272	Microbrechoide y muy alterada.Zeolitas tardías.	x	x							x	microbrecha.
340273	Microbrechoide,muy alterada.Zeolitas tardías.	x	x							x	microbrecha.
340274	Muy alterada.Esquistosa.Zeolitas tardías.	x	x							x	esquisto.
340282	Esquistosa.3 S.Andalucita intercin.con S ₁ crenulada.	x	x	x	x	x		x			esquisto.
340283	Esquistosa.3S.Estauroлита inter.con S ₁ crenulada.	x	x	x	x	x	x				esquisto.
340291	Esquistosa.4 S.Fracturación tardía.Biotita post-S ₂ .	x	x								esquisto.
340292	Esquistosa.3 S.Granates inter.	x	x			x					esquisto.
340301	Esquistosa.3 S.Andalucita y Estauroлита inter.	x	x			x	x	x			esquisto.
340302	Esquistosa.2 esquistosidades.Granate pre,Andalucita in	x	x			x		x		x	esquisto.
340311	Esquistosa./3 S.Biotita pre S ₁ ,post S ₁ y sin S ₂ .	x	x	x						x	esquisto.
340312	Nematoblástica.Stilolitos oblicuos.Zeolitas tardías.	x	x			x				x	cuarcita.
340321	Muy alterada.	x	x	x						x	metagrauvaca.
340323	Esquistosa.2 S y fractur.tardía.Biotita sin y post.	x	x	x						x	metagrauvaca.

Tabla II - 8. Descripción resumida de muestras de la Formación Dehesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita	Biotita	Cloritoide	Granate	Estaurolita	Andalucita	Sillimanita	Zeolita	Clasificación.
340332	Cataclástica.S de flujo catac.Matriz predominante.	x		x?	x					ultramilonita.
340341	Cataclástica.S de flujo.Matriz y clastos de mineral.	x			x					esquisto milonita.
340350	Esquistosa.2 S ₁ transpuesta por S ₂ de plano axial.	x	x		x		x			esquisto.
340351	Cataclástica.S de flujo.Brechificación tardía.Alterada.	x								esquisto milonita.
340352	Esquistosa.2 S.S ₁ mimetizada por arcos poligonales de S ₂	x	x		x		x			esquisto.
340353	Esquistosa.2 S.Cataclasis tardía débil.Muy alterada.	x	x		x		x			esquisto.
340354	Muy alterada.Relictos de andalucita pinnitizados.	x	x		x		x			esquisto.
340361	Esquistosa.3 S. Muy alterada.	x	x		x					esquisto.
340362	Esquistosa.Estaurolita y andalucita intercinemáticas.	x	x		x	x	x			esquisto.
340363	Brechoide.Muy alterada.	x	x		x					microbrecha.
340364	Esquistosa microplegada.S ₁ microp.y transp.por S ₂ cont.	x	x		x					metagrauvaca.
340370	Brechoide.Muy alterada.Relleno de zeolita.	x	x		x				x	metagrauvaca.
340382	Esquistosa.2 S.Microplegado en chevron tardíos.	x	x							esquisto.
340383	Esquistosa.3 S. S ₃ de fractura poco continua.	x			x					esquisto.
340391	Esquistosa.2 S. Andalucita post-S ₂ .Granate pre-S ₁ .	x	x		x		x			esquisto.
340392	Microbrechoide ,muy alterada.	x	x							microbrecha.
340402	Esquistosa./3 S. Muy alterada.	x	x	x					x	esquisto.
340403	Esquistosa./3 S. S ₄ de fractura espaciada.Alterada.	x	x						x	esquisto.
340413	Esquistosa.3 S. S ₄ de fractura espaciada.Zeolitas post.	x	x						x	esquisto.
340413	Esquistosa diabásica.Recristalización post-S ₂₋₃ .	x	x							micasquisto.

Tabla II - 8. Descripción resumida de muestras de la Formación Dehesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita	Biotita	Cloritoide	Granate	Estaurolita	Andalucita	Sillimanita	Zeolita	Clasificación.
		D	S							
340414	Esquistosa. 2 S. Muy alterada.		x	x					x	esquisto.
340415	Esquistosa. 2 S. S ₃ de fractura tardía rellena de zeol.		x	x					x	esquisto.
340421	Esquistosa. 2 S. S ₃ de fractura tardía. Granates inter.		x	x						micasquisto.
340422	Esquistosa. 2 S continuas y S ₃ de fractura.		x	x					x	esquisto.
340432	Esquistosa. Muy alterada. 3 S.	x	x	x					x	esquisto.
340440	Esquistosa. 2 S. S ₃ de fractura y S ₀ -laminación sed.-	x	x	x					x	metagrauvaca.
340450	Esquistosa. 3 S.	x	x	x						metagrauvaca.
340461	Esquistosa. Muy alterada.		x							metagrauvaca.
340463	Muy alterada. Esquistosa.	x	x	x						metagrauvaca.
340470	Microbrechoide. Relleno de zeolitas.	x	x						x	microbrecha.
340473	Nemato-granoblástica. Muy alterada.		x	x						cuarcita.
340480	Esquistosa. S ₀ -laminación-fina y marcada. 3 S. Zeol. post S ₃	x	x	x					x	metagrauvaca.
340490	Esquistosa. S ₀ -laminación-rítmica. 3 S. Trituración post.	x	x						x	metagrauvaca.
340501	Esquistosa. S ₀ -laminación-marcada. Anataca pre?. 2 S.	x	x							metagrauvaca.
340511	Esquistosa. 3 S y fracturación post. Zeolitas tardías.	x	x	x					x	metagrauvaca.
340520	Nematoblástica a granoblástica. 2 S.		x	x						cuarzo esquisto.
340521	Esquistosa idioblástica a poligonal. S ₀ y 3 S.		x	x						metagrauvaca.
340530	Esquistosa. / 3 S y fracturación tardía. S ₀ marcada.	x	x							metagrauvaca.
340550	Esquistosa. Muy alterada. 2 S y S de fractura tardía.	x	x							esquisto.
340560	Esquistosa. Muy alterada. 2 S.	x	x							esquisto.

Tabla II - 9. Descripción resumida de muestras de la Formación Dehesa del Marqués.

Referencia	Descripción somera de la fábrica microscópica.	Clorita		Biotita	Cloritoide	Granate	Estaurolita	Andalucita	Sillimanita	Zeolita	Clasificación.
		D	S								
340572	Esquistosa. 3 S. Granate pre ?.		x	x		x					esquisto.
340580	Cataclástica microbrechoide. Muy alterada.	x	x	x						x	microbrecha
340581	Esquistosa. 2 S continuas y S ₃ de fractura. Crenulada.		x	x		x					esquisto.
340582	Esquistosa crenulada. 2 S continuas.		x	x							esquisto.
340591	Esquistosa. 3 S y fracturación tardía. S ₀ marcada.	x	x	x						x	metagrauvaca.
340592	Esquistosa nematoblástica. Muy alterada.	x	x							x	cuarzo esquisto.
340601	Esquistosa. 2 S y S ₃ de fractura. Muy alterada.	x	x	x						x	esquisto.
340602	Muy brechificada y alterada.	x	x	x							microbrecha.
340612	Esquistosa intersectoral, grano muy fino, muy alterada.	x	x	x							esquisto.
340620	Esquistosa intersectoral-deiablástica. Granates pre.		x	x		x					esquisto.
340660	Esquistosa. Muy alterada.	x	x	x		x					esquisto.
340671	Esquistosa. 2 S continuas y S ₃ de fractura.		x	x							esquisto.
340680	Muy fracturada y alterada.		x	x							esquisto.
340690	Esquistosa. 2 S. Granates pre y estaurolita post S ₁ .			x		x	x				esquisto.

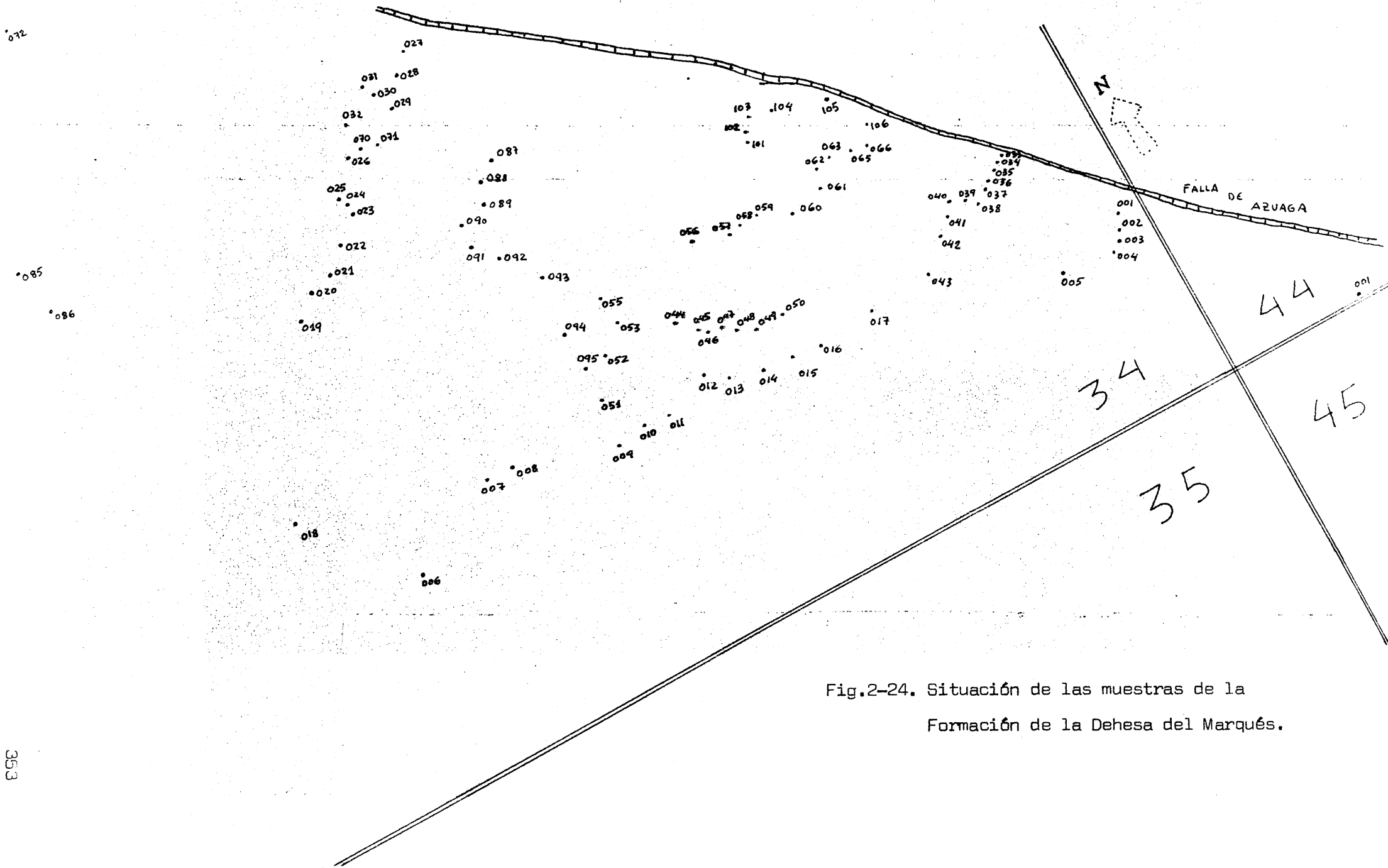


Fig.2-24. Situación de las muestras de la Formación de la Dehesa del Marqués.

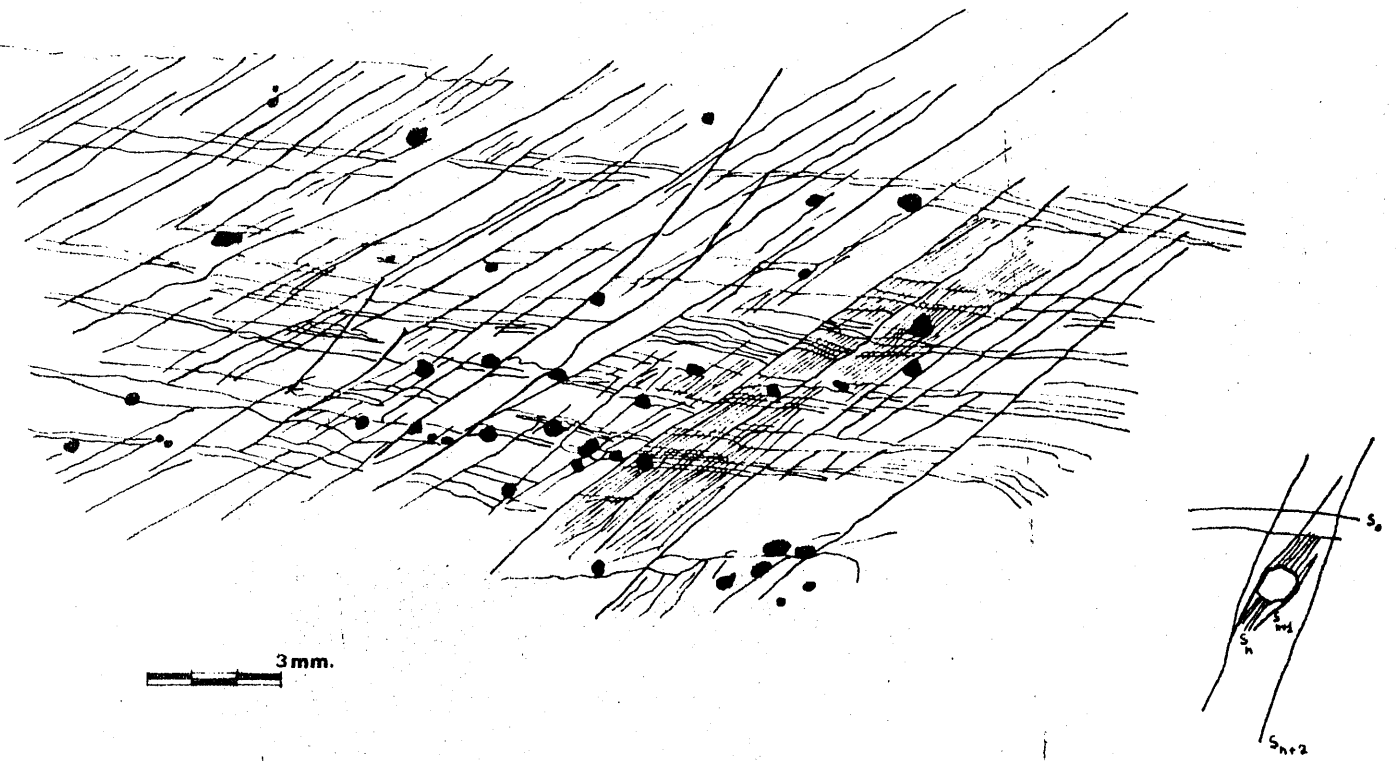


Fig. 2-25 a. Superficies S en metapelitas con granates de la Formación de la Dehesa del Marqués. Tres juegos de superficies S , de penetratividad y continuidad tanto mayor cuanto más antigua, se superponen a las trazas de S_0 marcadas por buchos de gránulos de cuarzo. Los granatos, en negro, cortan a la S_n y se ven envueltos por la S_{n+1} .



3mm.

Fig. 2-25. b. Aspecto de la fábrica submicroscópica de una metapelita con granates. Se aprecian dos dominios diferentes de fábrica : en blanco el subdominio cuar-
zoso en que las esquistosidades son poco penetrativas y discontinuas y el
subdominio micáceo , en que las esquistosidades están mejor representadas
por superficies continuas y absolutamente penetrativas (S_n) aunque también
presentan juegos poco penetrativos y discontinuos. En conjunto se pueden
destacar hasta cuatro juegos de superficies-S diferentes de los que tan
solo los dos primeros serían , a la escala considerada, continuos y penetra-
tivos.

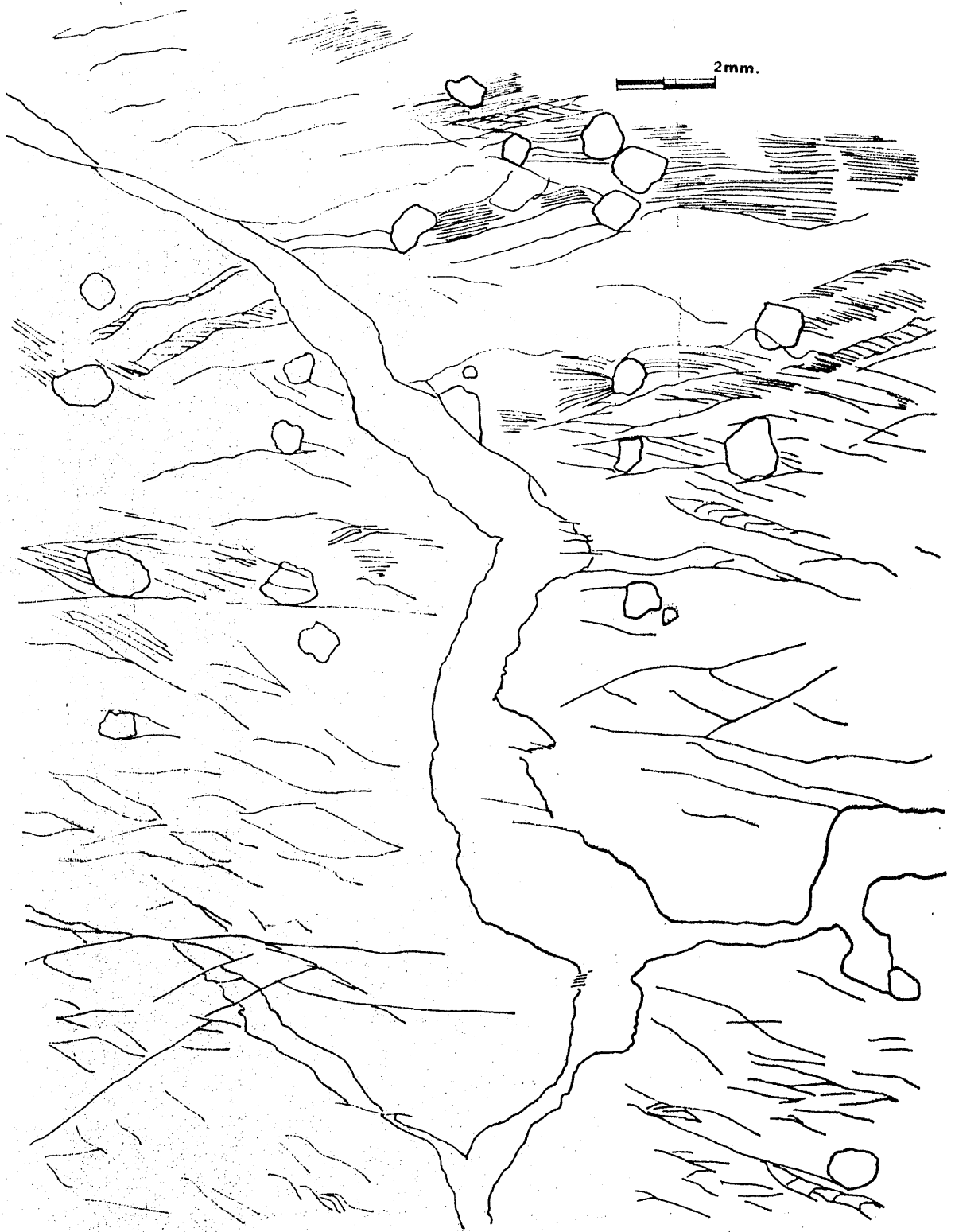


Fig. 2-25 c. Metapelita con granates. Una fractura de espesor milimétrico recorre la muestra. Estaba rellena de zeolitas y menor proporción de óxidos opacos y pennina. Se distinguen cuatro juegos de superficies-S de los que solo los dos primeros son, a esta escala, continuos.

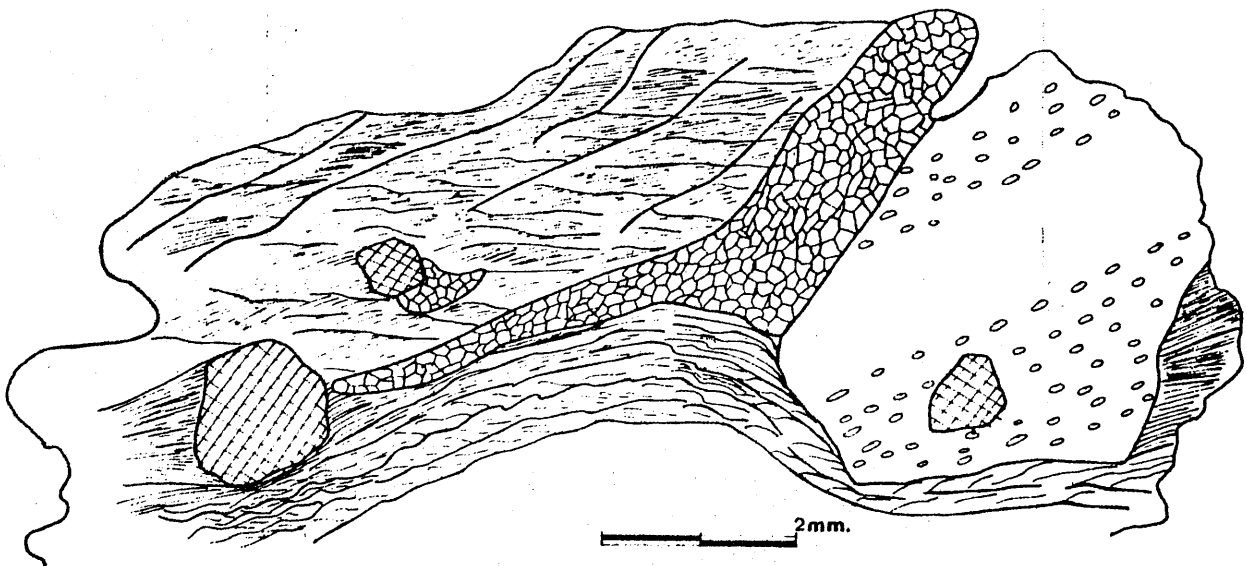


Fig. 2-75 u. Melapolita con estaurolita. El blasto de estaurolita constituye un subdominio marcado por una sola esquistosidad interna rectilínea según la cual se alinean gotas de cuarzo. Un pequeño blasto de granate queda incluido en el mismo y parece no alterar la disposición de la S_1 que solo pierde su continuidad. El subdominio micáceo presenta tres juegos de superficies S_1 de las que el primero ofrece una marcada penetratividad mientras los restantes son progresivamente menos penetrativos a esta escala. La S_1 más continua y penetrativa es cortada por los granates, mientras que la S_1 de estaurolita parece ser equivalente. Esto podría significar la existencia de una asociación granate-estaurolita post- S_n ó bien el crecimiento ligeramente posterior de Estaurolita respecto a granate en la misma interfase. Un tercer subdominio viene a estar representado por un relleno tardío de fracturas por zeolitas finamente granulares.

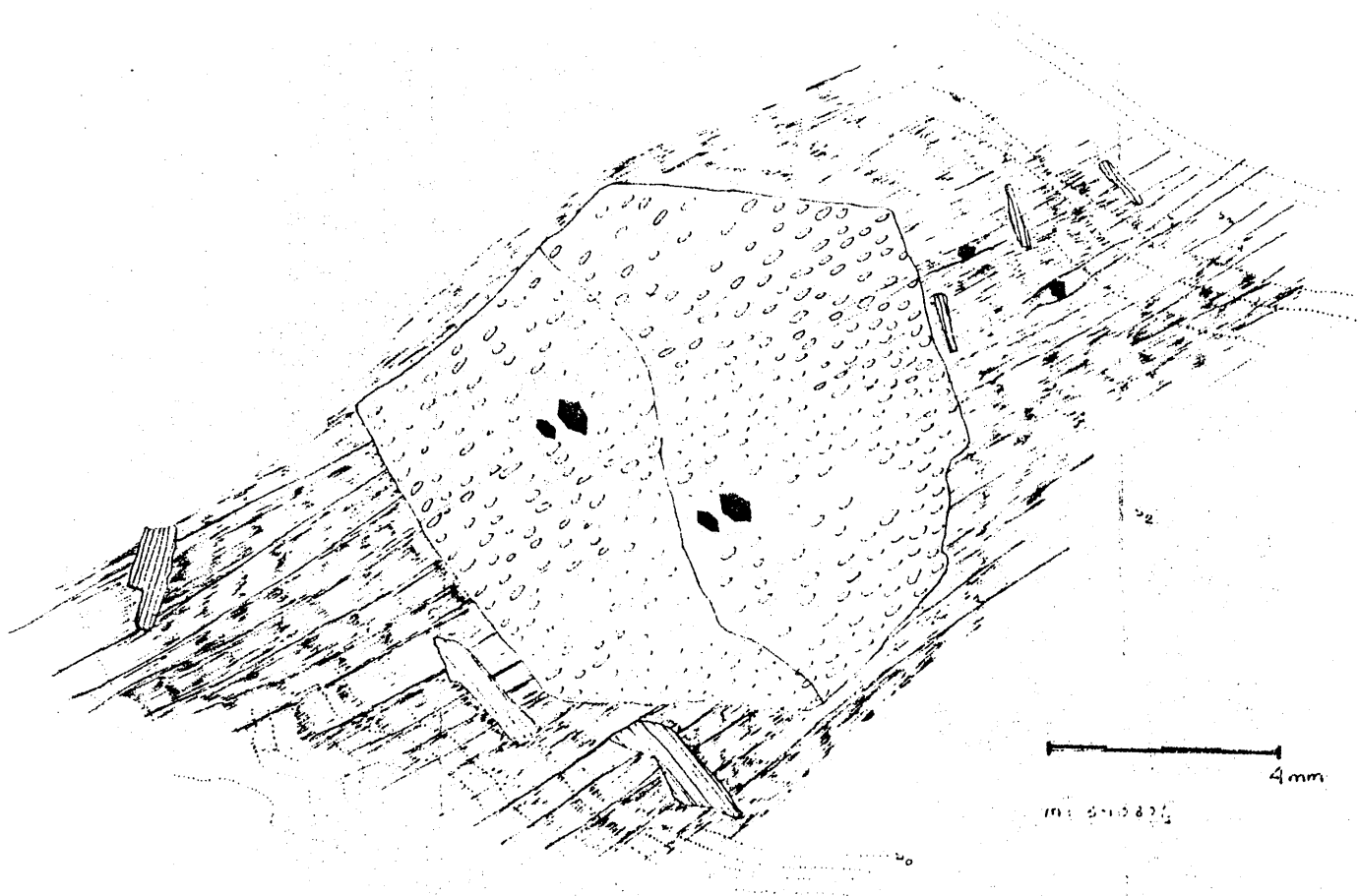


Fig. 2-20 c. Metapelita con estauroлита. Se diferencian en esta reproducción esquemática dos subdominios de fábrica. El subdominio constituido por el blasto de estauroлита presenta una estructura interna marcada por dos juegos de superficies: el representado por la alineación de gotas de cuarzo y otro posterior menos penetrativo y más espaciado y discontinuo formado por trazos de esquistosidad que deforman el conjunto del blasto. Algunos granates de pequeño tamaño se observan con un hábito idiomorfo peculiar de granates postdeformáticos. El subdominio constituido por la mesostasis micácea presenta tres juegos diferenciables de superficies. Como S_2 , en punteado, se señala la fina alternancia de lechos cuarzosos indicativa de una laminación original. Después se superponen una primera esquistosidad muy continua y penetrativa S_1 sobre la que cruzan granates y estauroлита. Finalmente, en esta muestra, se reconoce una esquistosidad posterior que envuelve o penetra a los blastos y es más espaciada. Sobre ella crecen blastos idiomorfos de cloritoide transformados en pearnina.

EPISODIOS DE BLASTESIS Y DEFORMACION EN LA FORMACION DE LA DEHESA DEL MARQUES.

Un recuento cualitativo de las especies minerales metamórficas que aparecen en las metapelitas de esta Formación, incluiría las siguientes: cuarzo, plagioclasa, mica blanca, biotita, clorita, turmalina, cloritoide, granate, estaurolita, andalucita, cianita, silimanita y zeolita. Además, habría que incluir una limitada variedad de opacos que incluye oligisto, magnetita, ilmenita y sulfuros. También se deben incluir minerales como hornblenda, labradorita, actinolita, pistacita y titanita, que forman las escasas anfibolitas que se intercalan en esta serie. La Tabla II-10 expresa la relación entre estos minerales y las fases de deformación que se han podido determinar.

La Fase 1 corresponde a una deformación en micropliegues similares, que aparecen transpuestos en la muestra 340100. Estas transposiciones se producen en relación con el desarrollo de una esquistosidad de flujo $S_2(F_2)$, que aparece oblicua respecto a los micropliegues de F_1 . S_2 está marcada por biotita y moscovita. Con posterioridad, interrumpiendo esta esquistosidad, crecen granates, turmalina, magnetita y titanita. Inmediatamente parece suceder una crenulación de esta $S_2(F_2)$, con desarrollo de una $S_3(F_3)$ de crenulación discontinua y poco penetrativa. Esta crenulación está ampliamente representada en la fábrica interna de los peciloblastos de estaurolita y andalucita que crecen en la etapa postcinemática de la fase 3. No obstante, algunos blastos de andalucita presentan inclusiones ordenadas según una S interna no plegada. Cabe la posibilidad de que la blastesis se iniciara antes del comienzo de la fase 3, y con posterioridad a la misma culminara. También es posible que, siendo la deformación de fase 3 discontinua, los niveles no afectados pudieran proporcionar la matriz marcada por una S_2 no crenulada, que mimetizan las inclusiones de los peciloblastos.

En cualquier caso, la fase 3 presenta una estrecha relación con la fase 2, según se deduce de la presencia de granates indeformados idioblásticos en

el interior de estaurolita. Si tales granates son de la misma paragénesis que los granates algo más deformados post fase 2 que abundan en la mesostasis cuarzo-micácea, cabe deducir que el crecimiento de estaurolita y andalucita se produjo antes de que la deformación rotara y afectara a los propios granates. También es probable que tales granates sean en realidad post fase 3. En este caso, como se expresa en la Tabla II-10, las asociaciones correspondientes a las fases 2 y 3 serían prácticamente idénticas. Si las condiciones de metamorfismo se mantuvieron constantes, las deformaciones 2 y 3 debieron ser próximas entre sí temporalmente.

La fase 4 consiste en la deformación mediante un plegamiento que produce una esquistosidad continua y penetrativa a escala milimétrica centimétrica, que es de fractura y presenta directriz N 170.

Con posterioridad a esta fase crecen diablastos de biotita, mica blanca y cloritoide. Este cloritoide está generalmente alterado a penninita aunque se conservan las peculiares maclas polisintéticas pseudomorfizadas por penninita con orientación diferente en cada elemento de la anterior macla. En esta fase 4 se produce una retromorfosis general que afecta especialmente a los granates que quedan envueltos por blastos desorientados de biotita.

Con posterioridad se produce un plegamiento suave de directriz N 150 aproximadamente, que produce una esquistosidad de fractura discontinua y poco penetrativa $S_{55}F_{55}$, marcada por opacos y clorita. Igualmente comienzan a producirse rellenos de estas superficies de esquistosidad grosera y de fracturas posteriores por una asociación de zeolita-penninita-óxidos-cuarzo-albita. La zeolita suele consistir normalmente en estilbita, como se verá.

Finalmente se aprecia una fase en que se produce una intensa deformación en kink band de orientaciones conjugadas. Los ejes de los pliegues o las bandas de kink se inclinan hacia el W-NW, E-NE, y E-SE. Los planos de estos kink se disponen de forma muy irregular. No se incluye en la Tabla las etapas de fracturación que producen primero fallas con salto en dirección y con posterioridad fallas normales con importantes componentes en di-

rección. Las primeras corresponden a fallas como la de Azuaga, Malcoci-
nado, etc.; tienen directriz N 140-120, presentan vergencia al SW y sal-
to en dirección sinextrorso. Las segundas serían fallas normales, de di-
rección N 100, con salto en dirección igualmente sinextrorso.

De este modo se dibuja un cuadro tectónico-metamórfico expresado por 9
fases de deformación, seis de plegamiento (incluyendo la Fase 6 de Kink-
Band), y tres de fracturas y fallas.

En cuanto a la edad de estas deformaciones, indicaremos que, como se argu-
menta en epígrafes posteriores, la fase de directriz N 180 y vergencia al
W afecta al Ordovícico al NE de la Falla de Azuaga. Hacia el SW, un cabal-
gamiento de la Formación de Usagre sobre la serie carbonatada georgiense
se produce en Fase 5, e incorpora la S_4 , que adquiere directriz N 150-140
en este sector, y es obliterada por la S_5 .

De este modo, cabe pensar que las fases 1, 2 y 3 sean atribuibles a episo-
dios orogénicos prehercínicos y seguramente precámbricos, como se verá.

La litología característica de esta Formación es un tipo de metapelita en
la que se conserva una fina laminación que diferencia lechos cuarzosos y
lechos micáceos. En alguna ocasión, en el resto de los lechos cuarzosos,
se apreció una disposición de opacos según superficies oblicuas a la lami-
nación e interrumpidas por ésta. La aparente simplicidad textural de las
muestras estudiadas inclina a pensar que estas superficies internas en los
lechos cuarzosos no sean sino relictos de "crossed-lamination" obliterada
por la recristalización metamórfica.

La intersección entre S_0 y las sucesivas superficies S y, más aún, por la
 S_4 que predomina en el sector, produce una linearidad bien visible en los
afloramientos cuando S_0 es perpendicular a S_5 . No cabe duda de que esta
diferente disposición relativa de S_0 y S_5 depende de que la muestra se es-
coja en las charnelas o en los flancos de pliegues de fases 4 y 5, que pa-
san desapercibidos sobre el terreno, toda vez que las trincheras existen-
tes no ofrecen cortes demasiado profundos de la serie.

Hay que tener en cuenta que el estudio de esta Formación se hace sobre muestras escogidas en trincheras de poco más de 1 metro de corte, o bien directamente de afloramientos que se levantan algunos centímetros desde el suelo cubierto por tierras de cultivo de secano. Sólo el río Retén ofreció algunos buenos cortes en los que las deformaciones de fases 5, 6 y posteriores, apenas permitieron observar la estructura anterior en una serie monótona y carente de niveles de referencia.

Especie	Longitud media	Nº de medidas
Cuarzo y Feldespato	0.9 mm.	30
Mica blanca	1.5 mm.	30
Biotita	1 mm.	30
Cloritoide	1.8 mm.	30
Granate	0.8 mm.	30
Estauroлита	12 mm.	10
Andalucita	15 mm.	10

Tabla II - 9. Idea aproximativa del tamaño de grano de los minerales que componen la Formación de la Dehesa del Marqués.

MINERALES INDICE DE LAS ZONACIONES METAMORFICAS.

La Tabla II-8 resume las características texturales y la composición mineralógica de las rocas pelíticas de esta formación.

En cuanto a la estructura interna y relación con las esquistosidades, se pueden observar los siguientes aspectos:

MICAS.- Por lo general, la biotita aparece en forma de cristales prismáticos alargados y adaptados según las dos o tres primeras esquistosidades o bien como peciloblastos de tamaño inferior al mm. Estos peciloblastos suelen consistir, cuando comienzan a aparecer, en concentraciones de óxidos de hierro y blastos de tamaño inferior a 0,2mm. de biotita. Están deformados por 2 ó 3 esquistosidades, de modo que pueden considerarse como postcinemáticos respecto a la S_2 , y deformados por la S_3 .

La mica blanca aparece adaptada a las diferentes esquistosidades o bien como producto de alteración de andalucita.

La clorita suele estar asociada a halos de alteración de granates o biotita. En ocasiones aparece como sincinemática respecto a algunas esquistosidades tal como se puede observar en la Tabla II-8. Finalmente, indicaremos que existen idióblastos de mica blanca claramente post fase 3, orientados al azar (diablastesis) y que los granates suelen quedar envueltos o sustituidos por biotita desorientada igualmente post fase III-IV.

GRANATE.- En todos los casos se presenta carente de inclusiones y con hábito subidiomorfo a lípidiomorfo. De esta forma, si bien parece claro su carácter post-cinemático, la cristalización se debió producir antes y después de dos diferentes episodios tectónicos, y hay que recurrir al análisis textural para situar el momento de la blastesis. (Tabla II-10).

Los blastos de granate se superponen (interrumpen) a una esquistosidad de flujo marcada por biotita, moscovita y nematoblastos de cuarzo y feldespato. Esta esquistosidad corresponde a la producida en la Fase 2 de la Tabla II-10.

especies	FASES PRECAMBRICAS							FASES HERCINICAS					
	FASE I (I)			FASE II (C ₁)		FASE III (C ₂)		FASE IV (H ₁)		FASE V (H ₂)		FASE VI (H ₃)	
	Pre	Sin	Post	Sin	Post	Sin	Post	Sin	Post	Sin	Post	Sin	Post
BIOTITA													
GRANATE													
COLORITOIDE													
ESTAUROLITA													
ANDALUCITA													
SILIMANITA													
CIANITA													
MICA BLANCA													
CLORITA													
TURMALINA													
ZEOLITA													
HORNBLENDA													
ACTINOLITA													
PISTACITA													
TITANITA													
S Formada	Microplegado. S ₁ continua			S ₂ flujo continua		S ₃ de crenulación discontinua.		S ₄ de fractura cm. a dm. N 170.		S ₅ fractura continua. N 145		Bandas de kink. fract.	
S Deformada	S ₀ laminación rítmica			S ₁ obliterada ?.		S ₀ + S ₁ + S ₂ .		S ₀ + S ₁ + S ₂ + S ₃ .		S ₀ + S ₁ + S ₂		S ₀ + S ₁ + S ₂ + S ₃ + S ₄ + S ₅ .	

Tabla II- 10. Relaciones Blastésis/Deformación en la Formación de la Dehesa del Marqués.

La crenulación de la Fase III suele rotar a estos blastos. En un gran peciloblasto de estaurolita que incluye y mimetizaba la S_2 crenulada por la Fase 3, aparece incluido igualmente un idioblasto de granate que interrumpe claramente la esquistosidad interna. En mi opinión, se trata de un granate inter Fase 2-Fase 3, cuyo hábito se conserva bien en el interior de esta estaurolita que lo preservó de las deformaciones correspondientes a las Fases 3,4,5 y 6 (Fig.2-26 a). En consecuencia, se trata de una blástesis de granate correspondiente a la interfase 2-3, que no se repite posteriormente.

ESTAUROLITA.- Los blastos de estaurolita alcanzan un tamaño centimétrico y conservan aproximadamente un hábito sub diomorfo (Fig.2-26a). Al microscopio aparecen como peciloblastos en que las inclusiones mimetizan una esquistosidad interna crenulada. Los trazos de exfoliación se pueden observar como líneas rectilíneas que atraviesan la estructura interna marcada por las inclusiones. También se observan trazas de planos de exfoliación que se superponen a la estructura interna. Las inclusiones son fundamentalmente de cuarzo y, más raramente, de biotitas. La orientación de las elipsoides ópticas de las inclusiones de cuarzo parece más bien disponerse de modo isótropo o al azar, si bien no se ha estudiado la subfábrica correspondiente.

ANDALUCITA.- Se presenta también en blastos de tamaño centimétrico, con una estructura interna que conserva la esquistosidad preexistente. En estos blastos de andalucita, la estructura interna aparece crenulada, mientras que en otros aparece sin deformar. En algunos blastos incluso se observan zonas crenuladas y no crenuladas. Ello puede ser resultado tanto de una deformación sincrónica a la blastesis como de una distribución discontinua de la crenulación de la Fase III. En general, los cristales de andalucita están muy alterados a micas (pinnita), y deformados por las esquistosidades de fracturas posteriores a la blastesis (Fig.2-26b).



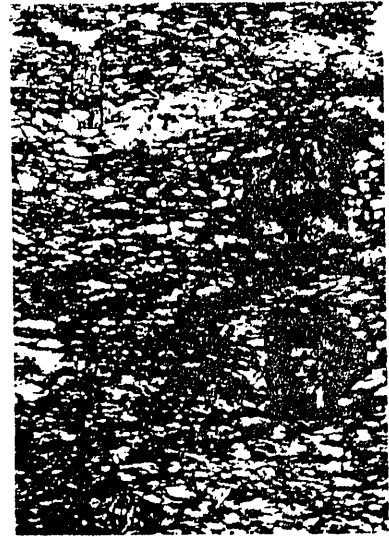
a)



b)



c)



d)



e)

Fig. 276. Aspecto microscópico de metapelitas de la Formación de la Dama del Marqués. a) Blasto de Estaurolita postcinemática, se aprecia una estructura interna que mimetiza la disposición anterior de la mesostasis. $\times 10$. b) Blasto postcinemático de Andalusita, se aprecia una estructura interna que mimetiza una mesostasis crenulada anterior. $\times 10$. c) Espacios nodulosos de fibrolita-diagenés cubiertos por la agudeza de la roca es una milonita. d) Blastos de grande intercinemáticas χ (clorita) pennina postcinemática. $\times 10$. e) Filonciolos rellenos de clorita y opacita. $\times 10$.

SILLIMANITA Y DISTENA.- La muestra 340231 corresponde a un esquisto milonita en que se pueden distinguir clastos de distena-sillimanita, granate, feldespato potásico y cuarzo, en una matriz milonítica de cuarzo, biotita, mica blanca y opacos. La muestra se localiza en el seno de la Formación varios kilómetros al SW de la falla de Azuaga, y en un sector en que abundan andalucita y estauroлита. La milonitización está producida por una falla N 140, según se deduce de la directriz de la foliación cataclástica en el terreno, pero los efectos cartográficos de esa falla no son detectables dada la monotonía de la serie afectada. Las relaciones texturales de distena-sillimanita son difíciles de establecer. Deformadas por la foliación cataclástica, parecen formar porfiroblastos respecto a la S anterior y, en consecuencia, pertenecer a la misma etapa de blastesis que produjo andalucita y estauroлита. (Fig. 2-26 c)

CLORITOIDE.- Aparece en forma de idioblastos postcinemáticos sobreimpuestos a la textura esquistosa crenulada y afectada por las S₄₊₅ y 5. En la inmensa mayoría de las ocasiones está alterado y reemplazado por penninita. La presencia en dos muestras de blastos menos alterados que conservan macclas polisintéticas (001), pleocroismo tenue, extinción oblicua y colores de interferencia anómalos. Como puede verse en la fig. 2-27, la distribución de los blastos de cloritoide es independiente de la distribución de minerales de fase 2-3 (Fig. 2-26d).

ZEOLITAS.- Como episodio terminal en la secuencia de blastesis/deformación se aprecia una fracturación inhomogénea, discontinua e irregular, que tiene como característica común el relleno simultáneo o subsecuente por una asociación de zeolita y penninita en la que predomina la primera especie. Estas zeolitas están deformadas por la última fase en que se producen kink-bands y fracturas de tensión, y con frecuencia parecen ser incluso posteriores a estas deformaciones. La composición de estas zeolitas es difícil de determinar, por cuanto se trata de cristales muy pequeños (tamaño inferior a 0.5 mm), son muy irregulares, presentan birrefringencia y relieve muy bajos y los filoncillos son excesivamente finos para poder extraer muestra sufi-

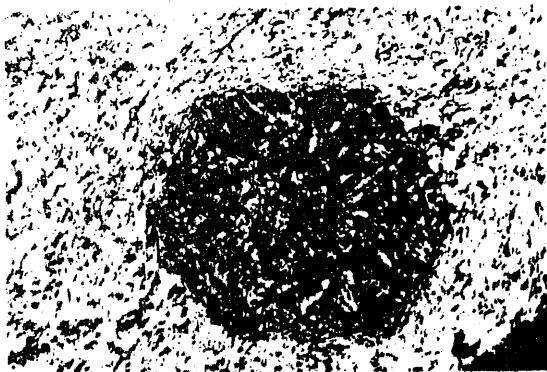
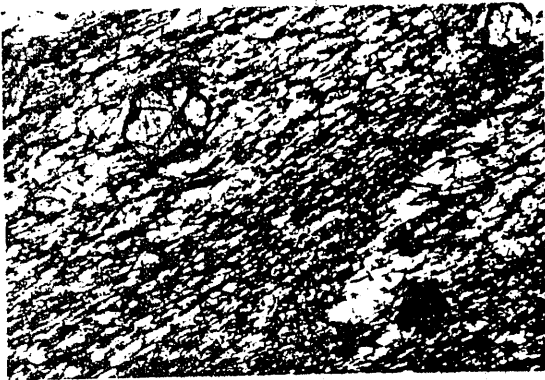


Fig. 2-26 f). El faulto entre los subdominios silíceo y cuarzooso señala una superficie microplegada sobre la cual crecen los granatos. Se aprecian esquistosidades anteriores y posteriores a la blastesis. x20.
 g). Detalle de granate intercristalino. Su tamaño es inferior al espaciado de la S que lo envuelve. x 80.
 h). Detalle de granate envuelto por la esquistosidad en cuarzo de grano fino. x10.

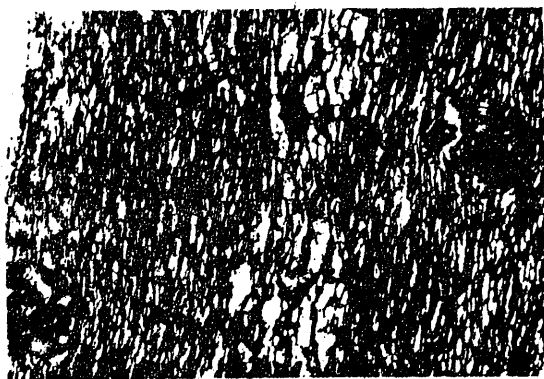


Fig. 2-26. Metapilitas de la Formación de la Dunesa del Marqués. i) Microblastos de Granate intercinemático. x20. j) Andalusita con estructura interna mimetizando la crenulación de fase III. x10. k) Moteado en esquistos de grano fino por microblastos de biotita intercinemática. x10. l) Microblastos de granate y cloritoide. Se pueden apreciar diferencias claras en las relaciones texturales de ambos minerales. Cloritoide atraviesa netamente la esquistosidad que envuelve a los granates.

cientemente para determinaciones en Rayos X. Además, se trata de minerales con un poder reflectante muy bajo. Se han realizado doce determinaciones en platina universal, que indican una cierta variedad de especies, con predominio de estilbita ($(\text{Si}_7\text{Al}_2\text{O}_{18})\text{Ca}_1 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). (Tabla II-11 y Fig. 2-26 f).

LAS ISOGRADAS DE LA ZONACION DE FASE 2-3.-

La fig. 2-27 expresa una posible distribución de las zonas de biotita, granate y estaurolita/andalucita. El término de "isograda" se utiliza aquí en el sentido de TILLEY (1.924), es decir, como "una línea en un mapa que une los puntos de aparición de un cierto mineral índice". La zona de estaurolita/andalucita debe contener una isograda que marque la aparición de andalucita que suele aparecer "después" que estaurolita. Esto quiere decir que, sobre el terreno, cuando se marcha desde la zona de biotita a la zona en que aparece primero granate y después estaurolita/andalucita, parece que suelen presentarse primero metapelitas con estaurolita e inmediatamente andalucita. En un punto la zona estaurolita/andalucita está representada sólo por muestras con estaurolita.

WINKLER (1.967) y TURNER (1.968) utilizan "isogradas de reacción" basadas en reacciones minerales específicas. Como indica WINKLER (1.975), una asociación de minerales es petrologicamente más significativa que la aparición de un solo mineral. En consecuencia, la labor del petrólogo ha de estar orientada a la determinación de las reacciones que producen la aparición de los respectivos minerales.

La Formación de Dehesa del Marqués aflora en una banda de superficie aproximada a los 35 Km^2 (12×3). El número de muestras recogidas es de 120, número que, si bien es elevado dado el objetivo más general de una tesis de geología regional, resulta claramente reducido para establecer una zonación metamórfica de suficiente rigor. Probablemente serían necesarias un mínimo de 600 muestras para cubrir toda la superficie del afloramiento de la Formación de la Dehesa del Marqués y conocer con mayor aproximación la distribución de las zonas metamórficas. En efecto, con 600 muestras bien repartidas, se obtendría una densidad de unas 17 muestras por Km^2 ;

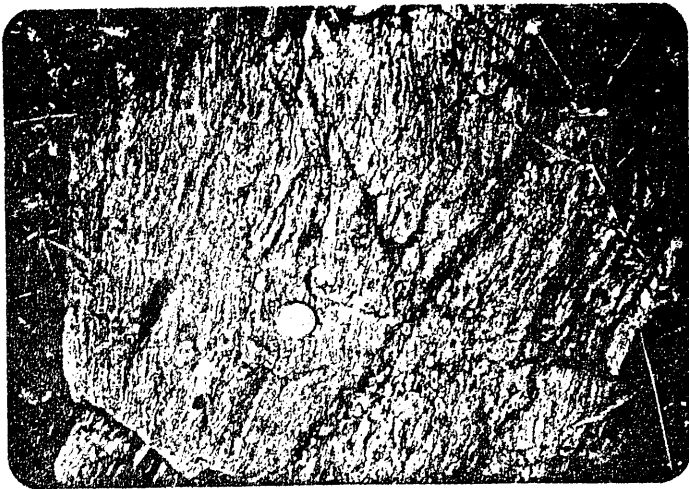
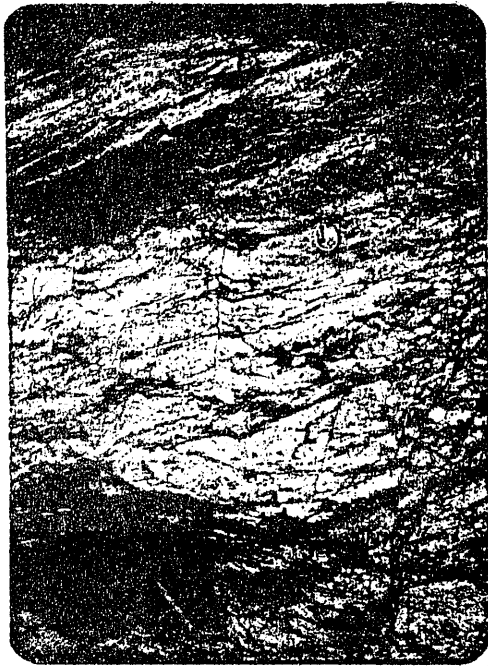


Fig. 2-26 g. Aspecto mesoscópico de tres afloramientos de la zona de andalucite-estaurrolita. A la derecha blastos de estaurrolita y andalucita estirados y triturados por las S_{4-5} . A la izquierda blastos de andalucita estirados y rotos por S_{4-5-67} .

es decir, cada muestra podría "representar" a un área unidad de unos 65.000 m². Aún así la densidad sería demasiado baja teniendo en cuenta la muy probable complejidad de la distribución y disposición estructural de las zonas metamórficas. Las Fases II y III, principales episodios tectonometamórficos, han sido precedidas por varias fases de deformación de modo que si, por ejemplo, la Fase I es la directriz N 180 vergente al W, cabe esperar que las isogradas aparezcan plegados en torno a formas estructurales de esa directriz. Así, los minerales como andalucita, estauroлита, silimanita y distena aparecerán en antiformal si la distribución original de las distintas zonas era subhorizontal. Si no lo era, como podría ocurrir después del episodio tectónico post Fase III, el resultado podría ser aún más complejo. Y mayor complejidad se obtendría, en cualquier caso, tras la superposición de las Fases V y VI y la tectónica de fractura que las acompaña. En consecuencia, no es admisible un esquema tan sencillo de distribución de zonas metamórficas como el expresado por CHACÓN et alii (1.974) y más bien cabría esperar un cuadro como el expresado en la fig. 2-27, o, tal vez, más complejo aún.



m)



n)



o)

Fig.2-26. Aspecto de la fábrica microscópica de metapelitas de la Formación de la Dehesa del Marqués.
m). Micropliegues de fase I deformados por dos juegos de esquistosidad continua la primera / discontinua a esta en la segunda. x400. n). Aspecto mas general de la misma lámina. x250.
o) Granulación tardía ligada al desarrollo de pliegues chevron y kink-band. x25.



Fig.2-27. Distribución de minerales índice en la Formación de la Danesa del Marqués.

1.- Granate, 2.- Biotita, 3.- Cloritoide, 4.- Ancaucita, 5.- Estaurocita, 6.- Cianita-Fibrolita.
 En punteado se ejemplariza una hipotética distribución de isogradas sin mas pretensión que expresar algunas de las conclusiones señaladas en el texto.

MUESTRA	$2 \cdot V_x$	$Z \wedge - a$	$X \wedge - c$	$Y \wedge - b$	EXFOLIACION MACLAS	DIAGNOSTICO
1	130°	0°	0°	0°	001 $\wedge \Delta E$ 100	THOMPSONITA
2	46°	-	20°	-	$\Delta E \downarrow$ Exf. 010	ESCOLECITA ?
3	56°	28°	-	-	Exf. 010 $\parallel \Delta E$ {100}	ESTILBITA
4	40°	30°	-	-	Exf. 010 $\parallel \Delta E$	ESTILBITA
5	43°	-	8°	0°	010 $\parallel \Delta E$	ESTILBITA
6	62°	38° ?	-	0°	010 $\parallel \Delta E$ {001}	ESTILBITA
7	60°	-	-	-	{110} macla	ESTILBITA ó (escolecita ?)
8	43°	-	11°	-	010 $\downarrow \Delta E$ {100}	ESCOLECITA
9	39°	-	-	-	{010} $\parallel \Delta E$	ESTILBITA
10	74°	22°	-	-	{010} $\parallel \Delta E$ {110} macla	ESTILBITA
11	60°	28°	-	-	{010} $\parallel \Delta E$ {110} macla	ESTILBITA
12	40°	-	10°	-	{010} ΔE {100}	ESTILBITA
13	42°	-	10°	-	{010} $\parallel \Delta E$ {100}	ESTILBITA
14	40°	-	15°	-	{010} $\parallel \Delta E$ {100}	ESTILBITA

TABLA II - 11. Determinación óptica de zeolitas.

DEFINICION DE LA EVOLUCION METAMORFICA DE LA FORMACION DEHESA DEL MARQUES.

WINKLER (1.975) diferencia cuatro estadios dentro del campo total de condiciones P.T. de metamorfismo. En lo que se refiere a las rocas pelíticas, establece las siguientes reacciones minerales que definen el comienzo y final de cada uno de los estadios y caracterizan la presencia de un determinado estadio (Tabla II-12).

Como puede verse, el primer problema que se plantea en el grado bajo es la determinación de estilpnomelana. Esta mica puede confundirse con biotita o ferriclorita, y sólo puede identificarse con mayor precisión mediante difracción de Rayos X. Lamentablemente, las metapelitas de la Formación de la Dehesa del Marqués están muy alteradas y las biotitas y granates se han retromorfizado en clorita. Además, estas metapelitas son rocas "pluri-faciales" en el sentido de ROEVER y NIJHUIS (1.964), es decir, han sufrido metamorfismo en más de una facies a lo largo de diferentes periodos de su historia. ¿Cómo diferenciar entonces las micas de bajo grado de la Fase IV de las micas de grado muy bajo de las Fases V y VI, por ejemplo? También son rocas "polimetamórficas" en el sentido de READ (1.949), es decir, rocas con una historia metamórfica en que pueden distinguirse "two or more unified acts that are separable from one another and present no obvious genetic connection".

De este modo se hace necesario efectuar la definición del tipo de facies y series de facies que se produce en cada etapa de las diferentes fases tectonometamórficas.

Recordemos los conceptos de Serie de Facies (MIYASHIRO 1.961, 1.967), y Grupos de Facies (DENTEX; 1.971), que se han propuesto para tal fin.

El concepto de Series de Facies fué propuesto para indicar la aparición de diversas facies ordenadas según temperatura creciente y determinadas por las condiciones de P en que se produjo tal aumento de T (MIYASHIRO 1.961a). De este modo se pudo comprobar que las sucesiones o Series

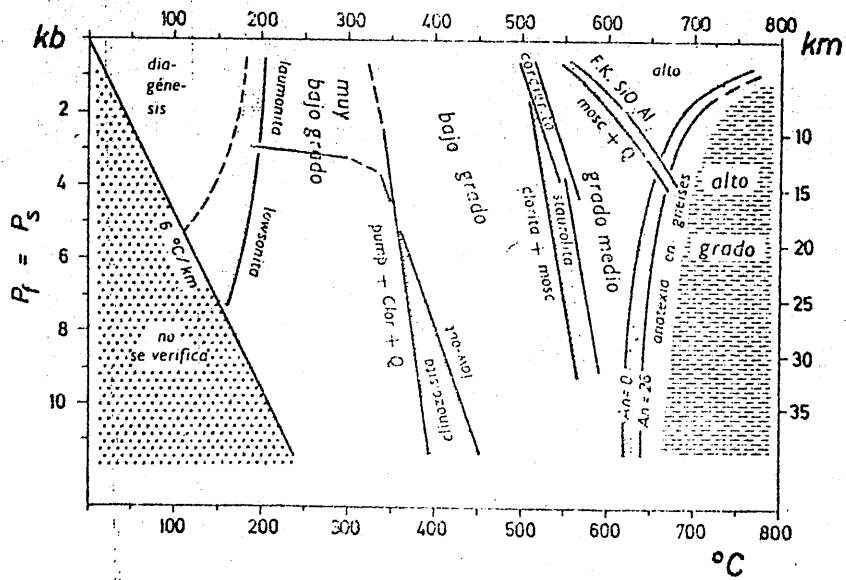


Tabla II-12. Definición gráfica de las condiciones PT que caracterizan a los diferentes Estadios Meta-mórficos de WINKLER (1975).

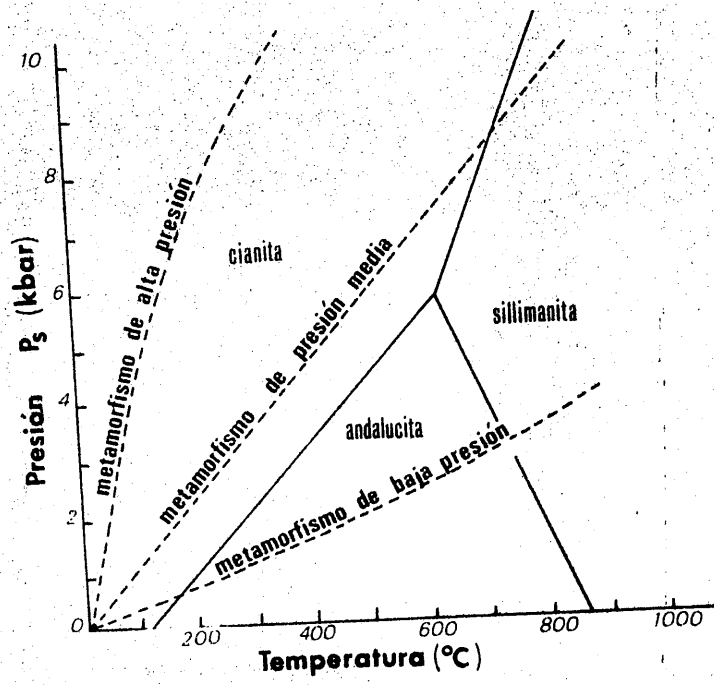


Fig. 2-28. Tipos béricos de metamorfismo según MIYASHIRO (1961 a).

Baric type	Characterized by	Common minerals	Common metamorphic facies series	Associated magmatism
Low-pressure	Andalusite	Biotite, cordierite, staurolite, sillimanite	Greenschist → amphibolite → granulite	Geosynclinal volcanics, ranging from basic to acidic, are present but usually scarce. Granites are very abundant, being accompanied in some cases by andesite and rhyolite
Medium-pressure	Presence of kyanite and absence of glaucophane	Biotite, almandine, staurolite, sillimanite	Greenschist → epidote-amphibolite → amphibolite → granulite	Both ophiolites and granites are present
High-pressure	Glaucophane, jadeite, lawsonite	Almandine, barroisite, stilpnomelane	Glaucophane schist → epidote amphibolite; Glaucophane schist → greenschist; Prehnite-pumpellyite → glaucophane schist	Ophiolites, ranging from ultrabasic to basic, are abundant. Granites are usually absent

Tabla II-13. Definición sumaria de las características propias de los tres tipos béricos de metamorfismo regional según MIYASHIRO (1961).

de Facies presentes en diferentes áreas metamórficas del globo obedecían a diferentes tipos béricos que MIYASHIRO (1.961a) desglosó en tres fundamentales (Fig. 2-28 y Tabla II-13).

DEN TEX (1.971) propone una revisión de la subdivisión de las áreas metamórficas según zonas de metamorfismo creciente propuesta por GRUBENMANN y NIGGLI (1.924). De este modo divide las antiguas EPIZONA, MESOZONA y CATAZONA en 4 Grupos de Facies, divididos por isothermas (Tabla II-14). En realidad, esta subdivisión es de menor interés para el trabajo práctico en áreas de metamorfismo regional, por cuanto en estas el metamorfismo produce una Serie de Facies concreta, correspondiente a un tipo bérico determinado por el gradiente metamórfico que afectó a ese sector de la corteza.

En cualquier caso, la utilización del concepto de Grupo de Facies estaba destinado a establecer una clara relación entre Facies y grado metamórfico. El trabajo de WINKLER (1.975) trata de ofrecer una metodología que proporcione información sobre la Serie de Facies y sobre el grado metamórfico (facies concreta), mediante el estudio de las "isogradas de reacción" marcados por reacciones minerales detectables petrográficamente o de las simples "isogradas" como expresión de la primera aparición de un determinado mineral índice, tal como lo hizo por primera vez BARROW (1.893, 1.912).

Sin embargo, los diferentes textos que analizan la petrogénesis de rocas metamórficas no tienen en cuenta la evolución de la fábrica como punto de referencia a la hora de establecer las diferentes asociaciones. En un área en que se puedan delimitar con precisión las diferentes fases de deformación y las asociaciones minerales resultantes en cada etapa sin o post-cinemática, no cabe duda de que se podrá establecer con precisión la evolución de las facies metamórficas. Esta limitación hace que en el estudio de las áreas metamórficas y de los procesos metamórficos se tenga en cuenta la evolución espacial en un momento o periodo dado, y en un amplio

Table 1. The facies groups and facies series (hor. and vert. col. resp.).

LAUMONTITE - PREHNITE - PUMPELLYTE - LAWSONITE GROUP		ZEOLITHIC FACIES (Laumontite - Prehnite - Quartz) (PREHNITE - PUMPELLYTE METAGRAYWACKE FACIES (Pumpellyite - Prehnite - Quartz)	GLAUCOPHANE-LAWSONITE (SCHIST) FACIES Lawsonite-Albite + Lawsonite-Glaucophane facies	Eclogites Group C	GRADE ↓	
(GLAUCOPHANITIC) GREENSCHIST GROUP	Albite-epidote or K-feldspat hornfels facies	GREENSCHIST FACIES	GLAUCOPHANE SCHIST FACIES			
AMPHIBOLITE GROUP	Hornblende hornfels facies	CORDIERITE - AMPHIBOLITE FACIES	ALMANDINE - OR KYANITE - AMPHIBOLITE FACIES	Eclogites Group B		
TWO PYROXENE GROUP	Pyroxene or K-feldspat - Cordierite hornfels facies	GRANULITE FACIES Cordierite-Almandine subfacies Orthopyroxene-plagioclase subfacies Clinopyroxene-Pyramandine subfacies				
FACIES GROUPS	FACIES SERIES	CONTACT SERIES	LOW PRESSURE REGIONAL SERIES	INTERM. PRESSURE REGIONAL SERIES		HIGH - PRESSURE REGIONAL SERIES

Tabla II - 14. Grupos de facies y Series de facies según DEN TEX (1971).

sector de la corteza, pero no la evolución temporal del gradiente metamórfico en un mismo punto de la corteza. Y ésto es importante porque la mayoría de las rocas metamórficas paleozóicas son plurifaciales y la mayoría de las precámbricas polimetamórficas y plurifaciales.

GRADO DE METAMORFISMO DURANTE LAS FASES 2 Y 3 EN LA FORMACION DEHESA DEL MARQUES.

La Fase I está caracterizada por micas y titanita. La presencia de biotita, a falta de otros minerales índices, puede ser propia del estadio de metamorfismo de Grado Bajo, e incluso Muy Bajo, sin que sea posible precisar más.

Durante la Fase II sinorogénica, crecen Biotita y Moscovita en rocas pelíticas y Hornblenda verde-actinolita en anfibolitas. Si en las anfibolitas la plagioclasa es oligoclasa, la asociación correspondería al grado Muy Bajo; si es andesina, al grado Bajo.

En la etapa postorogénica se aprecian Biotita, Granate, Andalucita, Estauro_lita, Cianita, Sillimanita, Mica blanca y Oligoclasa en las rocas pelíticas. Se desconoce la composición química aproximada de estos minerales. También es difícil establecer con precisión las relaciones texturales entre estos minerales, debido a las deformaciones posteriores.

De todos modos, estauro_lita y andalucita pueden estar en contacto. Las inclusiones de cuarzo en ambos minerales hay que considerarlas como blastos de cuarzo formados como productos de las reacciones que produjeron a los cristales matrices. Estos blastos de cuarzo mimetizan la anterior esquistosidad crenulada (S_2 , crenulación de Fase 3), de acuerdo con la reducida movilidad de la alúmina (Al^{3+}) durante el reemplazamiento en esquistos pelíticos de grado medio a bajo (CARMICHAEL, 1.967).

La presencia de estauro_lita antes que andalucita plantea una dificultad a la hora de establecer el límite superior del estadio de grado bajo. En efecto, andalucita y/o cianita pueden aparecer en paragénesis de grado bajo junto a

cloritoide y/o clorita, moscovita y cuarzo (WINKLER, 1.975).

Sin embargo, la aparición de Estauroлита se produce a través de alguna de las siguientes reacciones:

Cloritoide + O_2 = estauroлита + magnetita + cuarzo + H_2O (GANGULY y NEWTON, 1.969).

Clorita + moscovita = estauroлита + biotita + cuarzo + H_2O (HOSCHEK 1.967).

Clorita + moscovita + almandino = estauroлита + biotita + cuarzo + H_2O .

y caracteriza ya el comienzo del estadio de Grado Medio.

No obstante, hay varias reacciones que pueden implicar la destrucción de estauroлита para formar andalucita:

6 estauroлита + 4 moscovita + 7 cuarzo = $31 Al_2Si O_5$ + 7 biotita + 3 H_2O .

6 estauroлита + 11 cuarzo = $23 Al_2Si O_5$ + 4 almandino + 3 H_2O .

La aparición de andalucita o cianita dependerá de las condiciones de P.

Estas reacciones podrían explicar la disposición observada en la Formación de Dehesa del Marqués y entonces la andalucita aparecería ya en el Estadio de Grado Medio.

Pero es que estauroлита no desaparece en lo que podría ser la zona de Andalucita. Además, en algunas porfiroblastos de estauroлита aparecen incluidos idioblastos de granate. Estos granates parecen haber crecido en perfecto equilibrio químico con la estauroлита, a juzgar por el hábito idiomorfo que presentan sus caras. Cortan la estructura interna de la estauroлита en una relación que parece ser sobreimpuesta al propio crecimiento del cristal matriz. Probablemente esto se deba, sin embargo, a la menor concentración volumétrica en Al_2O_3 del granate respecto a la estauroлита. Y, en consecuencia, a la menor cantidad de cuarzo involucrada en la formación del granate respecto a la estauroлита. Esto explica que, en general, los granates suelen ser menos frecuentemente peciloblásticos que, por ejemplo, estauroлита (CARMICHAEL, 1.969),

La presencia de fibrolita-cianita asociada con clastos de un esquisto milo-

nita situado dentro de la zona de estaurolita-andalucita plantea el dilema de decidir si aflora el estadio de grado alto de metamorfismo.

En realidad, desde que MIYASHIRO (1.949) propuso que las curvas de estabilidad de los tres polimorfos del $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ formaban una Y invertida, se han realizado muchísimas pruebas experimentales en laboratorios, sin resultado definitivo (ZEN, 1.969; TURNER, 1.966, 1.968; WINKLER, 1.967, 1.975; MIYASHIRO, 1.974).

Lo más probable es (WINKLER, 1.975), que los tres polimorfos coexistan en un área más que en un triple punto y que el centro de este área se sitúe en torno al punto triple 600°C y 6°Kb , como indican los trabajos que mejor coinciden con los datos geológicos (RICHARDSON et alii, 1.968, 1.969; ALTHAUS, 1.967, 1.969 a, b),

En cuanto a las relaciones entre fibrolita y cianita, el primer punto que hay que aclarar es el de las relaciones texturales. Cuando, como en el caso que nos ocupa, la fibrolita parece envolver metacristales de cianita, es necesario remitirse al mecanismo de reacción propuesto por CARMICHAEL (1.969).

Según este autor, la reacción cianita \rightleftharpoons sillimanita se produce mediante pasos intermedios en que intervienen cuarzo y moscovita. El resultado final es que aparecen relictos de cianita blindados por moscovita, que contiene numerosas agujas de sillimanita y está rodeada, a su vez, por cuarzo que la corroe y contiene igualmente numerosas agujas de sillimanita.

Indiquemos finalmente que sólo se ha encontrado una muestra con cianita/sillimanita que además no contiene andalucita o estaurolita, por lo que es imposible estudiar la posible isograda de reacción. La sucesión de minerales índice de fase 2 postcinemática parece que, con todas las limitaciones de ausencia de análisis químicos y de evidencias suficientes para establecer las pertinentes isogradas de reacción, sería, biotita, almandino, estaurolita, andalucita, y cianita/sillimanita.

Esta secuencia mineral debe corresponder a los Estadios Bajo y Medio, sin que existan evidencias de presencia del Estadio Alto en las rocas aflorantes estudiadas, toda vez que no se observó ninguna muestra en que se produzca la descomposición de la moscovita en presencia de plagioclasa y cuarzo, límite superior del Estado Medio (WINKLER, 1.975).

De este modo tendríamos una amplia área cubierta por rocas metamorfizadas en el Estadio Bajo, y núcleos antiformes de la fase 4 en que afloran rocas metamorfizadas en el Estadio Medio.

BIOTITA	ESTADIO BAJO	ESTAUROLITA	
ALMANDINO		ANDALUCITA	ESTADIO MEDIO
		CIANITA FIBROLITA	

La presencia de cianita en una zonación en que abunda Andalucita es difícil de explicar, de no ser que se trate de una blastesis metastable y que la transformación en fibrolita sea en realidad la estabilización del polimorfo del $\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2$.

En este caso, la sucesión es semejante a la que aparece en New Hampshire. El área Errol-Bryant Pond presenta una sucesión intermedia entre la de media presión de la región de Vermont (biotita, almandino, estaurolita, cianita, sillimanita), y la de baja presión de Waterville-Central Maine (biotita, almandino, estaurolita, cordiesita, sillimanita) (Fig 2-29).

El gradiente térmico correspondiente a la sucesión de Errol-Bryant Pond sería, sobre la curva 4 c de TURNER (1.968), (Fig. 2-30), de unos $60^\circ\text{C}/\text{km}$, pero allí no aparece cianita.

Si admitimos que cianita aparece en la Formación de la Dehesa del Marqués, como forma metastable de sillimanita en la proximidad mayor o menor del punto triple (600° , 6 kb), podemos calcular aproximadamente un gradiente término comprendido entre $60^\circ\text{C}/\text{km}$ y $25^\circ\text{C}/\text{km}$, es decir, intermedio entre los gradientes de presiones bajas y medias (MIYASHIRO, 1.971 a, 1.973).

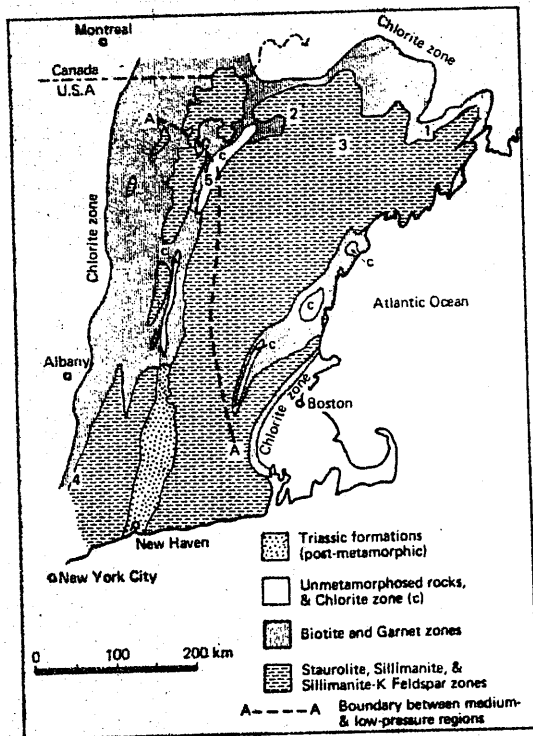


Fig.2-29. Zonas de metamorfis-regional paleozoico en los Apalaches Septentrionales. Las regiones situadas respectivamente a SW y NE de la línea A-A presentan gradientes de presiones medias y de presiones bajas. El punto 2 corresponde a ERROL y el 3 a BRYANT.

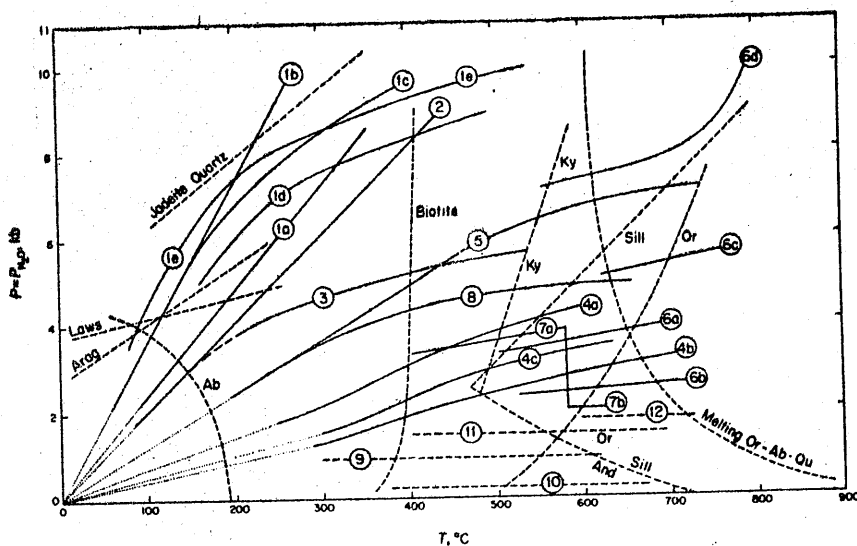


Fig.2-30. Gradientes P-T de diferentes series de facies. La curva 4 corresponde a los Apalaches, regiones de New Hampshire y Vermont. La 4c se aproximaría a la propia de ERROL-BRYANT POND, a su vez, ejemplo que evoca el caso considerado en la Formación de la Dehesa del Marqués.

GRADO DE METAMORFISMO DURANTE LA FASE 4.

La presencia de biotita-cloritoide-moscovita como idioblastos desorientados postcinemáticos es propia del Estadio de Grado Bajo.

En esta fase no se alcanza un metamorfismo más intenso que se exprese en las rocas aflorantes. Con estos datos se hace imposible estimar el gradiente térmico. Además, el cloritoide aparece en rocas de baja temperatura, tanto en series de facies de baja, media, como en altas presiones. No obstante, el estudio de los parámetros b_0 de mica blanca de la Formación de la Dehesa del Marqués, realizado por VISOÑA, ofrece medidas propias de bajas presiones de tipo hercínico, como se verá, en la tercera parte.

SIGNIFICADO METAMORFICO DE LAS ZEOLITAS DE LAS FASES 5 Y 6.

Los filoncillos tardíos ocupados por zeolitas aparecen tanto en las rocas precámbricas como en las paleozóicas del sector del anticlinorio estudiado.

Como se vió en el epígrafe correspondiente, la composición de estas zeolitas corresponde fundamentalmente a estilbita, aunque probablemente estén representadas otras, como escolecita y thomsonita. Esto implica que la composición química de las mismas recorre un amplio campo. (fig. 2-31). En cuanto a los respectivos campos de estabilidad, LIOU (1.971) establece la curva de equilibrio entre estilbita y laumontita. (Fig. 2-32).

SHEPPARD (1.973) cita como componentes de rocas sedimentarias tanto a la estilbita como a escolecita y thomsonita.

Sin embargo, su composición estrictamente ligada a fracturas o relleno de esquistosidad de fractura en rocas intensamente alteradas, inclina a pensar en un origen ligado a un hidrotermalismo generalizado en el sector.

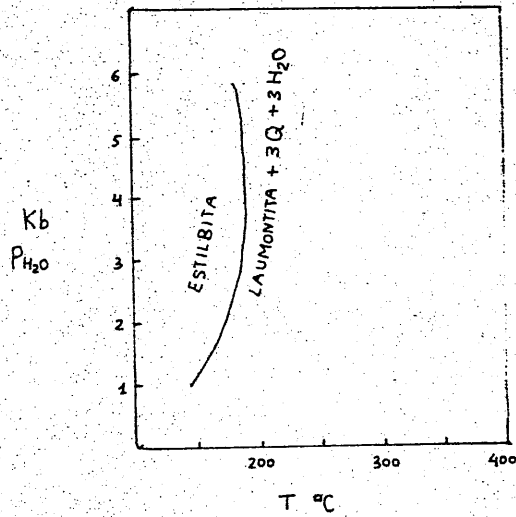
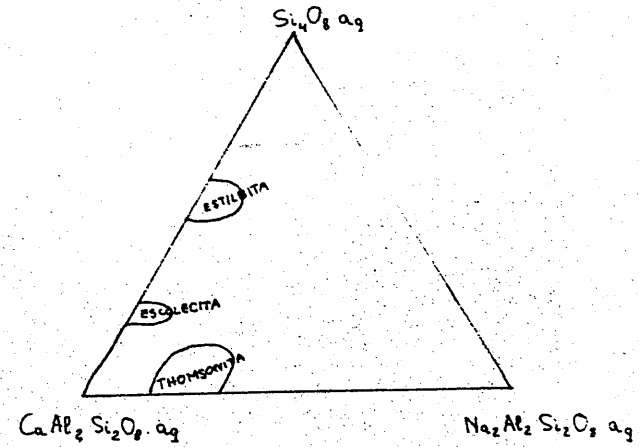
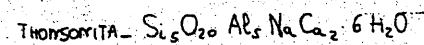
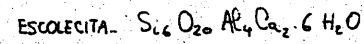
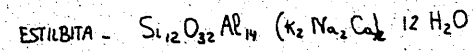


Fig 2-32 - Diagrama P-fluidos-T para la reacción de equilibrio: ESTILBITA = LAUMONTITA + 3 cuarzo + 3 H₂O. LIU (1971).



a) según WINCHELL (1937)



b) según SHEPPARD (1973)

Fig 2-31 - Composición química de las zeolitas.

2.3.1.4. - ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS.

2.3.1.4.1. - INTRODUCCION : TIPOS Y DISTRIBUCION.

El Dominio Meridional presenta un gran número de afloramientos ígneos, tanto de rocas extrusivas intercaladas en las series del Proterozoico terminal, como intrusivos con bordes circunscritos bien delimitados, que interrumpen las estructuras anteriores.

Las rocas volcánicas, fundamentalmente espilitas, diabasas y andesitas, se han ido describiendo con las Formaciones en que se encuentran intercaladas actualmente.

En este capítulo nos vamos a ocupar exclusivamente de las rocas ígneas que forman cuerpos intrusivos y se enclavan en las formaciones sedimentarias o metamórficas de este dominio.

Se pueden diferenciar dos grandes grupos de rocas intrusivas, de acuerdo con su distribución espacial:

A).- ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS, que forman los cuerpos (stock) de Mosquil, Tiesas-Parrado, El Redrojuelo, y el plutón de Ahillones. Se trata de un conjunto complejo de rocas plutónicas, subvolcánicas y porfídicas, ácidas y básicas, entre las cuáles la masa predominante corresponde a composiciones que oscilan entre granodioritas y cuarzodioritas. Además, existen diabasas, porfidos ácidos y gran número de rocas que presentan texturas cataclásticas y se sitúan en los bordes de los cuerpos ígneos. La superposición espacial no significa, como veremos, génesis común, ni tan siquiera una misma edad para las rocas asociadas.

B).- ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS que aparecen en forma de cuerpos pequeños, decamétricos o hectométricos, con morfología más o menos irregular, o bien ligados a fracturas como diques. Se trata fundamentalmente de cuerpos de diabasas de grano más o menos fino, como se verá.

En general, todas estas rocas intruyen durante el ciclo orogénico hercínico desde el final de la primera fase de deformación.

2.3.1.4.2. - EL PLUTÓN DE AHILLONES Y LOS CUERPOS DE LAS TIESAS-LOS PARRADOS, EL MOSQUIL Y EL REDROJUELO.

La fig. 2-33 muestra la disposición de estos cuerpos intrusivos y la distribución de las muestras recogidas, mientras que la Tabla II-15 resume la composición mineralógica, texturas y clasificación de las muestras que se han estudiado.

Como puede verse (fig. 2-34) por la distribución de composiciones, el plutón de Ahillones corresponde a un cuerpo cuarzodiorítico que presenta, al menos hacia el NE, una franja de forma indefinida de rocas cuarcíferas, granodioritas y granitos.

El cuerpo de Mosquil se compone fundamentalmente de granodiorita, aunque presenta zonas, probablemente a modo de manchas de bordes circunscritos, de diabasas, cuarzodioritas y pórfidos graníticos y granodioríticos.

El cuerpo de Las Tiesas-Parrados no se ha muestreado adecuadamente. No obstante, las observaciones de campo señalan la presencia de rocas básicas, diabasas, formando una orla abundante, especialmente en los extremos N y S del cuerpo y apreciable, igualmente, en otros puntos del contacto. El interior del cuerpo parece componerse de granodiorita, aunque es de esperar una cierta variabilidad de composiciones si se realiza un muestreo.

El cuerpo del Redrojuelo presenta unas condiciones de observaciones nulas puesto que se encuentra cubierto por tierras de labor. Las escasas muestras estudiadas no permiten ofrecer una idea suficientemente clara del conjunto. No obstante, cabe esperar se trate de un complejo de rocas ácidas y básicas.

En general, se pueden considerar complejos ígneos con una homogeneidad aparentemente mayor en el plutón de Ahillones, precisamente el cuerpo cuya

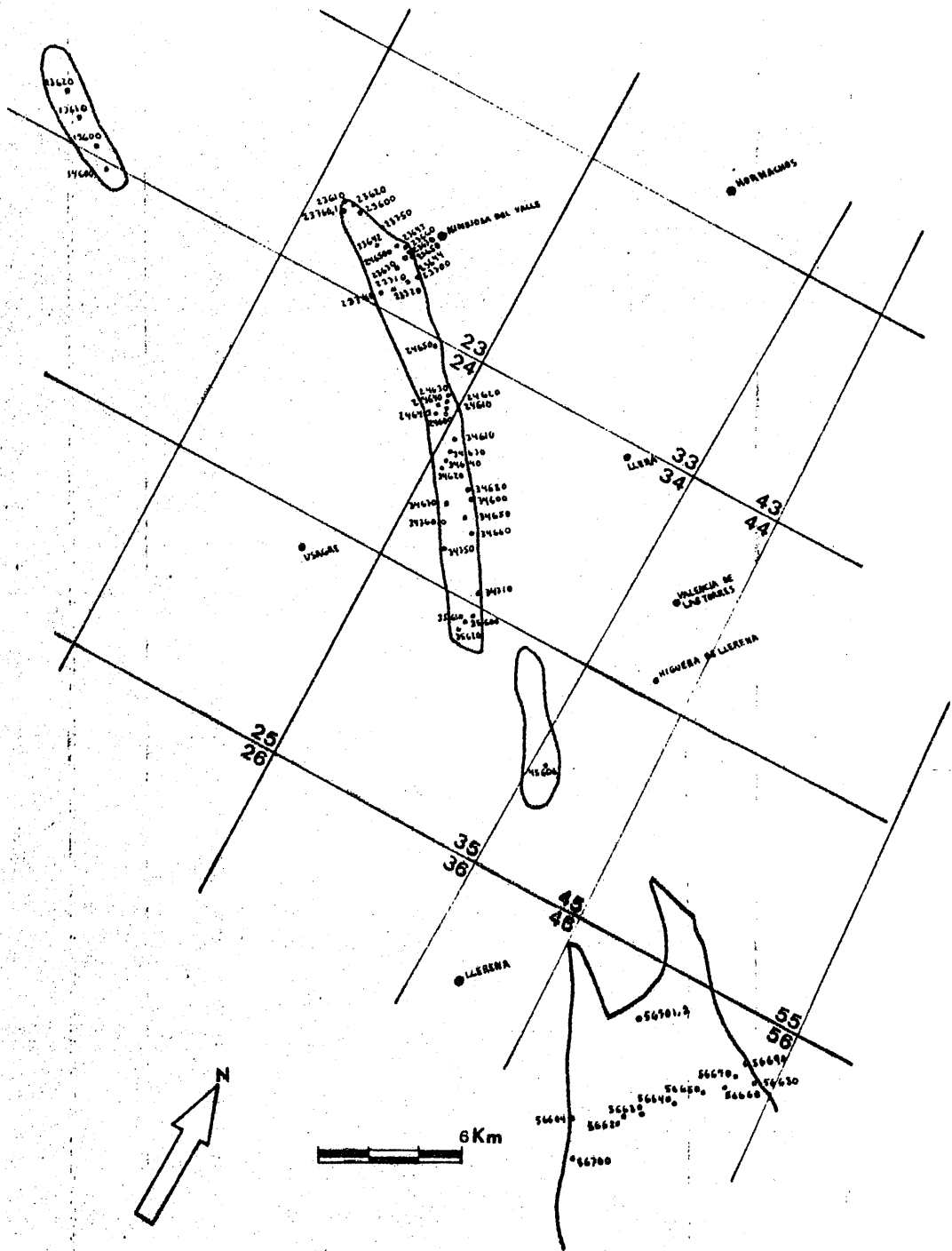


Fig.2-33. Distribución de las muestras estudiadas en los cuerpos ígneos del Dominio Meridional. Los cuerpos reciben los nombres de Redrojuelo, Mosquil, Las Tiesas-Parrados y Ahillones, respectivamente y de NW a SE.

Tabla II - 15. Abreviaturas utilizadas.

Texturas: Holo - holocristalina.

Hetero- Heterométrica.

Alter.- Alterada.

def.- deformada.

Catacl./Cataclas./Cataclast.: Cataclastizada.

tamaño de grano: medio, grueso 'o fino.

Mat/Mtz. - Matriz.

Pos.-Posterior.

Cl + Mtz./ Clastos+Matriz.- Clastos en proporción superior a la matriz.

Matriz+Clastos/ Mtz+Cl.- Matriz mas que clastos.

Coher.- Coherente.

Heterog.-Heterogénea.

Mtz.= Cl.- Matriz igual proporción que clastos.

Ipidio.- Ipidiomorfa.

Brech./Brechif.- Brechificada.

Minerales. Plagioclasas. AL : Andesina-Labradorita.

L : Labradorita.

A : Andesina.

OA/AO : Andesina-Oligoclasa.

AAb/OAb.: Andesina-Albita, Oligoclasa-Albita.

Biotita. + 2 : 2 tipos diferentes de biotita.

Clasificación :

Porf.:Porfídica. Def.:Deformada. Py.:Piroxeno.

Catac.:Cataclasita. Diorit.:Diorita.

+ + + + + + + + + + + + +

Tabla II-15. Descripción resumida de muestras de los cuerpos granfílicos del Dominio Meridional.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Clasificación. |
|------------|--|-------------------------------------|
| 24600 | Holo, hetero, cataclástica. Alter. | Protomilonita de Granodiorita Porf. |
| 24610 | Subofítica grano fino (0.5mm) def. | Diabasa deformada. |
| 24620 | Subofítica-interseccional (1-2mm) def. | Protomilonita de Diabasa. |
| 24621 | Subofítica-interseccional-cataclást. | Protomil. Diabasa. |
| 24630 | Holo, hetero, (0.5-1 cm). Cataclás. | Cuarzodiorita def. |
| 24631 | Holo, hetero, (0.5-1 cm). Catacl. | Cuarzodiorita def. |
| 24640 | Ofítica, grano fino, alterada. | Diabasa alterada. |
| 24641 | Ofítica, fina, alterada. | Diabasa alterada. |
| 34650 | Holo, hetero, gruesa. | Cuarzogabro con Py |
| 34600 | Foliación cataclástica. Alterada. | Milonita. |
| 34610 | Cataclástica. Clastos +50%. S. cat. | Protomilonita. |
| 34620 | Holo, hetero, gruesa. | Granodiorita. |
| 34630 | Cataclástica. Brechificada. | Protomilonita. |
| 34640 | Holo, hetero, medio. | Granodiorita. |
| 34660 | Holo, hetero, gruesa. | Granodiorita-gabro. |
| 34670 | Cataclástica. S. cat. Fracturas pos. | Protomilonita. |
| 34680 | Cataclástica. Coherente. Poca Mat. | Microbrecha. |
| 23601 | Cataclástica. Coherente. Poca Mtz. | Microbrecha. |

Tabla II-16. Descripción resumida de muestras de los cuerpos graníticos del Dominio Meridional.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Quarzo | Plagioclasa | Piroxeno | Microclina | Hornblenda | Actinolita | Prenhita | Biotita | Mica blanca | Clorita | Pistacita | Turmalina | Apatito | Zircón | Titanita | Ilmenita | Rutilo | Calcita | Zeolita | Opacos | Clasificación. |
|------------|--|--------|-------------|----------|------------|------------|------------|----------|---------|-------------|---------|-----------|-----------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|---------|--------|---------------------|
| 23602 | Catacl.Coherente.Escasa matriz. | x | AO | | x | x | | | x | | | x | | | | | | x | x | | x | Microbrecha . |
| 23610 | Catacl.Coherente.Escasa matriz. | x | AO | | x | x | | | x | | x | x | | | | | x | x | x | | x | Microbrecha. |
| 23620 | Catacl.Bandeada.Heterog.Coher. | x | x | | ? | x | | | x | | x | x | | | | | | | | | x | Cataclasita. |
| 23630 | Holo,hetero,(0.5-1mm),S primaria | x | AAp | | x | x | | | x | | x | x | x | x | x | x | x | x | | | x | Granodiorita. |
| 24650 | Holo,hetero,fino,cataclastizada. | x | Ab | | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | Pórfido albitico. |
| 23640 | Holo,hetero,(2-7mm),ipidiomorfa. | x | AO | | x | | | x | x | x | x | | | | x | x | x | x | | | x | Granodiorita. |
| 23641 | Cataclástica.S de flujo.Cl + Mtz | x | AAp | | x | | | | x | | x | x | | | | | | | x | x | x | Protomilonita. |
| 23642 | Cataclástica.Fina.Matriz+Clasto | x | ? | | ? | | | | | x | x | x | | | | | | | | | x | Milonita. |
| 23643 | Holo,homo,S primaria.Media.Ipid. | x | AO | | x | | | | x | | x | | | x | x | x | | x | | | x | Granodiorita. |
| 56701 | Catacl.Clastos = Matriz.S _{cat.} | x | x? | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | x | Protomilonita. |
| 56702 | Catacl.Matriz + Clastos.S _{cat.} | x | x? | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | x | Milonita. |
| 56703 | Catacl.Coherent.Masiva.Matriz ++ | x | x? | | | | | | | x | x | x | | | | | | | | | x | Microbrecha-Catac. |
| 56604 | Catacl.Coherent.Clastos+Matriz.S _c | x | O | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | x | Protomilonita. |
| 56620 | Muy alterada. Holo,homo,medio. | x | x? | | ? | ? | | x | | | x | x | | | | | | | | | x | Cuarzodiorita ?. |
| 56630 | Muy alterada.Holo,homo,gruesa. | x | x? | | ? | ? | | x | | | x | x | | | | | | | | | x | Cuarzodiorita. |
| 56640 | Holo,homo,gruesa,deformada. | x | AL | | x | | | x | | | x | x | | | x | x | | x | | | x | Cuarzogabro-diorit. |
| 56650 | Holo,homo,ipidio,gruesa,deform. | x | LO | | x | x | | x | x | x | x | | x | | x | x | | x | | | x | Granogabro-diorita. |
| 56660 | Holo,homo,gruesa,deformada. | x | x? | | x | | | x | | | x | x | | | x | | | | | | x | Cuarzodiorita. |

Tabla II-15. Descripción resumida de muestras de los cuerpos graníticos del Dominio Meridional.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Cuarzo | Plagioclasa | Piroxeno | Microclina | Hornblenda | Actinolita | Prehnita | Biotita | Mica blanca | Clorita | Pistacita | Turmalina | Apatito | Zircón | Titanita | Ilmenita | Rutilo | Calcita | Zeolita | Opacos | Clasificación. |
|------------|--|--------|-------------|----------|------------|------------|------------|----------|---------|-------------|---------|-----------|-----------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|---------|--------|---------------------|
| 56570 | Holo, hetero, gruesa, deformada. | x | A | | x | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | x | Cuarzodiorita. |
| 56680 | Holo, hetero, gruesa, deformada. | x | Ab | | x | | | | | | x | x | | | | | | x | | | x | Granito. |
| 56690 | Holo, homo, gruesa, deformada. | x | D | | x | | x | | | | x | | | | | x | | | | | x | Granito. |
| 23644 | Cataclástica. Coher. Mtz=Clast. Alt. | x | x? | | x? | | | | | x | x | x | | | | x | | x | | | x | Microbrecha-Catacl. |
| 13610 | Catacl. coherente. S _{cat.} Matriz++Cl. | x | | | | | | | | x | x | x | | | | x | | x | | | x | Milonita. |
| 13620 | Catacl. Coherente. Masiva. | x | A | | x | x | | x | | | x | x | | x | x | x | x | x | x | | x | Microbrecha. |
| 23710 | Holo, hetero, medio a grueso. | x | AD | | x | x | | x2 | | | x | x | | x | x | x | x | | | | x | Granodiorita. |
| 23720 | Cataclástica, masiva, matriz escasa | x | AD | | x | x | | | x | | x | x | | | | x | x | | | | x | Microbrecha. |
| 23730 | Intersectal, grano fino. | | L | | x | | | | | | x | x | | x | | | | x | | | x | Diabasa. |
| 23740 | Holo, hetero, medio, alterada. | x | ? | | x | | | | x | | x | | | x | | x | | x | | | | Granodiorita. |
| 34750 | Catacl. coher. masiva, escasa matriz | x | AD | | x | x | | | x | | x | x | | x | | x | | x | | | x | Microbrecha. |
| 45600 | Holo, homo, medio, alterada. | x | ? | | ? | | | | ? | | x | x | | | | | | | | | x | Granodiorita ?. |
| 23750 | Catacl. S _c . Clastos++ que matriz. | x | ? | | x | | | | ? | | x | x | | | | | x | | | | x | Protomilonita. |
| 34710 | Holo, hetero, medio. | x | Ab | | x | | | | | | | | | | | | | | | | x | Pórfido albitico. |
| 14600 | Catacl. masiva. coher. Escasa matriz | x | A | | x | | | | | | x | x | | x | x | | | x | x | | x | Microbrecha. |
| 13600 | Holo, hetero, matriz grano fino. | | | | | x | | | | x | | x | | | | | | | | | x | Diabasa ?. |
| 56700 | Holo, hetero, ipidio, fina. | x | Ab | | x | | | | | | x | x | | | | x | | | | | x | Pórfido granítico. |
| 35600 | Holo, hetero. micrográfica. | x | Ab | | x | | | | x | x | x | x | | x | x | | | | | | x | Pórfido granítico. |

Tabla II-15. Descripción resumida de muestras de los cuerpos graníticos del Dominio Meridional.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Cuarzo | Plagioclasa | Piroxeno | Microclina | Hornblenda | Actinolita | Prehnita | Biotita | Mica blanca | Clorita | Pistacita | Turmalina | Apatito | Zircón | Ilmenita | Titanita | Rutilo | Calcita | Zeolita | Opacos | Clasificación. |
|------------|--|--------|-------------|----------|------------|------------|------------|----------|---------|-------------|---------|-----------|-----------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|---------|--------|---|
| 35610 | Holo,hetero,cataclastica. | x | A | x | x | x | | | x | x | x | x | | x | | x | x | | | | x | Pórfido granodior.
Microbrecha de Protomilonita granítica. |
| 35620 | Cataclást.Trituración de S _{cat} . | x | O | x | | | | | | | x | x | | | | x | x | | x | | x | |
| 24643 | Catac.Coher.Matriz escasa.Masiva | x | A | | | | | | x | x | x | | | | | x | | | | | x | Microbrecha. |
| 24644 | Catac.coherente.Masiva. | x | A | | | | | | x | x | x | | | | | x | | x | | | x | Microbrecha.
Microbrecha de milonita granítica ?. |
| 23660 | Catac.S _{cat} Matriz+ Clastos.Brech. | x | ? | ? | | | | | | | x | x | | | | | | | | | x | Protomilonita. |
| 23661 | Cataclást.Smarcada.Matriz escasa | x | A | x | ? | | | | x | x | x | | | x | | x | | | | | x | Protomilonita. |
| 23671 | Catac.S marcada.Matriz escasa. | x | A | x | x | | | | x | x | x | | | x | | x | | | | | x | Granodiorita. |
| 23681 | Holo,hetero,ipidio,(o.5mm-2cm). | x | AO | x | x | | | | x | | | | | x | x | x | x | | | | x | Granodiorita. |
| 23682 | Holo,hetero,gruesa,ipidio. | x | AO | x | x | | | | | | x | x | | | | x | x | | | | x | Cuarzodiorita. |
| 34760 | Holo,hetero,medio,deformada. | x | AO | x | x | | | | x | | x | | | x | x | x | x | x | | | x | Pórfido granítico. |
| 23760 | Holo,hetero,medio-fino,brechif. | x | Ab | x | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Granodiorita. |
| 23761 | Holo,hetero,medio,alterada. | x | AO | x | | | | | x | x | x | x | | | | | | | | | x | Granodiorita. |

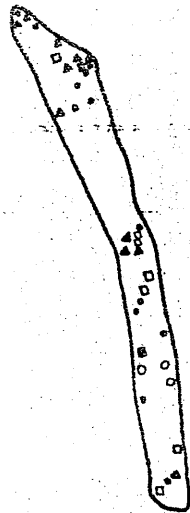
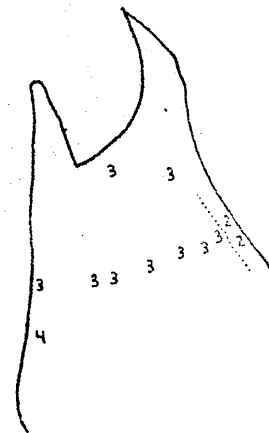
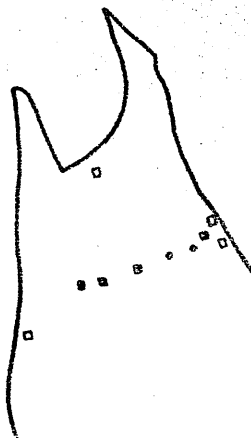


Fig. 2-34. Distribución de melanocratas y de las diferentes composiciones presentes en estos cuernos igneos. Se puede observar como las composiciones predominantes corresponden a Cuarzodioritas (tonalitas) con hornblenda en el cuerpo de Arilloses, al SE, y Granodioritas con biotita y/o hornblenda, en el cuerpo de Nosquil. Los cuerpos menores no han sido suficientemente muestreados dadas las dificultades de estas calizas y abundancia de los afloramientos.

- Piroxeno + hornblenda + Biotita
- ◐ Hornblenda + Biotita
- ◑ Biotita
- ◒ Hornblenda
- ◓ Sin hornblenda ni biotita

- 1 - Granodiorita
- 2 - Granito
- 3 - Cuarzodiorita
- 4 - Bifidos graniticos
- 5 - Diabasas



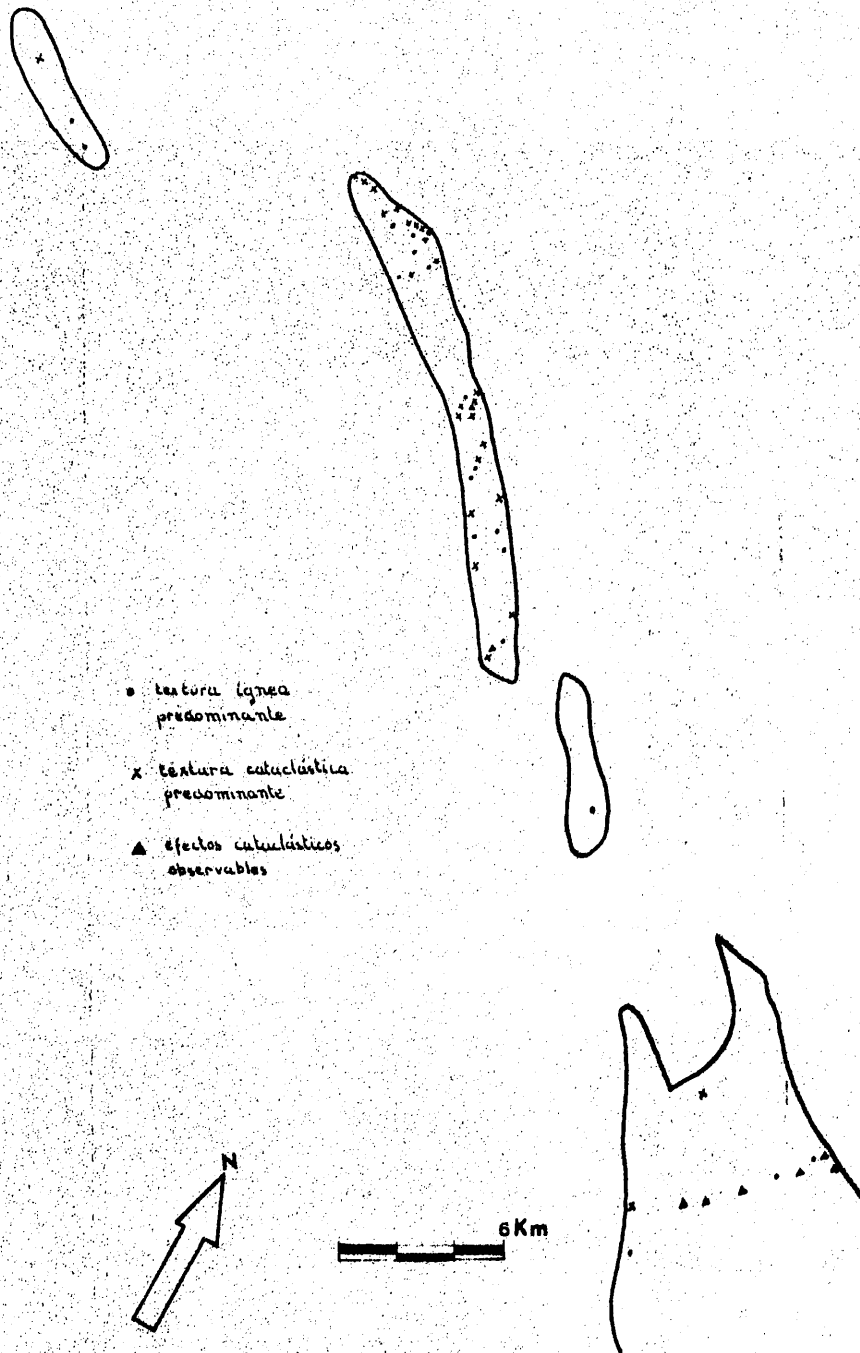


Fig. 2-31. Distribución de texturas ígneas u originales y cataclásticas ó de superposición tectónica. Se puede comprobar como, en general, las muestras situadas en los bordes presentan señales de tectonicación intensa. Se conservan texturas originales en el cuerpo de Masquill mientras el de Millones ofrece una extensa tectonicación.

dimensión superior ha preservado de las deformaciones hercínicas al núcleo del mismo, como puede observarse.

La fig. 2-35 presenta la distribución de muestras con texturas cataclásticas y aquellas otras que preservan prácticamente intactas texturas ígneas. Puede comprobarse que la deformación cataclástica afecta comparativamente mucho más a los cuerpos de menor dimensión, donde sólo se conservan texturas ígneas indeformadas en zonas centrales de los mismos, tal como cabría esperar.

2.3.1.4.2.1.- DESCRIPCIÓN DE LAS ROCAS TIPO

La clasificación de Streckeisen (1965) diferencia claramente entre Granito, Granodiorita y Cuarzodiorita (Tonalita). Son rocas con proporción de cuarzo comprendida entre 20 y 60 % que se distinguen en la proporción de plagioclasa relativa al volumen total de feldespatos.

Así Granito correspondería a rocas con plagioclasa comprendida entre 10 y 65 % del total de feldespatos mientras entre 65 y 90 % se situaría GRANODIORITA y entre 90 y 100 % Cuarzodiorita(Tonalita).

Granodiorita y Cuarzodiorita presentan andesina (An_{30-50}) como plagioclasa, mientras que labradorita (An_{50-50}) y términos sucesivos. Caracterizarían respectivamente a Granogabro y Cuarzogabro.

Gabro sería una roca con proporción de cuarzo inferior al 5 % y plagioclasa (términos más cálcicos que andesina) predominante es más del 90 % sobre el total de feldespatos.

La Diabasa habría que considerarla como un término equivalente a Microgabro, que tradicionalmente se atribuye a rocas paleozóicas para diferenciarlas de las Ofitas, los Microgabros alpinos.

Con estos criterios, los cuerpos de Ahillones, Las Tiesas-Parrados, Mosquíl y El Redrojuelo presentan rocas que se pueden considerar referibles a cuatro tipos principales:

Granitos y Granodioritas, con sus pórfidos correspondientes; Cuarzodioritas y Gabros.

A continuación pasaremos a describir las relaciones texturales y aspectos mineralógicos de interés en estos tipos fundamentales.

1) GRANITOS - Son muy escasas relativamente las muestras de esta composición que se han recogido, y todas ellas aparecen cerca de los bordes de los cuerpos ígneos y, en consecuencia, están intensamente deformados. Las muestras 56680, 56690 y 14600 presentan fuertes evidencias de cataclasis. Son rocas predominantemente leucocratas con abundante cuarzo que constituye más del 30 % del volumen total.

Este cuarzo presenta extinción ondulante, granulación y bandas de deformación interna. El feldespato potásico es igualmente abundante, se presenta en intersticios y corresponde a ortosa microclinizada peritítica con exsoluciones de albita en venas y películas finas. Se presenta fuertemente deformado con las líneas de exfoliación y maclas de Carlsbad y enrejado fracturadas por una microbrechificación que penetra a la escala de grano sin llegar, sin embargo, a ofrecer una orientación preferencial estadística.

La plagioclasa varía entre albita y andesina. Se encuentra siempre en forma de cristales ipidiomorfos muy alterados a epidota, calcita y sericita (saussurita) especialmente en los núcleos habitualmente indeterminables. Esto refleja una composición original en zonación directa con núcleos globalmente de andesina y bordes de albita y oligoclasa. En las muestras estudiadas aparece, como los otros feldespatos, muy deformada con trazas de exfoliación y maclas polisintéticas intensamente fracturadas.

Las melanocratas primarias han desaparecido totalmente a excepción de restos de magnetita e ilmenita rodeada de titanita que aparece fuertemente deformada igualmente y con bordes aparentemente conocidos.

Como minerales secundarios accidentales aparecen clorita, pistacita, prehnita y zeolita en filoncillos ó sobre clorita y opacos en pequeña proporción.

2) GRANODIORITA. Predomina y caracteriza al cuerpo de Mosquil, es posible que también abunde en el cuerpo de Las Tiesas - Parrados. Se define como tal fundamentalmente por la relativa abundancia de cuarzo y pertita.

El feldespato potásico se presenta siempre como mineral intersticial que se asocia a cuarzo formando interpenetraciones de aspecto micrográfico y corroe al resto de los minerales fundamentales, anfíboles, micas, óxidos y plagioclasas.

El feldespato potásico suele mostrar maclas en enrejado y exsoluciones per_utíticas en venas, películas y manchas irregulares.

Se trata, en consecuencia, de ortosa microclinizada per_utítica.

El cuarzo se asocia, como hemos visto, al feldespato alcalino y se presenta igualmente rellenando intersticios.

La plagioclasea se presenta zonada y con estructuras internas en que se mezclan de modo complejo zonas de diversa composición (fig. 2-36).

Su composición incluye términos que oscilan entre andesina, oligoclasea y albita.

En este sentido se diferencian los Granogabros en los cuales la plagioclasea oscila desde labradorita, hasta andesina, oligoclasea y albita.

Cuando los cristales de plagioclasea contactan con pertita los bordes quedan lavados de contenido cálcico y aparecen franjas de albita mientras frecuentemente se forman mirmequitas en el borde del cristal de pertita.

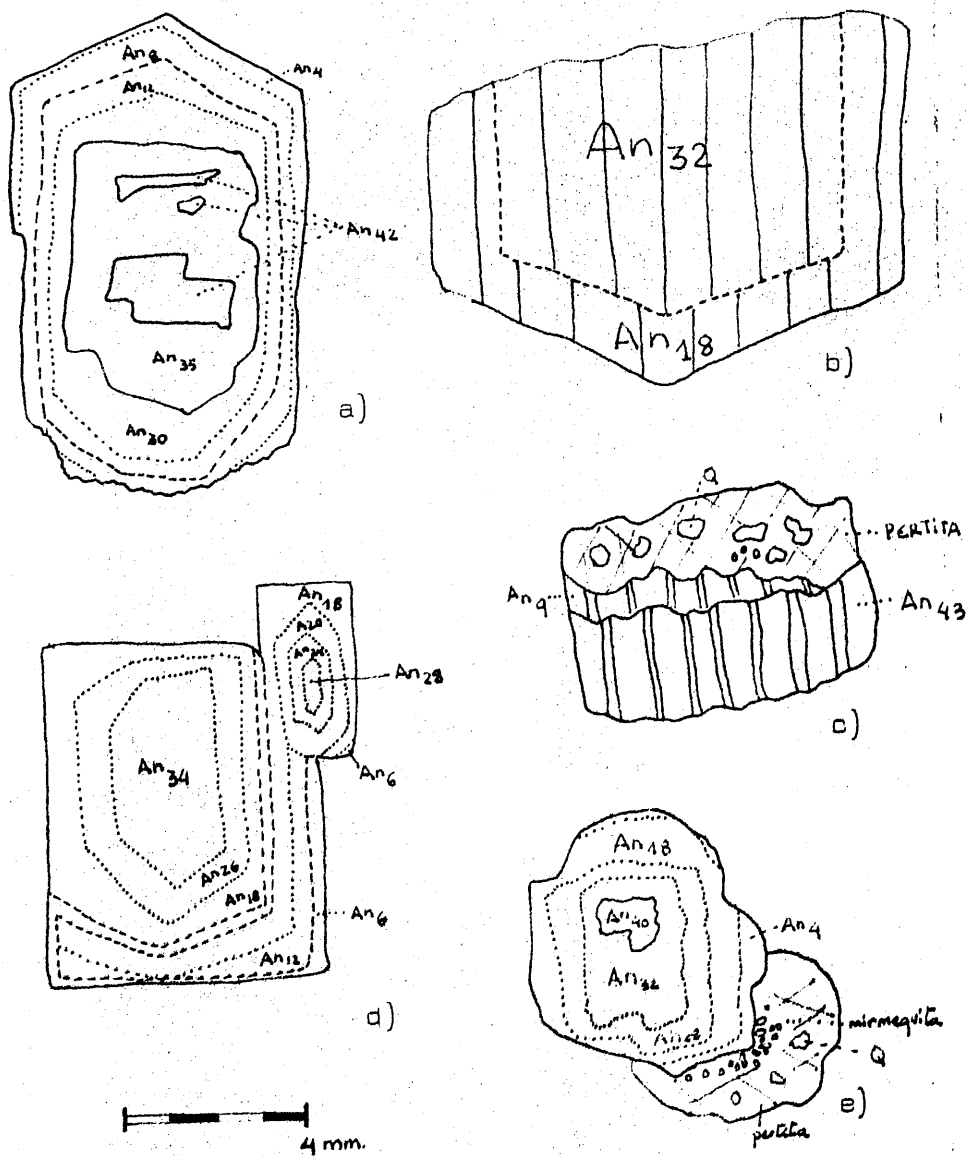


Fig.2-36. Ejemplos de plagioclasas de la Granodiorita de Mosquil. Se pueden distinguir núcleos de composición mas cálcica envueltos por una plagioclasa mas sódica que puede estar zonada de forma directa. Se observan crecimientos epitáxicos y corrosiones de los bordes por la acción de plagioclasa sódica y , de forma determinante, ortosa-microclina perfitica. Estas zonas de corrosión van acompañadas de gotas de cuarzo, mirmequitas y lavado de calcio de la plagioclasa que se albitiza en los bordes.

La proporción de máficos no suele superar nunca el 50% del volumen global de la roca. Los melanocratos fundamentales son, en las granodioritas, anfíboles y biotita. Como accesorios aparecen apatito, titanita, ilmenita, magnetita y zircón.

Los anfíboles ofrecen una especial complejidad en su composición. Fundamentalmente parecen diferenciarse dos tipos marcadamente diferentes. Anfíboles de tipo hornblenda verde con pleocroismo y birefringencia marcados y otros de tipo actinolita de colores de interferencia más suaves y pleocroismo menos acentuado.

a) Hornblendas

Extinción : 16, 18, 21, 150, 20°, 11°, 21°

birefringencia: $n_g - n_p$: 0,025 ± 0,001 (2 medidas); 0,026 ± 0,001 (2 medidas); $n_g - n_m$: 0,010 ± 0,002.

pleocroismo: n_g : verde manzana claro, verde incoloro, verde oscuro; n_p : incoloro verdoso, marrón incoloro; n_m : incoloro verdoso, verde incoloro, verde claro.

$2 V_{np}$ = 68, 85, 75.

b) Actinolitas

Extinción: 11°, 13°, 13°, 11°, 15°

birefringencia: 0,012 ± 0,002
0,010 ± 0,002 $n_g - n_p$

pleocroismo: n_g : verde manzana; n_p : incoloro; n_m : incoloro

$2 V_{np}$: 85, 80, 80

En ocasiones se observan cristales de hornblenda incluidos en hornblenda pecilítica.

Por lo general los anfíboles están fuertemente alterados a clorita y epidota y presentan una marcada zonación que por lo general se expresa en márgenes de actinolita en torno a núcleos de hornblenda.

Sin un análisis microquímico se hace imposible establecer deducciones respecto a los márgenes de variación en la composición de estas hornblendas.

Los minerales accesorios presentan características notablemente regulares en los afloramientos estudiados. Así se aprecian cristales idiomórficos de apatito corroído en sus bordes, que alcanza tamaños en ocasiones de varios mm. Se observan asociaciones muy características de ilmenita y titanita, en granos cuyo núcleo es de ilmenita y el borde más o menos ancho de titanita finamente granulada. Con frecuencia se asocia al borde de titanita una abundante aglomeración de cristales de biotita roja. Esta biotita roja contrasta con la biotita predominante en las granodioritas y cuarzodioritas. En efecto la biotita más abundante en las granodioritas se caracteriza por la abundante proporción de agujas de rutilo que incluye. Estas agujas se organizan en las secciones basales siguiendo trazas de orientación hexagonal y constituyen posiblemente "figuras de percusión" toda vez que no se ha podido comprobar la sustitución de anfíbol por biotita. En efecto la conservación de zonas de exfoliación ocupadas por rutilo en el nuevo cristal de biotita podría explicar esta textura, sin embargo tal extremo no se ha comprobado. Las secciones de biotita muestran además inclusiones de zircón con aureolas metamicticas radiactivas impresas. Esto significa también el carácter primario de esta biotita rica en rutilo.

Finalmente cabe citar entre los accesorios la presencia de ortita (alantita), epidota rica en elementos radiactivos, que se caracteriza por un fuerte pleocroísmo pardo rojizo a incoloro, (muestra 23761). También está representada en diversas muestras turmalina ferrifera.

Los minerales accidentales aparecen en parte en relación con los procesos de alteración, deformación y neomineralización simultáneos a la cataclasis de los cuerpos ígneos. Esta cataclasis generalizada (fig. 2-37) es resultado de la acción de diversas fases de deformación hercínicas como se verá.

Los minerales resultantes son producto de la alteración de máficos y plagioclasa cálcica como clorita, epidota, sericita, óxidos opacos, y calcita. Como relleno tardío de fracturas se observan también zeolitas de grano fino indeterminadas.

3) CUARZODIORITAS, CUARZOGABROS y GRANOGABROS

Aunque en el esquema de la Fig. 2-34 no se representan CUARZOGABROS y GRANOGABROS, son varias las muestras de composición granodiorítica y cuarzodiorítica en que las plagioclasas presentan núcleos cuyo contenido en anortita corresponde a labradorita.

En realidad no puede decirse que la plagioclasa de tales rocas sea labradorita, ni siquiera que en el volumen total de las plagioclasas predomine esta composición. En consecuencia se aplica aquí el término Cuarzogabros y Granogabros a Cuarzodioritas y Granodioritas en que las plagioclasas complejas presentan núcleos de composición labradorita sin que en lo demás difieran sustancialmente de estas.

Las Cuarzodioritas aparecen presumiblemente como el constituyente principal del plutón de Ahillones y ocupa parte, al menos, del cuerpo de Mosquil.

En el plutón de Ahillones son por lo general Cuarzodioritas con hornblenda aunque están representadas las Cuarzodioritas con hornblenda y biotita.

En el cuerpo de Mosquil están presentes Cuarzodioritas con biotita y Cuarzodioritas con piroxeno, hornblenda y biotita.

Las relaciones texturales y aspecto general de las rocas son similares a

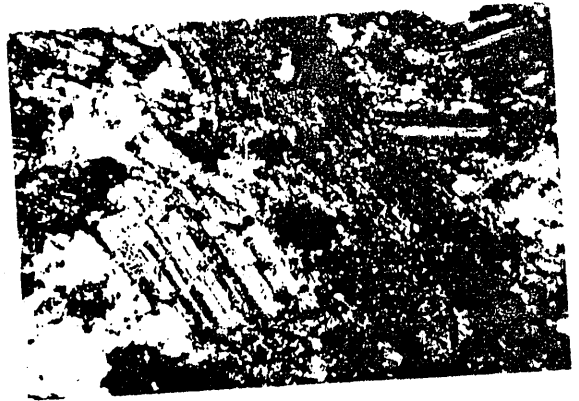
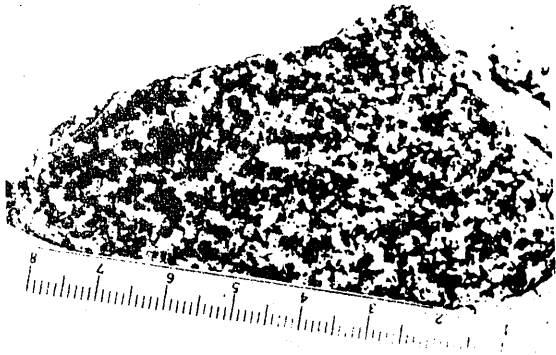


Fig.2-37. Aspecto microscópico y mesoscópico de granodioritas y cuarzodioritas . En el ángulo superior izquierdo se puede apreciar la textura heteromorfa en que subidiolitos de plagioclase se encuentran entre la matriz de cuarzo, ortosa-microclina . Los melanocratas, hornblenda y biotita se encuentran, como la plagioclase, corroídos por cuarzo y feldespatos alcalinos. $\times 10$. El ángulo superior derecho corresponde al aspecto de una textura micrográfica en cuarzo-feldespatos alcalinos de la matriz en torno a un idiolito de plagioclase. $\times 20$. En la parte inferior aspecto mesoscópico y microscópico de las cuarzodioritas: mayor abundancia de melanocratas, plagioclase y signos de tectonización. $\times 10$.

los Granodioritas si bien el porcentaje de máficos suele aumentar mientras la proporción de pertita-cuarzo disminuye.

La diferencia más significativa se refiere a la presencia de piroxeno en las muestras 34650, 34660 y 34760.

En los tres casos se trata de relictos incoloros incluidos en hornblenda que no han podido ser determinados en Platina Universal.

Sin embargo presentan relieve alto, son incoloras, trazas de exfoliación en dos juegos ortogonales, probablemente un tercero diagonal y extinción recta en un caso y oblicua (40°) en otros. Se ha intentado localizar muestras más adecuadas para su determinación precisa pero ha sido imposible.

En principio se pueden considerar como clinopiroxenos de tipo augítico a falta de mayor precisión.

2.3.1.4.2.2.- EL ORDEN DE CRISTALIZACION

Habida cuenta de las relaciones textuales descritas anteriormente se podría establecer el siguiente orden de cristalización (TABLA II-16)

| | | | | | | |
|-------|---|------------------|----------------------------|----------|--------|---------|
| 1. | PIROXENO | LABRADORITA | ILMENITA | ALANITA | ZIRCON | APATITO |
| | ↓ | ↓ | | | | |
| | HORNBLENDA VERDE | ANDESINA Biotita | TITANITA rutilo | (CUARZO) | | |
| 2. | | OLIGOCLASA | BIOTITA roja | (CUARZO) | | |
| <hr/> | | | | | | |
| | AGTINOLITA | ALBITA | | | | |
| 3. | CUARZO-PERTITA | (MIRMEQUITA), | CLORITA, EPIDOTA, SERICITA | | | |
| | <hr/> | | | | | |
| | Deformaciones | | | | | |
| 4. | CLORITA; PISTACITA; SERICITA; CAOLIN, CALCITA, OXIDOS OPACOS. | | | | | |

TABLA II- 16

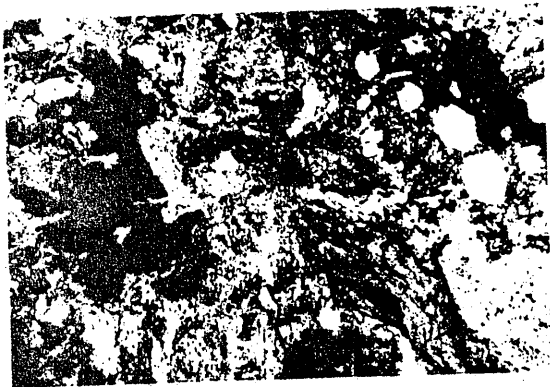
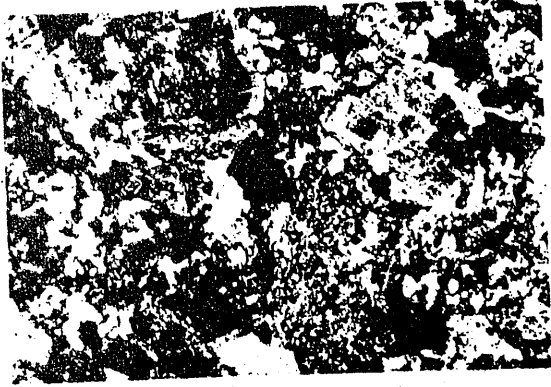


Fig. 3-37. Texturas originales, a la izquierda, y cataclástica, a la derecha, en
amfibolitas de Ahilone. x 20.

La evolución magmática correspondiente parece indicar una progresiva acidificación del diferenciado resultante. En este sentido cabe destacar como sobre el terreno se encuentran rocas de composición cuarzodioríticas más abundantes en el plutón de Ahillones mientras en los cuerpos menores predominan las Granodioritas.

La composición mineralógica del estadio 1 corresponde a un magma de la familia del Gabro mientras durante los estadios 2 y 3 se consiguen Cuarzodioritas, Granodioritas y Granitos.

2.3.1.4.2.3.- DIABASAS

Se trata de microgabros con texturas ofíticas, subofíticas e intersectales que presentan tamaño de grano inferior a 2 mm y composición mineralógica bastante homogénea.

Como minerales fundamentales contienen labradorita y hornblenda verde. Acompañan a estos apatito, minerales de Ti como rutilo, titanita e ilmenita, otros opacos como óxidos y sulfuros de hierro (magnetita y pirita), y accidentales productos de alteración como clorita, pistacita, calcita, caolín y óxidos de hierro (oligisto-limonita).

Abundan en la envolvente del cuerpo de Las Tiesas-Parrados donde se pueden delimitar cartográficamente y de manera aparentemente dispersa en los cuerpos de Mosquil y Redrojuelo.

Presentan texturas cataclásticas similares a las del resto de las rocas ígneas que componen estos cuerpos deformados.

No ha sido posible establecer la relación espacial que mantienen con las Granodioritas y Cuarzodioritas en cuyo seno o alrededor de los cuales parecen situarse.

En cualquier caso su ubicación simultánea o no a la del conjunto cuarzodiorítico-granodiorítico, fue anterior a la deformación del complejo ígneo resultante.

Las posibilidades se reducen a considerar que los dos grupos ó familias de rocas se formaron a partir de magmas primarios absolutamente diferenciados ó bien como producto de diferenciación a partir de un magma único, básico inicial. En este último sentido KUSHIRO (1972a) sugiere que la presencia de agua en cantidad suficiente a profundidades superiores a 80 kms, podría permitir la formación de un diferenciado líquido granodiorítico a partir de la fusión parcial de leucolita con granate.

No es posible aportar evidencias en apoyo de una u otra posibilidad aunque es de destacar la abundancia de pequeños cuerpos de microgabros posteriores a las fases de deformación que cataclastizaron los cuerpos ígneos que se han descrito, como se verá después.

2.3.1.4.2.4.- LOS PORFIDOS GRANITICOS

El extremo meridional del cuerpo de MOSQUIL aparece acompañado de porfidos cataclastizados más ó menos intensamente. También se han localizado porfidos en otros puntos de este cuerpo y en el pluton de Ahillones. En todos ellos se encuentra una composición similar: fenocristales de albita, cuarzo, y ortosa-microclina peritítica en una matriz de grano fino de cuarzo, feldespato alcalino, apatito, epidota, ilmenita, titanita y turmalina. Ocasionalmente cuarzo y feldespato potásico forman en la matriz crecimientos de tipo microgranofídico.

Se trata por tanto, de porfidos graníticos que forman cuerpos cuya morfología permanece desconocida dadas las escasas condiciones de observación de sus afloramientos.

Señalemos finalmente que están deformados por cataclasis de manera similar a las restantes rocas que integran los cuerpos ígneos.

2.3.1.4.2.5.- ESTRUCTURACION Y EDAD RELATIVA DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS DE AHILLONES. LAS TIESAS-PARRADOS y MOSQUIL

Se encuentran flanqueados a NE y SW por contactos mecánicos que corresponden bien a saltos en dirección N 150 ó bien a fallas normales N 100. Estas

fallas corresponden a la tectónica de fractura tardihercínica y producen la cataclásis de las rocas ígneas. Por otra parte es evidente que estos cuerpos interrumpen las estructuras de fase I (hercínicas) y se alinean prácticamente según la directriz N 140 que corresponde a la fase II hercínica. Como puede verse en la fig. 2-2 las esquistosidades N 170 chocan con estos cuerpos ígneos y no se ve en ningún caso que los envuelva ó se vean sus direcciones modificados en su proximidad.

En consecuencia hay que considerar a estos cuerpos ígneos como postfase I hercínica y probablemente ligeramente anterior respecto a la fase II (N 140) aunque esto no es comprobable en la región en que afloran porque allí las estructuras de fase II, como por ejemplo el sinforme de Sierra de Calvo, están a su vez delimitadas por contactos mecánicos aunque con directrices sencillamente paralelas a la de la alineación de rocas graníticas.

Anteriormente se había considerado al plutón de Ahillones como de posible edad precámbrica (DELGADO-QUESADA 1971). Esta idea no ha podido comprobarse en el presente estudio. Los conglomerados de la formación de USAGRE presentan cantos de rocas ígneas graníticas de tipo porfídico fundamentalmente, muy diferentes de estas cuarzodioritas y granodioritas con hornblenda (piroxeno) y biotita. El conglomerado de Cordiales, por el contrario, si presenta cantos de granitos anfibólicos pero su edad es una incógnita.

Si como parece probable se trata de un conglomerado paleozoico de edad ordovícica ó bien devonocarbonífera, como se indicó en el apartado correspondiente, habría que considerar al plutón de Ahillones como de edad ordovícica ó devónica como máximo. En este caso se haría necesario reconsiderar sus relaciones estructurales con la fase I hercínica. Existe la posibilidad de que sea realmente anterior a esta fase y que las deformaciones posteriores al obliterar la posible aureola metamórfica y el borde circunscrito original del mismo, impidan actualmente considerar sus relaciones estructurales originales. Tengase en cuenta que los bordes actua-

les son, como se ha dicho, fallas tardías y, realmente son estos y no el propio granito, los que interrumpen la estructuración N 170 de fase I hercínica:

En cualquier caso cabe destacar el hecho de que los cuerpos de Las Tiesas-Parrados y Mosquil que se estructuran con morfología planar próxima a grandes diques subparalelos a estructuras de fractura N 140 presentan una proporción elevada de pertita-cuarzo, y una composición esencialmente granodiorítica. Por el contrario el plutón de Ahillones de mayor superficie y morfología deformada y recortada pero más tendente a una cierta forma elíptica contiene menos proporción de pertita-cuarzo, a excepción de su borde septentrional, y se compone fundamentalmente de cuarzodioritas(tonalitas).

Hay, por otra parte, una incorporación de biotita como fundamental en los cuerpos menores y no en el plutón de Ahillones donde parece predominar la hornblenda. Por lo demás las asociaciones minerales tienen grandes similitudes así como su evolución textural y esto podría interpretarse como signo de un mismo origen petrogenético en el seno de la corteza con una evolución posterior diferenciada en los cuerpos planares menores, más accesibles a la contaminación, que el plutón de Ahillones.

2.3.1.4.3.- PEQUEÑOS CUERPOS IGNEOS DEL DOMINIO MERIDIONAL

En diversos puntos del Dominio Meridional se encuentran afloramientos de rocas ígneas básicas que bien rellenan fracturas N 140 ó N 30 ó bien aparecen como pequeños cuerpos intrusivos.

En el primer caso se encuentran diversos afloramientos localizados en la formación de Dehesa del Marques ó en la secuencia areniscosa constituida por el TRAMO del RIO RETIN (Fig. 2-38).

Se trata de diques de diabasas que rellenan fracturas tardías y que no presentan signos de deformación aparente. La Fig. 2-11 que expresa la es



Fig.2-38. Pequeño dique de basalto esferulítico en las cuarcitas de la serie del Rio Retín.

estructura del tramo del río Retin ofrece la situación de algunos de estos diques. En la formación Dehesa del Marques se localizó un dique en la orilla del Arroyo del Prado Melonero. Se componía de diabasas de grano fino ricas en sulfuros. La textura es porfídica y presenta relictos de piroxeno augítico en matriz de plagioclasa, sulfuros (pirita) y clorita.

En el segundo caso se encuentran afloramiento de ofitas ó microgabros muy alterados que aparecen en la formación de Usagre y en la Formación de la Dehesa del Marques. Se trata, igualmente, de cuerpos intrusivos tardíos que no presentan evidencias de deformaciones penetrativas.

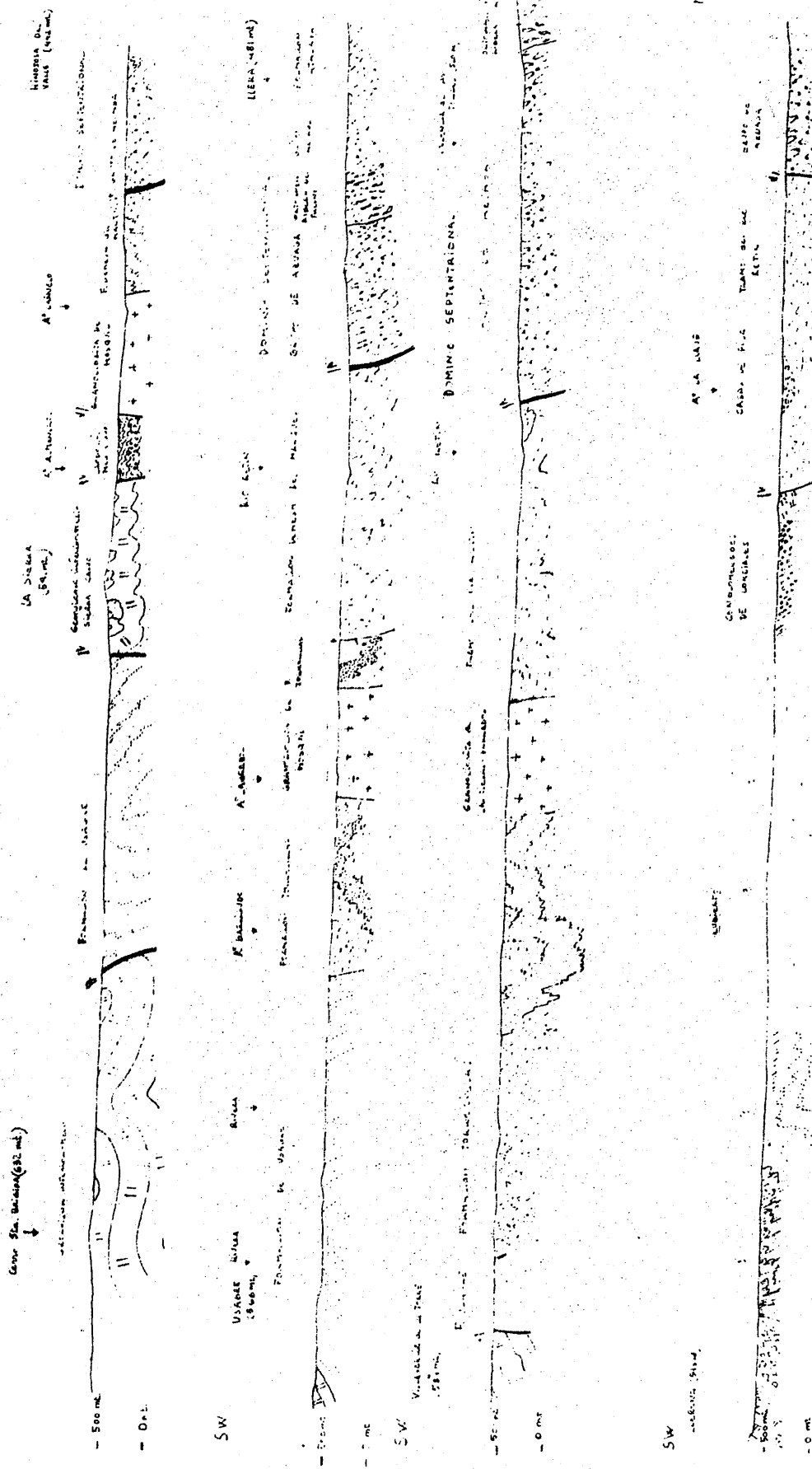


Fig. 2-32. Cortes estructurales del Dominio Meridional a escala 1/50.000.

- 1) Corte estructural el W de Usagre por el Cerro de Sta. Brigida.
- 2) Corte estructural pasando por la localidad de Usagre.
- 3) Corte estructural pasando por Villagarcía de la Torre.
- 4) Corte estructural pasando por Llerena.

En general se trata de interpretaciones fundamentadas, como puede verse en el texto, en afloramientos superficiales discontinuos y relativamente escasos.

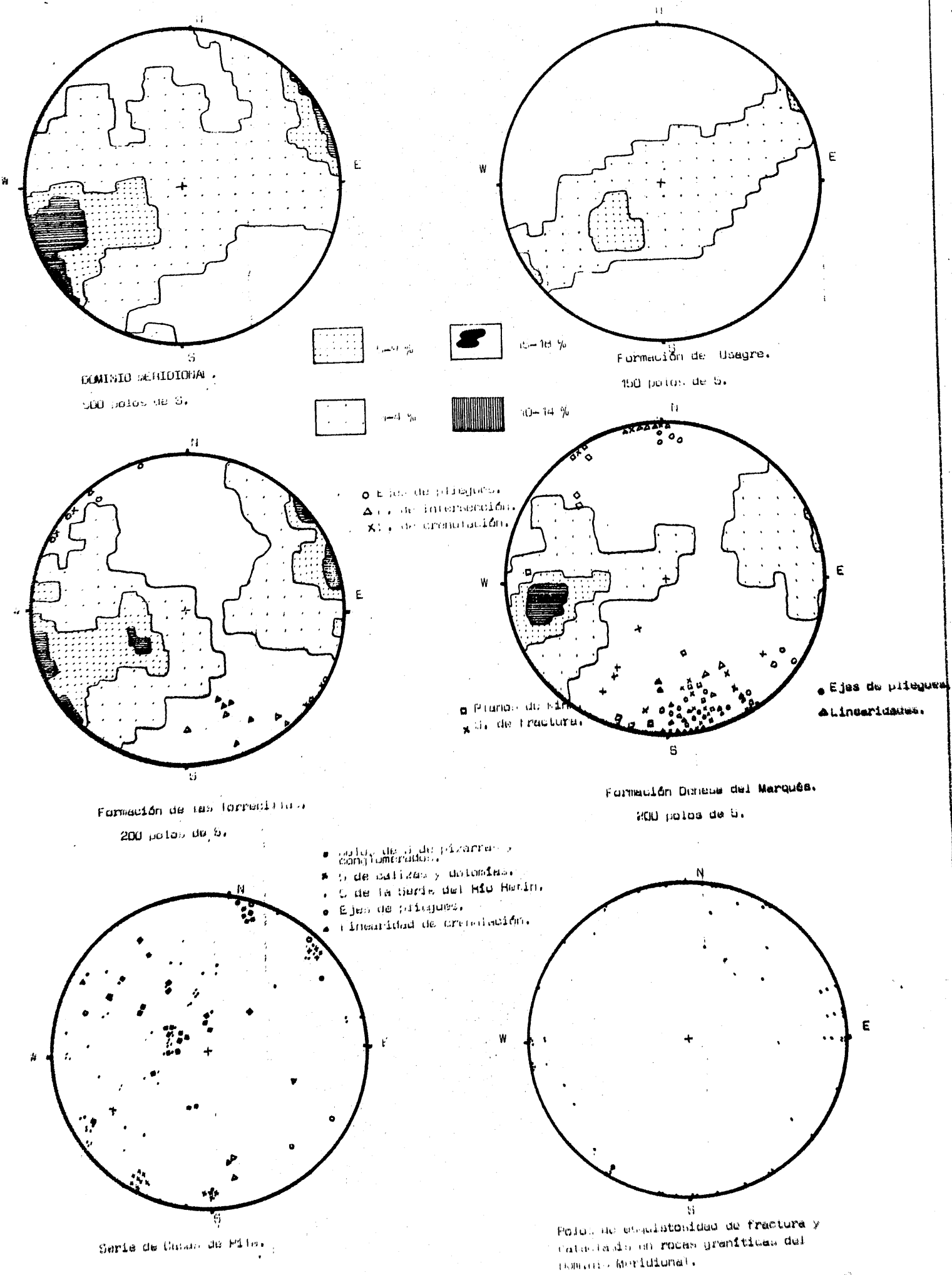


Fig. 2- 27 D. DIAFORMA DE LA ZONA DEL DOMINIO MERIDIONAL.

2.3.2.- DOMINIO SEPTENTRIONAL O DE VALENCIA DE LAS TORRES AZUAGA

2.3.2.1.- BREVE DESCRIPCIÓN DE LA CARTOGRAFIA

Al NE de la falla de Azuaga se observa una relativa modificación del paisaje, que, si bien, en la región comprendida entre Valencia de las Torres e Hinojosa del Valle, continua siendo bastante poco expresivo en cuanto a número de afloramientos, en conjunto se presenta más accidentado especialmente al W de Ribera del Fresno y Puebla del Prior. Los cursos del Matachel y el Retin, y la alineación cuarcítica de las Sierras de Hornachos ofrecen diferencias de nivel, y relieves en donde los afloramientos son de buena calidad. Esto es especialmente notorio en el caso del ortogneis de Ribera del Fresno, en las Formaciones de Puebla del Prior, y Sierra Velita. (fig. 2-40)

El área, presenta, por otro lado una variada gama de rocas metamórficas entre la serie cataclástica gneísica y anfibólítica del sector más meridional, y las monotonas series de metapelitas, esquistos y cuarcitas que afloran hacia el NORTE.

En conjunto pues, resaltan las diferencias litológicas con el Dominio Meridional donde, en la transversal estudiada, no hay cuerpos ortogneísicos no aparecen series cataclásticas, ni, finalmente, aflora la cuarcita armórica del Ordovícico inferior.

Las series metamórficas del Dominio Septentrional presentan, a primera vista una estructuras de directriz N180 que han sido deformadas despues por una fase de deformación muy intensa con directriz N140. Esto se expresa en la cataclasis de la fábrica de la roca ligada a esta fase N140, pero

también en la delimitación de las distintas formaciones frecuentemente por fallas N 140, que dan la apariencia actual al conjunto del Dominio Septentrional

2.3.2.2.- LAS SERIES PALEOZOICAS

En este apartado se incluyen las siguientes unidades:

- a) Formación de La Campana - Carbonífero medio
- b) Formación de Hornachos - Ordovícico

Aún cuando no se han encontrado evidencias paleontológicas que permitan confirmar las atribuciones de edad que se proponen, la comparación con las series equivalentes en áreas inmediatas al NE (ZCI) y SE (continuación oriental de la cuenca del Matachel hacia Córdoba) proporcionan criterios, en mi opinión, suficientes por el momento.

2.3.2.2.1.- LA FORMACION DE LA CAMPANA

Se compone de conglomerados poligénicos rojizos, pizarras verdosas oscuras, eventualmente cuarzitas rojizas arcólicas, y, de manera singular vulcanitas ácidas que pueden alcanzar más de doscientos metros de potencia (fig. 2-41)

La tabla II-17 ofrece la composición, textura y clasificación de muestras de esta formación.

Las pizarras presentan con frecuencia varios esquistosidades de las que una al menos, es de flujo, mientras que las esquistosidades de fractura superpuestas guardan estrecha relación con la proximidad de fallas N 140. La S de flujo va acompañada de la formación de clorita y mica blanca, a ello se debe el brillo satinado de estas pizarras que son en consecuencia, "filitas" ó pizarras de la Zona de clorita.

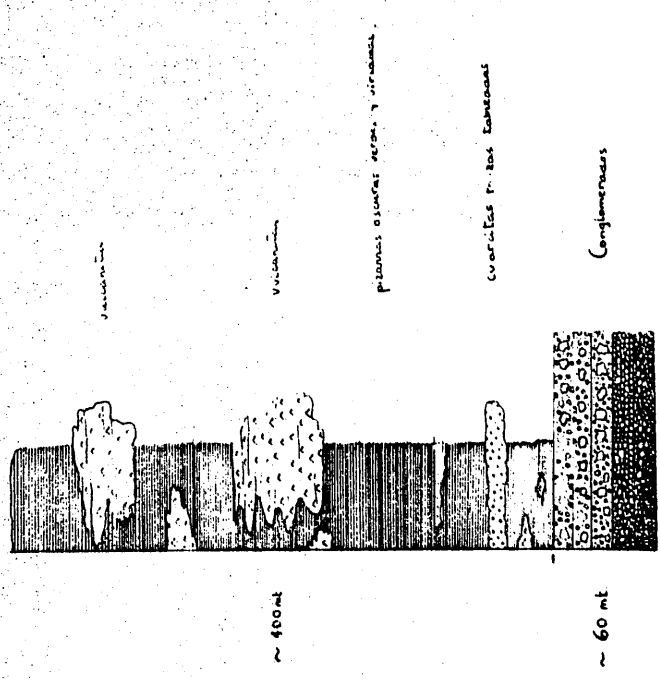
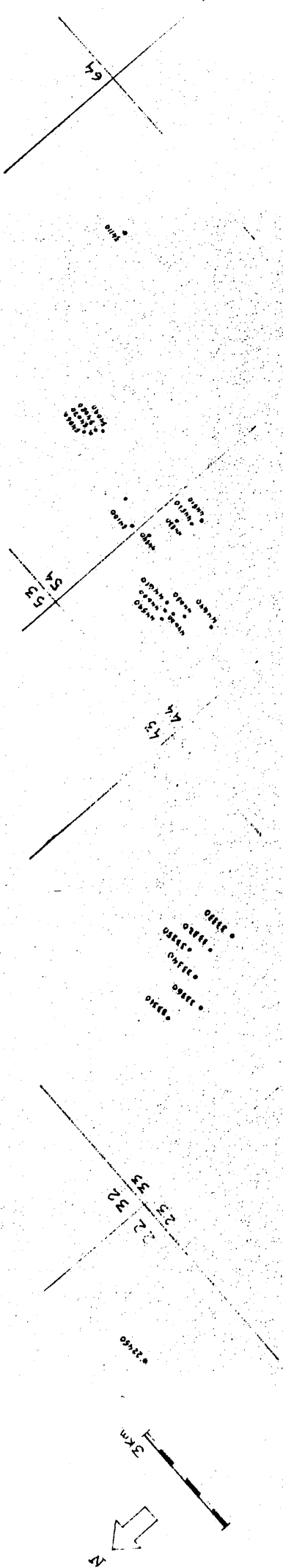


Fig. 2-41. Columna estratigráfica de la Formación Campana y situación de las muestras estudiadas en relación con la cuadrícula de referencia.

TABLA II-17.-Descripción resumida de muestras de la formación Campana.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Opacos | Zeolita | Calcita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Zircón | Apatito | Turmalina | Pistacita | Clorita | Mica blanca | Biotita | Prehnita | Actinolita | Hornblenda | Microclina | Plroxeno | Plagioclasa | Cuarzo | Clasificación. | | |
|------------|--|--------|---------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|-----------|-----------|---------|-------------|---------|----------|------------|------------|------------|----------|-------------|--------|----------------|---------|-----------------------|
| 54060 | Porfídica hipocristalina fluidal. | x | Ab | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Riolita | |
| 54070 | Porfídica hipocristalina deformada | x | Ab | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Riolita deformada. |
| 54080 | Porfídica matriz intersectoral media | x | A | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Porfido granodiorít. |
| 54090 | Granuda fina(1 mm)holo,alterada. | | AO | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Microgabro ?. |
| 54100 | Intersectoral, fina, muy alterada. | | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Microgabro . |
| 54110 | Esquistosa. S _{flujo} y S _{fract.} fina. | x | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Pizarra con ilmenita. |
| 44510 | Porfídica hipo-cripto.Fenos corro. | x | Ab | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Riolita deformada. |
| 44520 | Esquistosa. 2 S. Ilmenita pre. | x | x? | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Pizarra con Ilm. |
| 44530 | Dolerítica.Crec.granofídico Aug/L | | L | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Microgabro dolerít. |
| 44540 | Esquistosa. 1 S.porfiroblástica. | | Ab | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Esplita porfídica. |
| 44590 | Microclástica fluidal. | x | Ab | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Toba riolítica. |
| 44600 | Porfídica granofídica hipo-cripto. | x | Ab | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Porfido riolítico. |
| 44610 | Porfídica hipo.Fenocris.corroidos | x | Ab | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Riolita. |
| 44620 | Porfídica hipo.Fenocris.corroidos | x | Ab | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Riolita. |
| 44630 | Microclástica fluidal. | x | Ab | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Toba riolítica. |
| 44640 | Microclástica fluidal | x | Ab | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Toba riolítica. |
| 33310 | Esquistosa grano fino 2 S. | x | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Pizarra con Ilm. |
| 33320 | Porfídica matriz cripto-micro. | x | Ab | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Porfido cuarcífero. |

TABLA II-17.-Descripción resumida de muestras de la formación Campana.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Cuarzo | Plagioclasa | Piroxeno | Microclina | Hornblenda | Actinolita | Prehnita | Blottita | Mica blanca | Clorita | Pistacita | Turmalina | Apatito | Zircón | Titanita | Ilmenita | Rutilo | Calcita | Zeolita | Upacos | Clasificación. |
|---|--|--------|-------------|----------|------------|------------|------------|----------|----------|-------------|---------|-----------|-----------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|---------|--------|---------------------|
| 33330 | Porfídica hipo.Fenocr.corroidos. | x | Ab | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Pórfido cuarcífero |
| 33340 | Cataclast.fina.Clastos.++Matriz. | x | AL | | | x | | | | | x | x | | x | | x | | | | | x | Microbrecha. |
| 33350 | Dolerítica.Grano fino. | | AL | x | | | | | | | x | x | | x | | | | | | | x | Diabasa dolerítica. |
| 33360 | Porfídica hipo.Feno.corroidos. | x | ab | x | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Pórfido cuarcífero. |
| 22450 | Cataclástica.S _{cat} .Matriz ++Clast. | x | x | x | | | | | | x | x | | | | | | | | | | x | Ultramilonita. |
| <p>ABREVIATURAS UTILIZADAS :</p> <p>holo:holocristalina.Fenos :Fenocristales.</p> <p>Aug: Augita. L:Labradorita.Ab:Albita.</p> <p>O:Oligoclasa. A:Andesina. Ilm:Ilmenita.</p> <p>++ : mas que. Micro-Hipo-Cripto.:</p> <p>Matriz microcristalina,hipocristalina ó
criptocristalina.</p> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

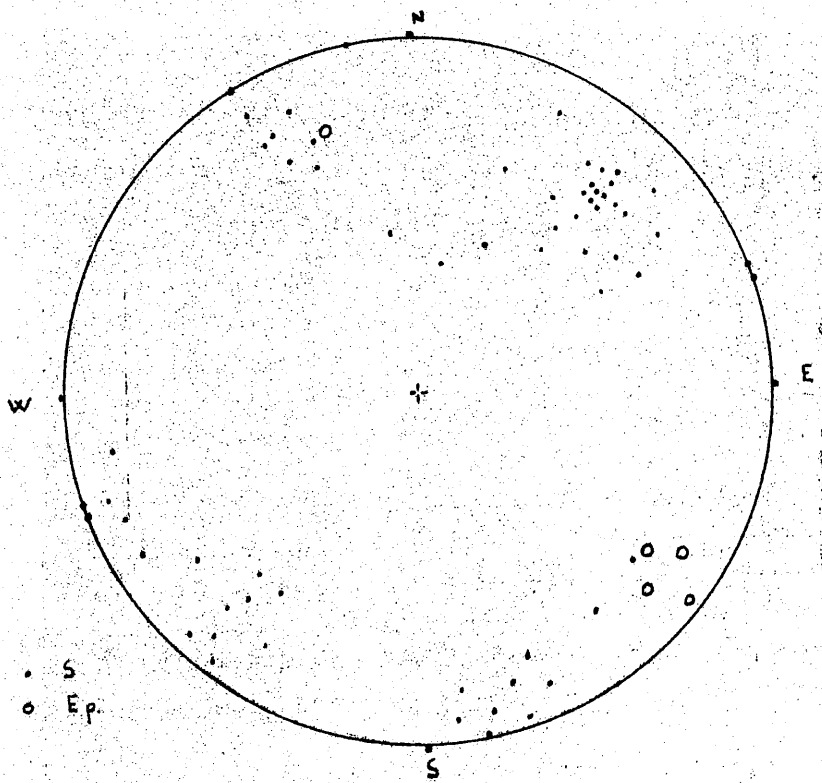


Fig.2-42. Proyección de esquistosidades y ejes de pliegues de la Formación Campana.

Esta S de flujo se dispone con dirección N 130-140, como se expresa en el diagrama adjunto (fig. 2-42).

El buzamiento de la esquistosidad es hacia el NE. No se han podido medir otras estructuras menores en estos materiales.

Las cuarcitas rojizas-arcóscicas se presentan en bancos a menudo tableados pero pueden, igualmente ofrecer niveles de potencia superior a cuarenta centímetros. Son de grano muy fino: los granos de cuarzo no superan el milímetro y van acompañados de feldespatos alterados, sericita y muy raramente clorita.

La vulcanitas ácidas, abundan especialmente en la mitad SE de la banda. Se componen de tobas, cineritas y riolitas en que la proporción entre albita y pertita varía de unas muestras a otras.

El predominio de las rocas felsíticas no significa, no obstante, que no estén representadas rocas ígneas máficas. Hacia los bordes de la banda y en las proximidades de fracturas se sitúan diversos cuerpos de extensión generalmente reducida de doleritas y pórfidos intermedios cuya mineralogía, expresada en la tabla adjunta, suele ser relativamente sencilla. En algunos casos la deformación sufrida por alguno de estos microgabros los convierte en rocas verdes clasificables como milonitas ó protomilonitas.

Por comparación con la cuenca de Berlanga, continuación oriental de esta banda, se puede atribuir esta serie al Namuriense-Westfaliense (Delgado-Quesada, 1971)

2.3.2.2.2.- LA FORMACION DE HORNACHOS

Aun cuando durante los itinerarios no se han encontrado pruebas paleontológicas, ni se han citado hasta el momento en la bibliografía existente, los autores que han estudiado la región coinciden en atribuir a la llamada "cuarcita armoricana" la serie cuarcítico-esquistosa de Hornachos. En realidad sólo algunos kilómetros al Nordeste se conocen restos

fósiles datables como Arenig. El autor de este trabajo encontró Cruziana s.p. y Scolithus s.p., estos abundantísimos, en la serie que aflora en el Arroyo Alimoche muy cerca del Km 79 de la carretera de Castuera-Valencia de las Torres. *

La serie de Hornachos presenta una deformación muy intensa, un grado de recristalización apreciable a simple vista por el brillo de numerosas plaquitas de mica blanca neoformada y una marcada linealidad por lo general de directriz N 170.

En una de las muestras estudiadas se apreció al microscopio la presencia de biotita que evidencia un metamorfismo al menos de grado bajo.

Por lo general se aprecian 2 esquistosidades, 2 fases de microplegado y 1 linealidad. La esquistosidad más reciente es discontinua y de dirección próxima a N 90, mientras la más antigua es de flujo y tiene una directriz N 170. La linealidad es paralela a la S N 170 y a pliegues N 170 por lo que cabe interpretarla como de intersección S N 170 y S_0 .

La fig. 2-43 representa la proyección de algunos elementos de fábrica tales como planos axiales y ejes de pliegues menores, linealidad y superficies S. La fig. 2-44 permite apreciar el aspecto de pliegues de directriz N 170.

Tanto la potencia como la distribución estratigráfica de la Formación de Hornachos permanecen sin establecer dado el grado de tectonización. Sin embargo pueden señalarse algunas características de interés:

- Abundancia de niveles masivos de cuarcita (ortocuarcita) pura que forman los resaltes más importantes de la alineación
- Intercalaciones de ritmitas consistentes en finos lechos de areniscas feldespáticas alternantes con otros arcillosos, cuya recristalización ha formado biotita, clorita, mica blanca en presencia de abundantes óxidos.
- Presencia de zonas milonitizadas hacia el contacto meridional de la Formación. Las rocas de esta zona son con frecuencia esquistos milonitas con mica blanca formando clastos en matriz granulada rica en óxidos de hierro y atravesada por fracturas tardías relle-

* Estos afloramientos fueron localizados por indicación del geólogo A. RUIZ MONTES.

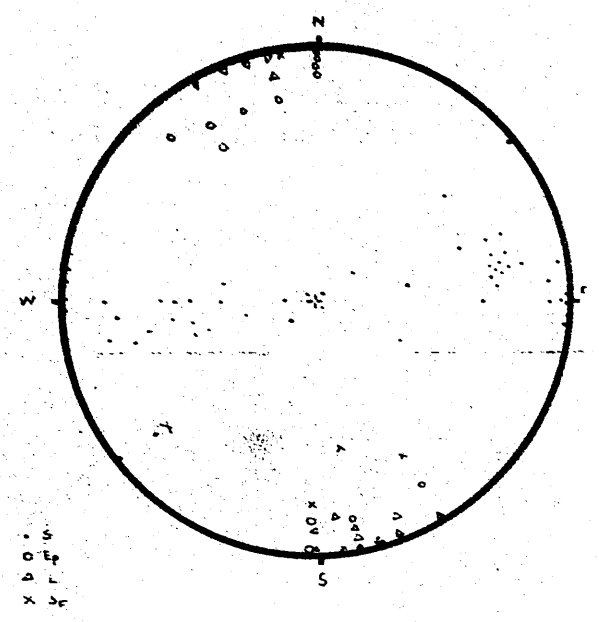
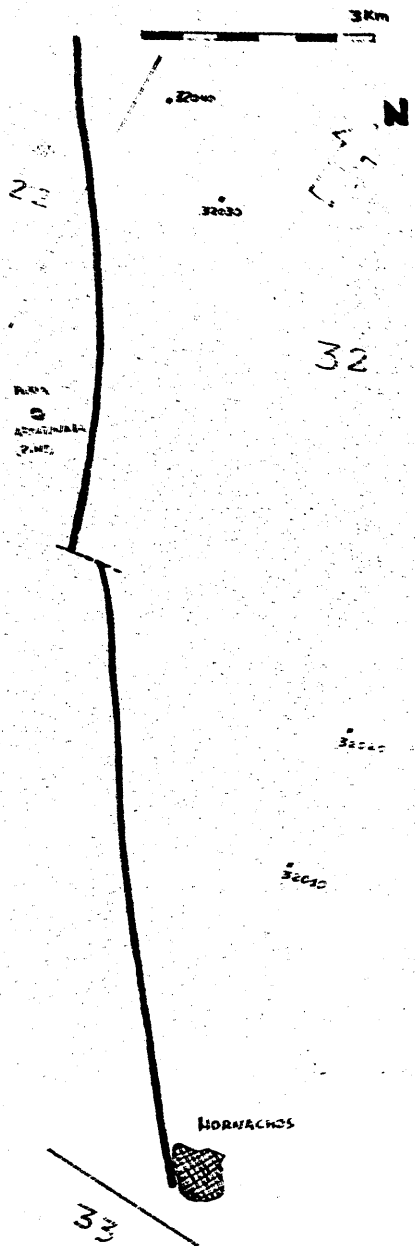


Fig.2-42. Situación de las muestras estudiadas en la Formación de Hornachos. Se incluye la proyección estereográfica de elementos de fábrica tales como esquistosidad, ejes de pliegues menores, linealidad de crenulación y esquistosidad de fractura.



a)



b)



c)

Fig. 2-44. Aspecto de pliegues métricos en cuarzosquistos (a. y b) y ortocuarcitas (c) de la Formación Hornachos. Se trata de "flexural-slip" que no van acompañados de desahorro de esquistosidad. El talud de la carretera es de dirección N. 100 y el W se encuentra a la izquierda de los fotos.

nos de zeolitas.

Finalmente señalaremos que el área occidental de la alineación, que constituye la llamada Sierra de Pinos presenta una alternancia de masas cuarcíticas y niveles esquistosos que podrían corresponder a pliegues mayores de directriz N 160. Este extremo, sin embargo, no ha podido ser confirmado.

Tampoco debemos afirmar taxativamente que la Formación de HORNACHOS es de edad Arenig. La incluimos en el Ordovícico por las siguientes razones:

- 1ª) Aunque su contacto meridional es mecánico, y no pueden estudiarse sus relaciones, con las inmediatas Formaciones del Grupo del río Matachel, la estructura general del sector parece señalar la aparición de formaciones más jóvenes hacia el norte.
- 2ª) En la ZOI las series paleozoicas comienzan de manera generalizada con la "cuarcita armoricana" del Arenig, como se vió anteriormente.
- 3ª) La fase de deformación más antigua que afecta a la formación de Hornachos es la N 170, que parece corresponder a la primera fase hercínica como se vió al estudiar el Dominio de USAGRE-S. ALBARRANA.

En consecuencia parece razonable mantener la atribución de estos materiales al Ordovícico inferior.

2.3.2.3.- LAS SERIES PROTEROZOICAS

2.3.2.3.1.- GRUPO DEL RIO MATAHEL.

Esta constituida por una secuencia continua de materiales cuya parte superior, La Formación de Sierra Velita, está constituida por pizarras, metagrauvacas y cuarcitas feldespáticas de tonos pardos y oliváceos más o

menos claros, mientras que en la parte inferior, predominan las pizarras cuarcitas y esquistos negros con anfibolitas que constituyen la Formación de Puebla del Prior.

2.3.2.3.1.1 .- FORMACION DE SIERRA VELITA

La serie tipo se estableció entre los Kms 68 y 71 de la carretera Valencia de las Torres - Castuera, en el descenso del río Matachel desde la planicie situada al nordeste de Retamal. La columna (fig. 2-45) representa una interpretación de la secuencia litológica de esta serie metamórfica. En efecto el estudio de láminas delgadas (Tabla II-18) muestra la existencia de dos fases sinmetamórficas la primera de grado bajo con biotita y la segunda de grado muy bajo con clorita/mica blanca. La serie consiste en una alternancia de micasquistos de grano fino y cuarcitas feldespáticas. Estas últimas abundan hacia la base de la formación donde constituyen bancos de hasta medio metro de potencia y resaltes en la topografía, mientras los micasquistos y pizarras predominan hacia el techo.

2.3.2.3.1.1.1.- DEFORMACION Y NEOFORMACION DE MINERALES

Tanto el estudio de la fábrica mesoscópica como el de la microscópica ponen de manifiesto la existencia de dos fases de deformación sinmetamórficas. Sobre el terreno se distinguen escasos ejes de pliegues métricos de ejes de dirección N 170 de otros más abundantes cuyos ejes tienen dirección N 140 (fig. 2-46)

Estos últimos son igualmente pliegues métricos con vergencia al NE (fig. 2-47). La fábrica microscópica de los micasquistos de grano fino señala dos esquistosidades que deforman una S_0 en niveles de micropitmitas (tabla II-19)

La S_A suele conservarse en niveles areniscosos donde no penetra S_B mientras S_B predomina en niveles menores. Cuando se presentan conjuntamente



Fig.2-46. "Slip -folds" en la Formación de Sierra Velita. La alternancia de niveles de diferente competencia hace que la esquistosidad se desarrolle selectivamente en los niveles de composición original lutítico-arcillosa.

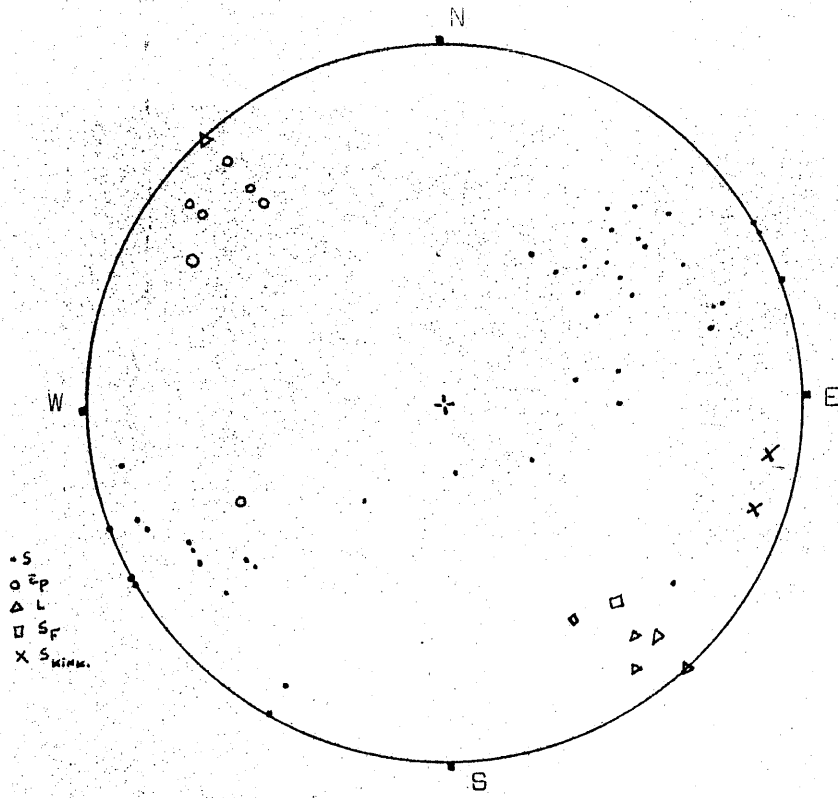


Fig. 2-47. Proyección de elementos de fábrica mesoscópica de la Formación de Sierra Velita.

| | F _A | | | F _B | | |
|-------------|---|-----|------|--|------|--|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | |
| Biotita | | | | | | |
| Clorita | | | | | | |
| Mica blanca | | | | | | |
| Calcita | | | | | | |
| Albita | | | | | | |
| S formada | S _a se conserva en niveles arenosos. | | | S _b predomina en lechos micáceos. | | |
| S deformada | S _o laminación visible en ritmitas. | | | S _o + S _a | | |

TABLA II - 19. Relaciones blastésis / deformación en la Formación de Sierra Velita.

la S_B deforma a la S_A y a los minerales de fase A.

Se observan filoncillos de calcita-albita deformados por la fase B. que corresponden a la interfase A-B

S_A y S_B suelen formar ángulos pequeños de unos 10-15°.

El grado metamórfico alcanzado no supera el grado bajo dada la presencia de albita en estas asociaciones minerales

2.3.2.3.1.2.- FORMACION DE PUEBLA DEL PRIOR

Esta constituida por una secuencia metamórfica de pizarras, esquistos negros, anfibolitas y cuarcitas negras bandeadas. Estos materiales se distribuyen de forma que, hacia lo que debería considerarse base de la Formación se sitúan las cuarcitas negras con intercalaciones de esquistos. Este nivel puede diferenciarse como un tramo que supondría casi la mitad inferior de la Formación (fig. 2-48 y 2-51). El contacto con la Formación de la Atalaya es observable en las cercanías del Puebla del Prior a la salida hacia Ribera del Fresno. Allí un afloramiento de anfibolitas porfídicas subyace al tramo de Cuarcitas negras. Hacia el SE el contacto queda oculto bajo sedimentos carboníferos que afloran en una estrecha cuenca que se alarga decenas de kilómetros para constituir prolongación de la amplia cuenca de Belmez.

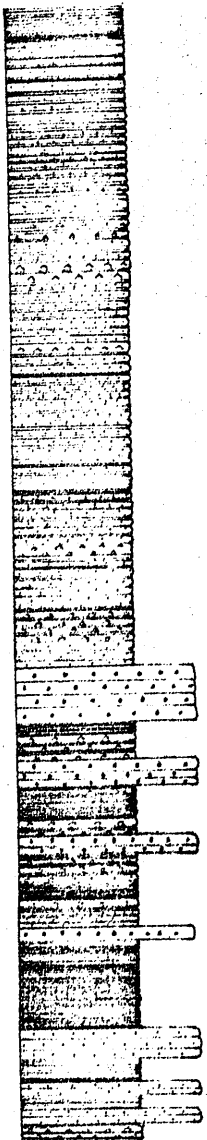
El contacto es de falla de desgarre de dirección N 140 paralela a la falla de Azuaga aunque sin la intensa cataclasis que caracteriza a esta. No obstante la Formación de Puebla del Prior presenta evidencias de cataclasis localizadas en los esquistos intercalados en las cuarcitas negras. (Tabla II-20 y fig. 2-49)

La Tabla II-21 representa la evolución de los procesos de cristalización deformación que ha sufrido esta formación en sus niveles metapelíticos.

Las Anfibolitas que constituyen el tramo inferior de la series estan

Fig. 2-48. Columna estratigráfica y situación de las muestras de la Formación de Puebla del Prior.

Escala vertical de la columna 1/4300.



piédras duras.

esquistos y cuarzosquistos ocreos.

anfíbolitas de muy bajo grado.

esquistos y liditas negras.

esquistos y cuarzosquistos negros

cuarcitas negras bandeadas

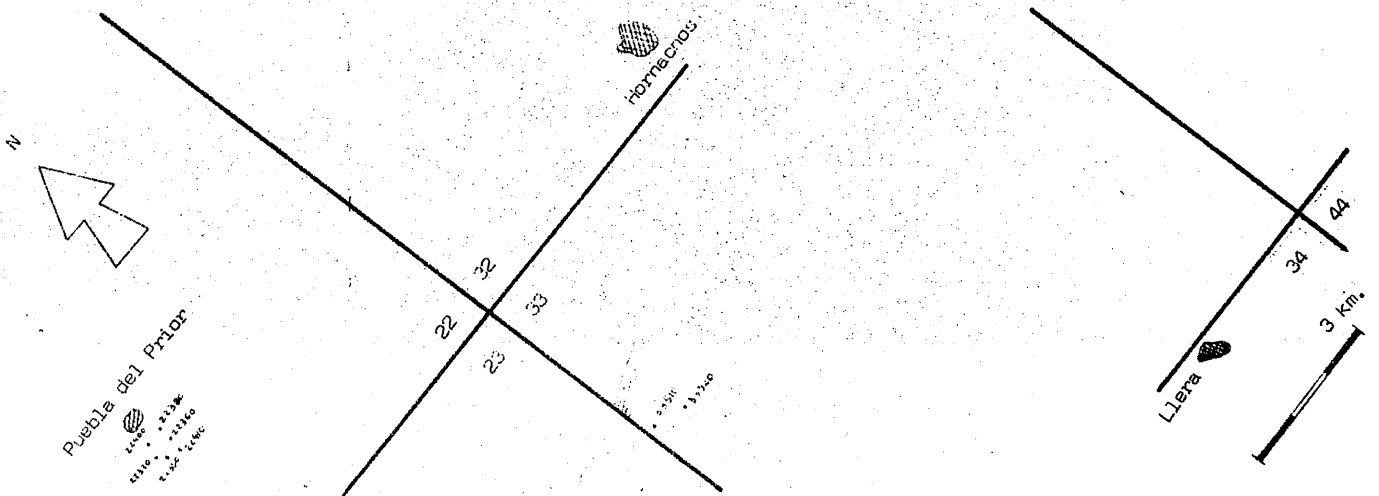
esquistos y liditas negras

cuarcitas negras

esquistos y liditas negras

cuarcitas negras bandeadas.

anfíbolitas.



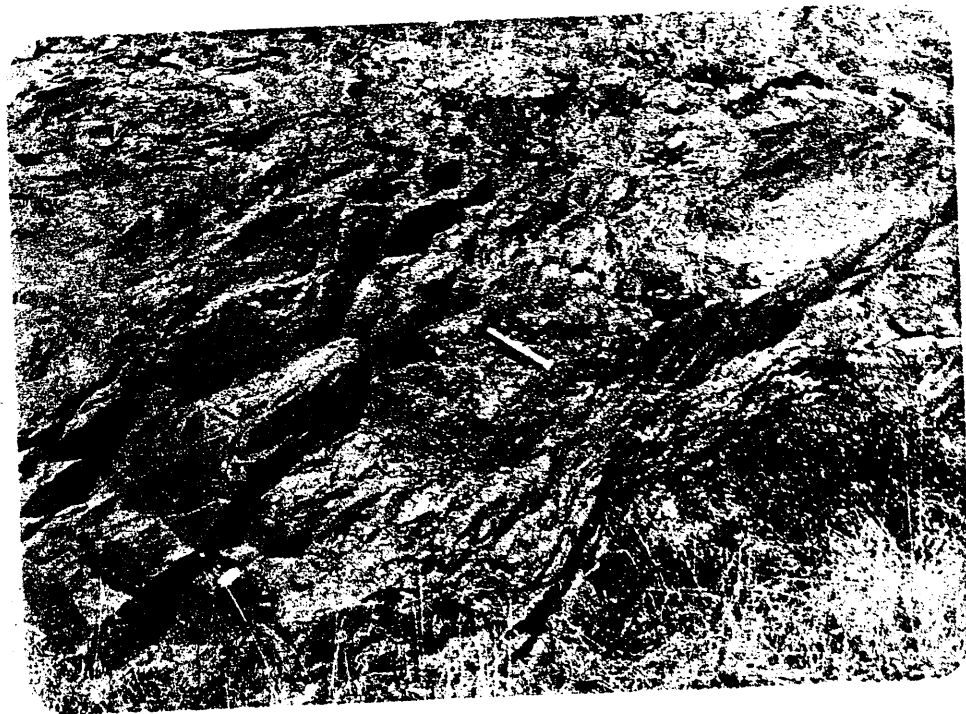


Fig.2-49. Pliegues métricos en la Formación de Puebla del Priol. La esquistosidad se desarrolla preferentemente en los niveles menos competentes mientras los niveles cuarcíticos no son penetrados. Superficies subparalelas a la esquistosidad principal transponen estas estructuras.



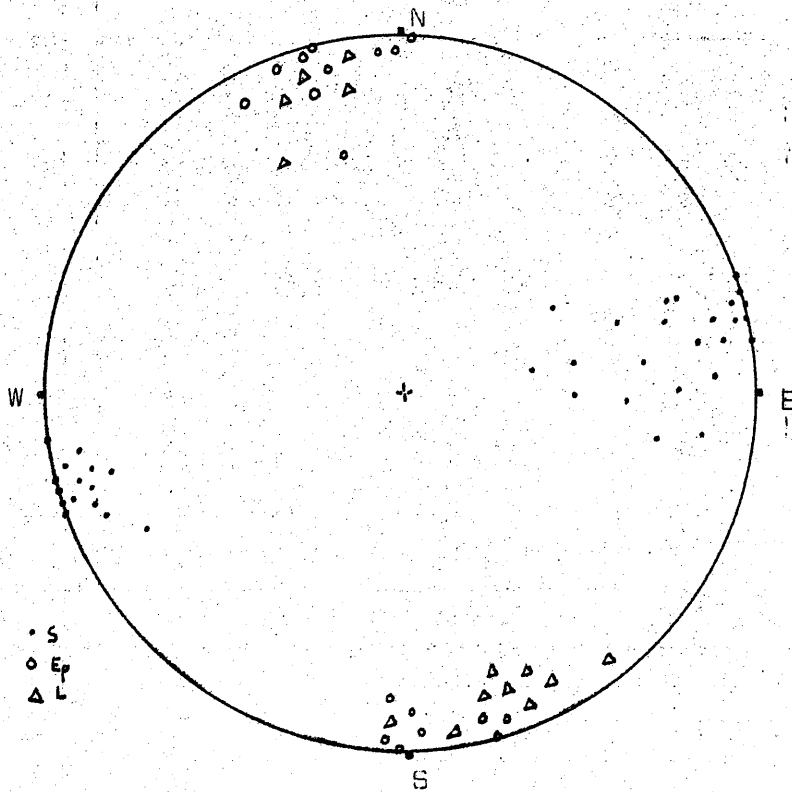


Fig.2-50. Elementos de fábrica de la Formación de Puebla del Prior.

TABLA II-20.--Descripción resumida de muestras de la formación de Puebla del Prior.

| Referencia | Descripción resumida de la fábrica microscópica. | Cuarzo | Plagioclasa | Piroxeno | Microclina | Hornblenda | Actinolita | Prehnita | Biotita | Mica blanca | Clorita | Pistacita | Turmalina | Apatito | Zircón | Titanita | Ilmenita | Rutilo | Calcita | Zeolita | Opacos | Clasificación. | |
|------------|--|--------|-------------|----------|------------|------------|------------|----------|---------|-------------|---------|-----------|-----------|---------|--------|----------|----------|--------|---------|---------|--------|----------------|---------------------|
| 22350 | Granoblástica porfidoblástica. | x | L | | x | | | | x | | x | x | | | | | x | | | | | x | Anfibolita. |
| 22353 | Porfiroblástica grano medio. | x | G | | x | | | | x | | x | x | | | | x | x | | | | | x | Anfibolita. |
| 22370 | Porfiroblástica grano medio. | x | O | | x | | | | x | | x | x | | | | x | x | | | | | x | Anfibolita. |
| 22390 | Porfiroblástica grano medio. | x | O | | x | | | | x | | x | x | | | | x | x | | | | x | x | Anfibolita |
| 22400 | Porfiroblástica matriz granoblas. | x | O | | x | | | | x | | x | x | | | | x | x | | | x | | x | Anfibolita |
| 22360 | Cataclástica. 3 S y crenulación. | x | | | | | | | x | | x | x | | | | | | | | | | x | Esquisto milonita. |
| 23380 | Cataclástica. 3 S y crenulación. | x | | | | | | | x | | x | x | | | | | | | | | | x | Esquisto milonita. |
| 22410 | Esquistosa. S _o -laminación-, 2S y S _F | x | | | | | | | x | | x | x | | x | | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 33520 | Dolerítica grano fino indeformada | | L | | x | | | | | | x | x | | | | | x | | | | | x | Diabasa dolerítica. |
| 33510 | Dolerítica grano fino indeformada | | L | | x | | | | | | x | x | | | x | | x | | | | | x | Diabasa dolerítica. |

formadas por porfiroblastos de hornblenda marrón en mesostasis de grano fino (0,02mm.) compuesta por plagioclosa sódica (Albita?), clorita, zoisita, titanita, cuarzo, biotita y óxidos de alteración. Presentan una esquistosidad muy grosera. Como no tenemos pruebas de metaformismo durante la fase D cabe deducir que las anfibolitas corresponden a vulcanitas básicas (textura porfiroblástica con matriz de grano muy fino) metamorfizados durante la fase B, y probablemente intruidos durante la interfase B-A.

Identificación de las diferentes fases: La fase B es la más representada en la región en que aflora esta formación. La S y pliegues correspondientes tienen como directriz N 170 (Fig. 2-50). El estilo de deformación es en este caso de pliegues similares vergentes al W. como en la F_{180} que hemos localizado en otras formaciones.

Esta circunstancia y el hecho de no verla representada en los materiales del Carbonífero medio aflorantes al E de Puebla del Prior nos inclinan a identificarla como F_A en la formación de Hornachos. Y como F_4 en el dominio Meridional antes estudiado.

La ordenación relativa de las demás fases una vez identificada la fase B como F_4 , implica la ausencia aquí de F_1 . En el dominio meridional la F_1 no está presente en el Grupo de Usagre cuya formación de Torrecillas presenta un tramo de cuarcitas negras similar al de la formación de Puebla del Prior (Fig. 2-51).

Rocas volcánicas asociadas:

RIOLITAS - Al SE de Puebla de Prior, aflora un cuerpo volcánico de morfología semianular compuesto de Riolitas. No está deformado y corta claramente las estructuras de la roca encajante (Fig. 2-52). La forma del cuerpo puede corresponder a una chimenea volcánica cuyo aparato aéreo ó submarino hubiera sido profundamente erosionado. En cuanto a su edad podemos afirmar que se trata de un cuerpo postfase 4, y, en consecuencia



Fig.2-51. Panorámica de la Sierra Grande de Hornachos al E de esta localidad. En el ángulo inferior izquierdo pliegue decamétrico de cuarcitas negras de la base de la formación de Puebla del Prior. Su eje midió 25 hacia N 175. Los crestones de la Sierra están formados por cuarcitas masivas blanquecinas del Arenig.

| | F_A | | | F_B | | F_C | | F_D | |
|-------------|----------------------------|-----|------|--------------------------|------|-------------------|------|------------------------------|------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post |
| Mica blanca | | | | | | | | | |
| Albita | | | | | | | | | |
| Biotita | | | | | | | | | |
| Sericita | | | | | | | | | |
| Opacos | | | | | | | | | |
| S formada | S_a , pliegues similares | | | S_b pliegues similares | | Cataclasis S_c | | Microplegado de crenulación. | |
| S deformada | S_o traspuesta | | | $S_o + S_a$ | | $S_o + S_a + S_b$ | | $S_o + S_a + S_b + S_c$ | |

TABLA II - 21. Relaciones blastésis/deformación en la Formación de Puebla del Prior.

hercínico tardío,

Esto implica una edad posterior al Carbonífero final (Stephaniense).

Descripción de la roca: roca silicea afanítica de grano muy fino, color rosado y compacta. Compuesta de pequeños (0,3 a 5 mm.) microlitos de ortosa y cuarzo, en matriz de cuarzo y feldespato de grano muy fino (0,01-0,03 mm).

DOLERITAS.- Al NE de Puebla del Prior, en la margen meridional del río Matachel, se aprecian aparentemente intercaladas en la serie de cuarcitas negras y esquistos, cuerpos métricos y decámetricos de doleritas.

Se trata de rocas básicas microgranudas compactas y de color verdoso oscuro. Al microscopio muestran textura dolerítica con abundantes microlitos de plagioclasa zonada entre An_{65} en el centro y An_{15} en los bordes, rodeando a microlitos de hornblenda verde a marrón, y/o Augita de tono asalmonado. Como accesorios aparecen ilmenita, titanita y magnetita. Como accidentales zoisita y clorita.

Estas rocas no están deformadas y aparecen en afloramientos más ó menos alargados con bordes circunscritos.

Todas estas características apuntan la interpretación de estos cuerpos como intrusivos subvolcánicos posthercínicos tardíos.

2.3.2.3.2.- FORMACION DE LA ATALAYA.

Siempre al N del eje blastomilonítico que constituye el núcleo del Dominio septentrional aflora entre la Tierra de Barros y el área situada al W de Fuenteobejuna (200 Kms), una banda de materiales de naturaleza metapelítica muy cristalizados y microplegados, que confieren un

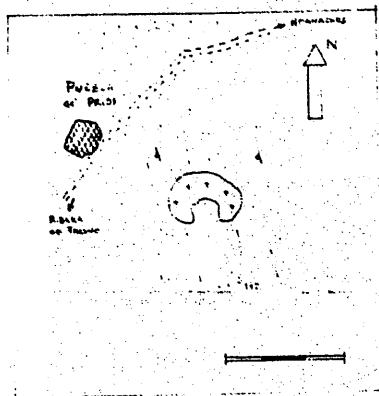


Fig. 2-52.- Disposición del cuerpo volcánico escudo semi-circular de Fuencaliente del Prior. Se incluye en el esquema el trazado de la red de carreteras regional.

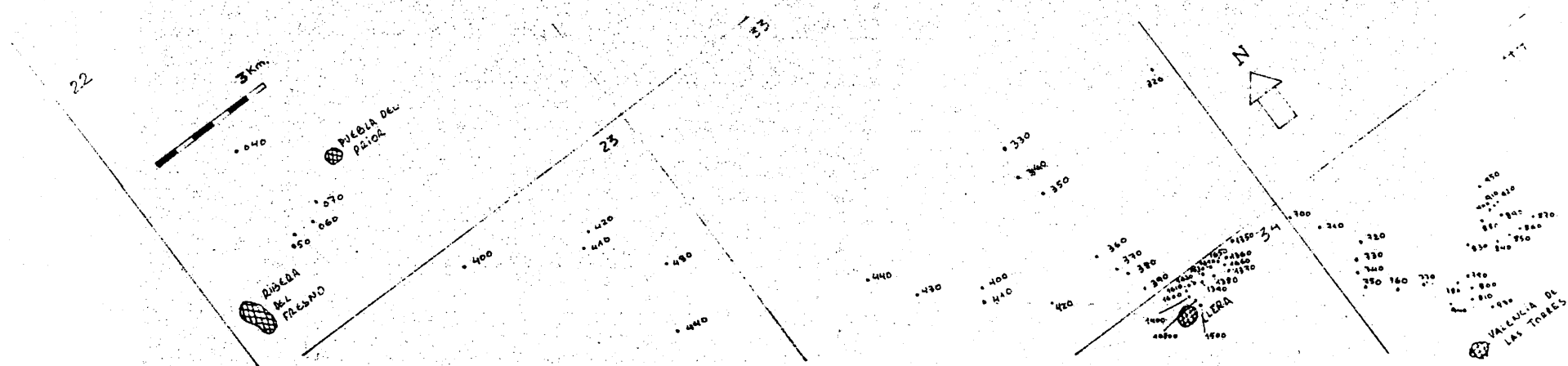


Fig. 2-53. Situación de las muestras que se han estudiado en la Formación de la Atalaya.

| Referencia | Cuarzo | Ortosa | Albita | Oligoclasa | Andesina | Mica blanca | Granate | Estaurolita | Biotita | Clorita | Zircón | Apatito | Turmalina | Titanita | Zeolitas | Opacos | Clasificación |
|------------|--------|--------|--------|------------|----------|-------------|---------|-------------|---------|---------|--------|---------|-----------|----------|----------|--------|-----------------|
| 33420 | x | | x | | | x | x | | x | | x | | | | | x | Micasquisto. |
| 33430 | x | | | | | x | x | | x | | | | | x | | x | Cuarzoesquisto. |
| 34 140 1 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarcita. |
| 34 168 1 | x | | | | | x | x | | x | x | | | x | x | | x | Micasquisto. |
| 34 1402 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | x | x | | x | Micasquisto. |
| 34 1404 | x | x | | x | | x | x | | x | x | | | x | | | x | Cuarcita. |
| 34 139 1 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarcita. |
| 34 1392 | x | | | x | | x | x | | x | | | | x | | | x | Micasquisto. |
| 34 138 1 | x | | | x | | x | x | | x | x | x | | | x | | x | Cuarcita. |
| 34 1383 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | x | | | x | Cuarcita. |
| 34 1384 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | x | | x | Cuarcita. |
| 34 1386 | x | x | | x | | x | x | | x | | | | | | | x | Cuarcita. |
| 34 137 1 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1372 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1373 | x | | | x | | x | | | x | x | | | | | x | x | Micasquisto. |
| 34 136 1 | x | | x | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1363 | x | | | x | | x | x | | x | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1364 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 135 1 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1802 | x | | | | | x | | | x | x | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 34 1804 | x | | | | | x | | | x | x | | | x | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 33440 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 33442 | x | | | | | x | x | | | x | | | | | | x | Micacita. |
| 33445 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarcita. |
| 33444 | x | | | | | x | x | | x | x | | | x | | x | x | Cuarzoesquisto. |
| 44930 | x | | | | x | x | x | | x | x | x | x | | x | | x | Micasquisto. |
| 4480 1 | x | | | | x | x | x | | x | x | | | x | x | | x | Micasquisto. |
| 44802 | x | x | | | x | x | x | | x | | x | x | | | | x | Milonita. |

TABLA II-22. Composición mineralógica de muestras de la formación de la Atalaya.

| Referencia | Cuarzo | Ortosa | Albita | Oligoclasa | Andesina | Mica blanca | Grenate | Estaurrolita | Biotita | Clorita | Zircón | Apatito | Turmalina | Titanita | Zeolitas | Opacos | Clasificación |
|------------|--------|--------|--------|------------|----------|-------------|---------|--------------|---------|---------|--------|---------|-----------|----------|----------|--------|--------------------|
| 44803 | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | x | Blastomilonita. |
| 44811 | x | | | | | x | x | | x | | | x | | | | x | Esquisto milonita. |
| 44790 | x | | | | | x | | | x | | | | | | | x | Micacita. |
| 44830 | x | | | | | x | x | | x | x | | x | | | | x | Micasquisto. |
| 44840 | x | x | | x | | | x | | | x | | | | | | x | Milonita. |
| 44850 | x | x | | x | | | x | | | x | | | | | | x | Milonita. |
| 44861 | x | x | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44870 | x | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44774 | x | | x | | | x | | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44780 | x | | | | | | | | | x | | | | x | | x | Anfibolita. |
| 44761 | x | | | x | | x | x | | x | | | | | | | x | Cuarcita. |
| 44751 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44752 | x | | | x | | x | | | x | | | | | x | | x | Cuarzoesquisto. |
| 44753 | x | | | | | x | x | | x | x | | x | | | | | Cuarcita. |
| 44740 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | x | x | | x | Micasquisto. |
| 44730 | x | | | | | x | x | | x | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44722 | x | | | x | | x | x | | x | x | | x | | | | x | Micasquisto. |
| 44710 | x | | | | | x | x | | x | x | x | x | x | x | x | x | Micasquisto. |
| 44700 | x | | | x | | x | x | | x | x | | x | | | | x | Micasquisto. |
| 44880 | x | | | | | x | | | | | x | | | | | x | Milonita. |
| 44891 | x | | | | | | | | | x | | | | | x | x | Cuarcita. |
| 44892 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44940 | x | | | | | | x | | | x | | | | | x | x | Micasquisto. |
| 44941 | x | | | x | | x | | | | | | | x | | | x | Cuarcita. |
| 44942 | x | x | x | | | x | | | | | | | x | | x | x | Pizarra. |
| 44912 | x | | x | | | x | | | | x | | | x | | x | x | Pizarra. |
| 44911 | x | | x | | | x | | | | x | | | x | | x | x | Pizarra. |
| 44920 | x | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44953 | x | | x | x | | x | | | x | x | | x | x | | | x | Micasquisto. |

TABLA II-22. Composición mineralógica de muestras de la formación de la Atalaya.

| Referencia | Cuarzo | Ortosa | Albita | Oligoclasa | Andesina | Mica blanca | Granate | Estaurrolita | Biotita | Clorita | Zircón | Apatito | Turmalina | Titanita | Zeolitas | Opacos | Clasificación |
|------------|--------|--------|--------|------------|----------|-------------|---------|--------------|---------|---------|--------|---------|-----------|----------|----------|--------|--------------------|
| 34 1600 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1620 | x | | | x | | x | x | x | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1630 | x | | | x | | x | x | x | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1640 | x | | | x | | x | x | x | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1650 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 34 1660 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 33330 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 33342 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | x | x | Cuarzoesquisto. |
| 33343 | x | x | x | | | | | | | x | | | | | | x | Pórfido granítico. |
| 33344 | x | x | x | | | | | | | x | | | | | | x | Pórfido granítico. |
| 33350 | x | | | | | x | x | | x | x | x | | x | | | x | Micasquisto. |
| 33360 | x | | | | | x | x | | x | | x | | | | x | x | Micasquisto. |
| 33370 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 33390 | x | | | | | x | x | | | | | | | | x | x | Micasquisto. |
| 33320 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | x | x | Micasquisto. |
| 23420 | x | | | x | | x | x | | x | x | | | | | x | x | Micasquisto. |
| 23410 | x | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 23430 | x | | | x | | x | x | | x | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 23400 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |
| 22060 | x | | | | | | x | | | x | | | | | | x | Milonita. |
| 22060 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Esquisto milonita |
| 22070 | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 22040 | x | | | | | x | | | x | x | | | | | | x | Micasquisto. |

TABLA II-22. Composición mineralógica de muestras de la formación de la Atalaya.

tono pardo oscuro al paisaje.

En el sector comprendido por el valle del Rio Matachel al W de Maguilla este conjunto metapelítico recibe el nombre de formación de la Atalaya (CHACON, 1974) y adquiere un espesor medio, sobre una horizontal perpendicular a sus contactos, de unos 4.000 mts. Esta medida debe, naturalmente ser muy superior a la potencia real de la formación y sólo sirve para dar idea de la importancia del afloramiento.

Al E de Maguilla, los materiales de esta banda, han sido estudiados recientemente por BLADIER (1974), LAURENT (1974) y DELGADO-QUESADA (1971) como se reseñó en la parte I de esta Memoria.

La Tabla II-22 y fig. 2-53 presentan composición, texturas, clasificación y situación de las muestras que se han estudiado.

La Fig. 2-54 presenta tres secciones esquemáticas de las columnas litológicas de la Formación en las transversales de Valencia de las Torres, W de Llera y Ribera del Fresno.

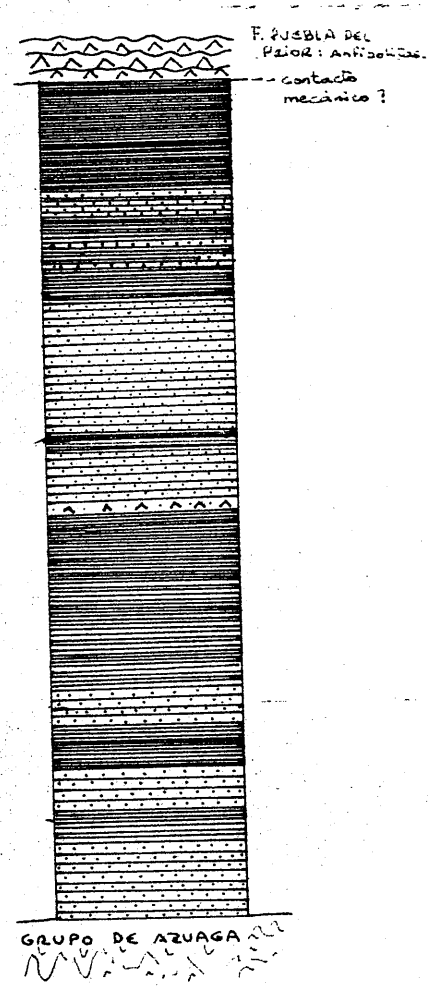
Presentan en común: la monotonía de la serie, (alternancia de micasquistos y cuarzosquistos, con menor abundancia de cuarcitas y anfibolitas).

- presencia de cuarcitas abundantes hacia la base de la serie
- presencia de niveles de anfibolitas más abundantes hacia la mitad de la serie y (relativamente más frecuentes) en las secciones occidentales.

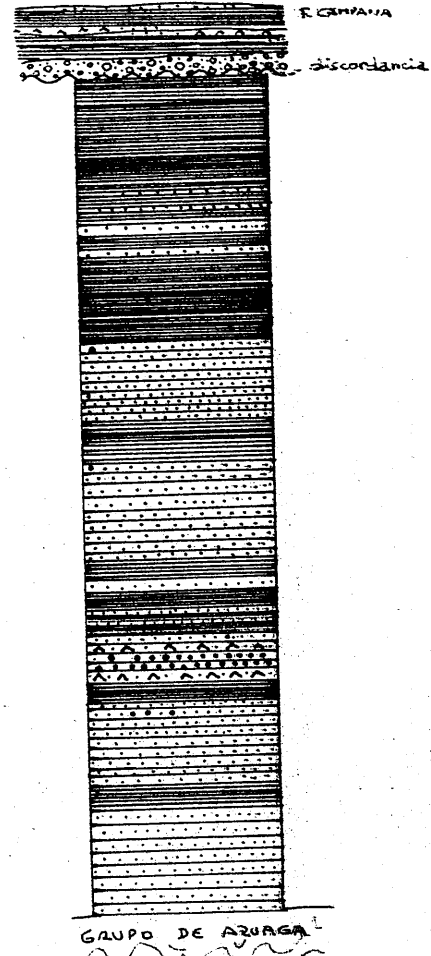
La Tabla II-23 refleja la relación entre crecimiento (procesos cristalogénicos) y deformación de los minerales índices metamórficos de la formación de la Atalaya. Como ejemplos de las texturas analizadas vease la Fig (2-55)

La identificación de estas fases queda facilitada por la comparación con afloramientos inmediatos del Grupo de Rio Matachel. Allí en la for

RIBERA DEL FRESNO



W de LLERA



VALENCIA DE LAS
TORRES

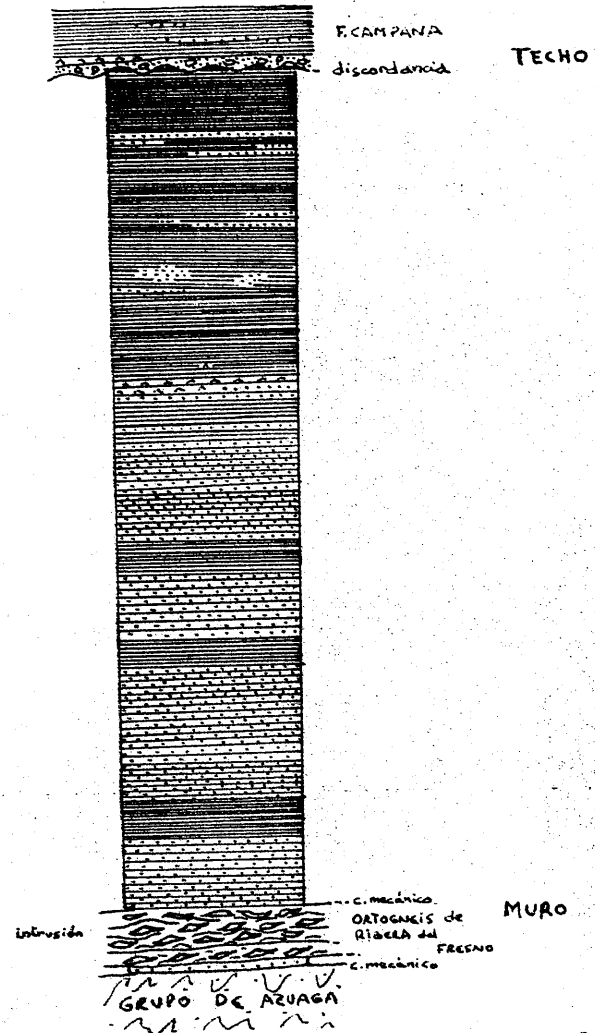


Fig.2-54. Esquemas estratigráficos de la Formación de la Atalaya en diferentes transversales.
Escala vertical aproximada 1/20.000.

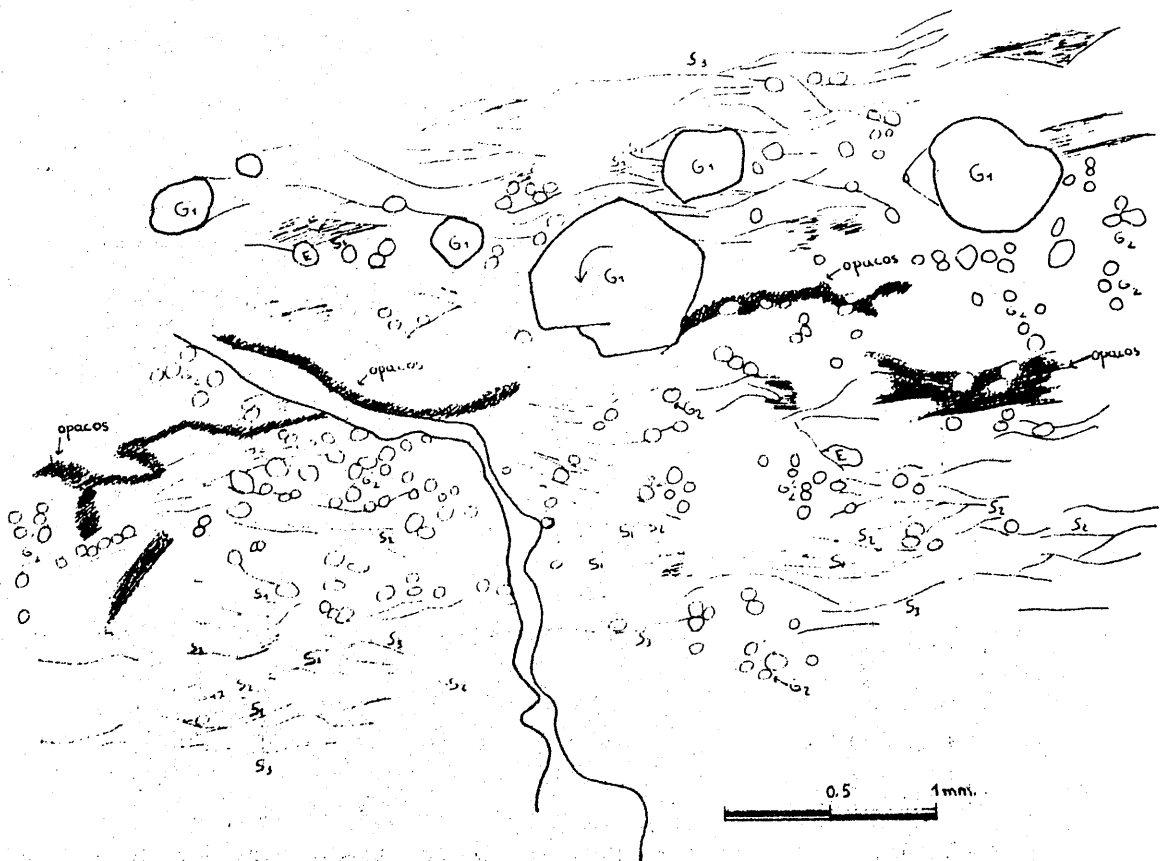


Fig. 2-55 a. Sección de metapelita de la Formación de la Atalaya. Se puede diferenciar en su fábrica los siguientes elementos y dominios: Dominios monomineralés: granates de dos generaciones G_1 y G_2 , Estaurólita E, opacos en las zonas puntuadas de negro, cuarzo en las zonas en blanco y micas en las zonas en que predomina S_1 . Esquistosidadades: S_1 presenta el mínimo espaciado y máxima penetratividad aunque ha sido obliterada en los subdominios cuarzosos, S_2 menos continua y penetrativa en esta escala aunque representada más ampliamente en los diferentes subdominios, S_3 poco penetrativa aunque extendida. También están presentes superficies irregulares y poco o nada penetrativas que delimitan filones rellenos de zeolita-pennina. G_1 es posterior a S_1 y anterior a S_2 , G_2 es posterior a S_2 y anterior a S_3 .



Fig. 5-6. b. Microfotografía de cuarcita de grano fino. Las superficies más penetrativas han sido obliteradas por la reorientación del cuarzo durante sucesivos episodios de deformación que son responsables de tramas de esquistosidad irregulares que evolucionan microclípicos en sección perpendicular al eje b. Finalmente se distinguen superficies de esquistosidad con espaciado del orden del milímetro rectilíneas que deforman las anteriores estructuras. Algunas granetas de escasa dimensión cortan la primera esquistosidad en el ángulo superior izquierdo.

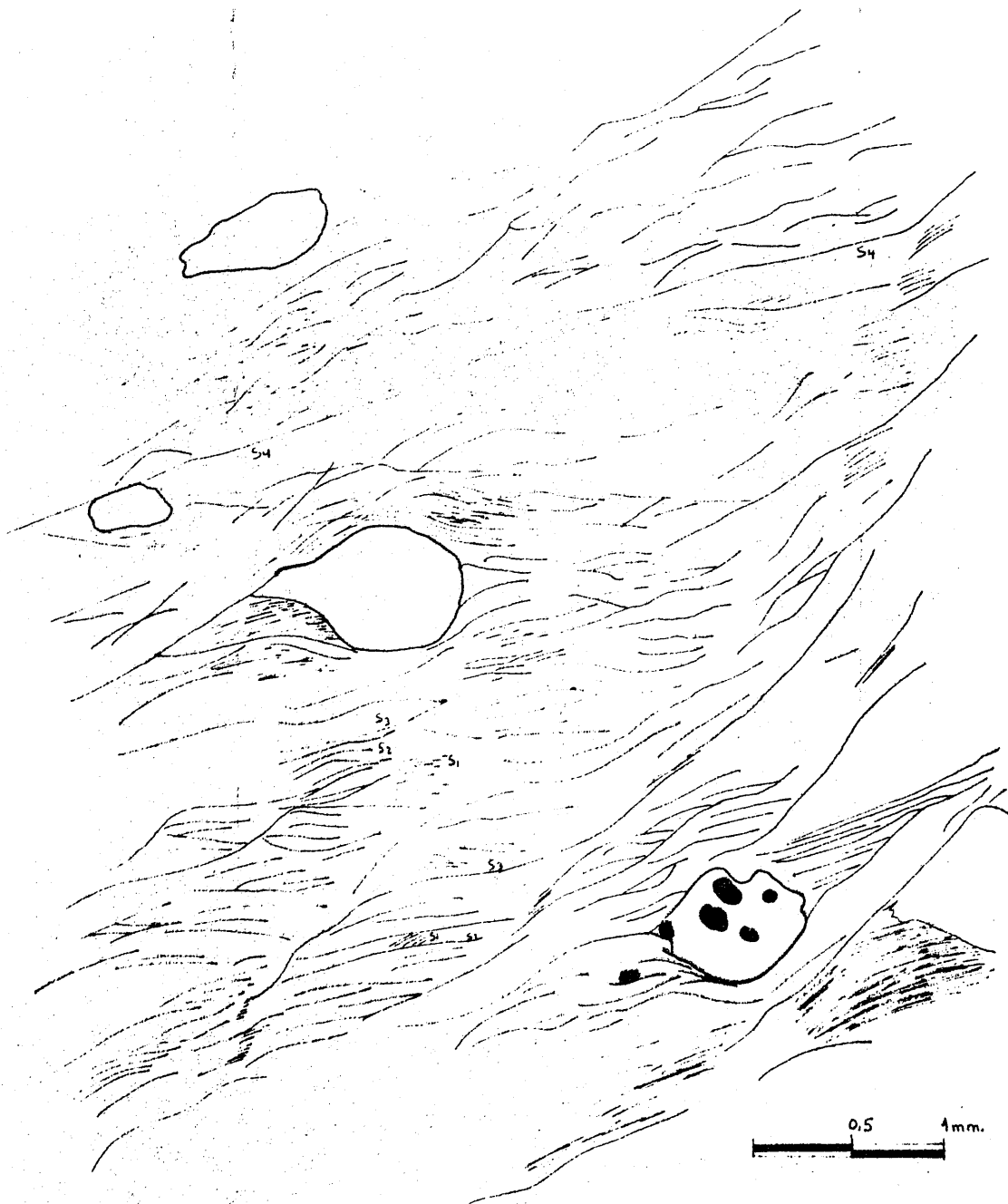


Fig. 2-85 c. Microfábrica de metapelita de la Formación de la Atalaya. Una primera esquistosidad S_1 continua, finísimo espaciado, y penetrativa es deformada por un segundo juicio S_2 , de espaciado del orden de la décima de mm. Ambas, a su vez, son deformadas por una tercera familia S_3 , de espaciado cercano al milímetro, que ha sido crenulada. Finalmente aparece una esquistosidad muy espaciada, centimétrica, rectilínea y poco penetrativa. Los granales aparecen cortando la S_1 y la S_2 forman halos de presión en torno a ellos.

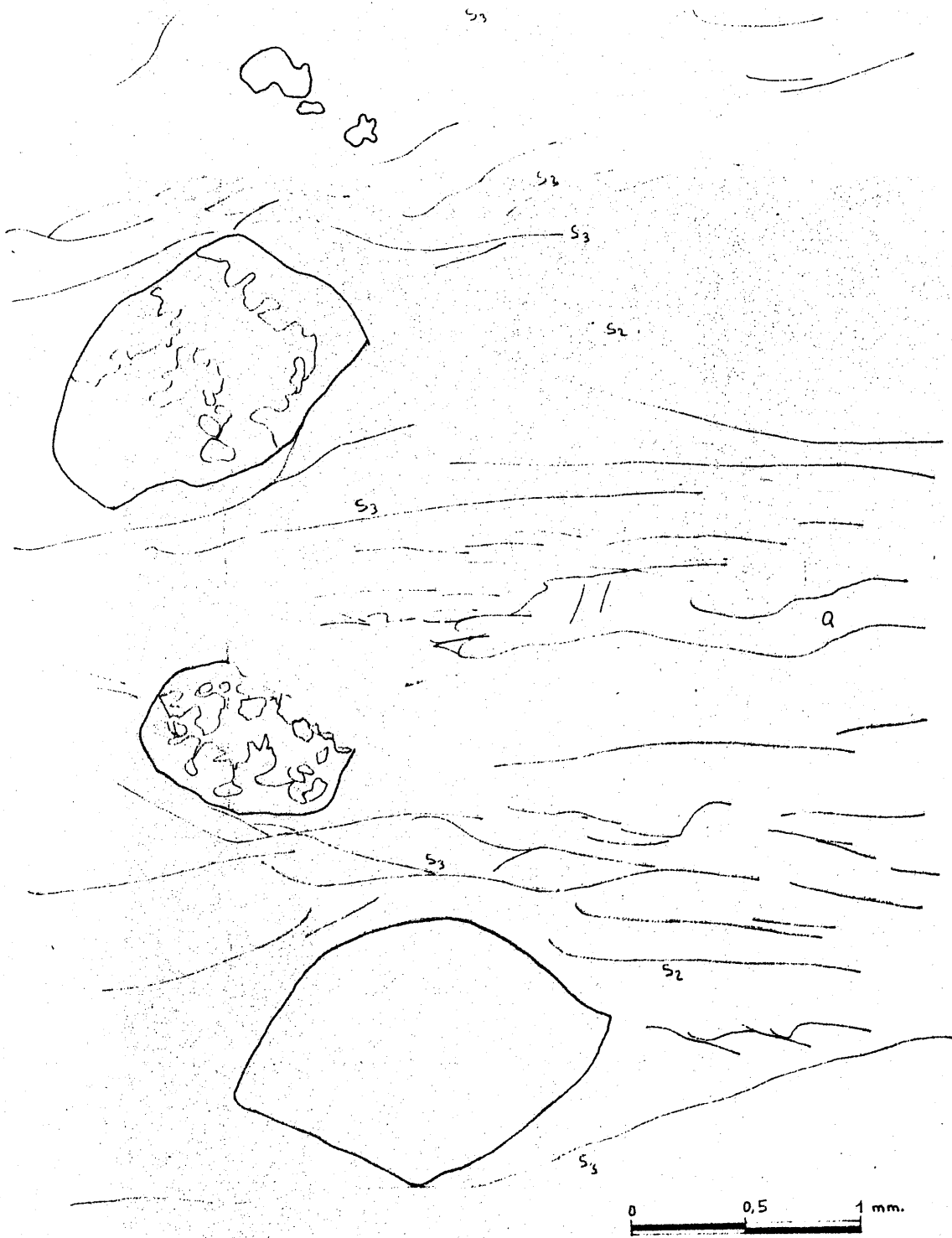


Fig.2-55 d. Microfábrica de cuarzosquistos de la Formación de la Atalaya. Una esquistosidad de espaciado milimétrico S_3 diferencia microlito marcados por dos esquistosidades anteriores de las que predomina la S_2 , de espaciado del orden de décimas de mm., sobre una S_1 poco continua y escasamente representada. Los granates, retromorfizados, son anteriores a la S_2 que los envuelve. Algún lecho de cuarzo se forma paralelo a la S_3 .

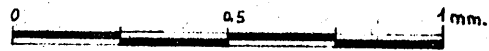
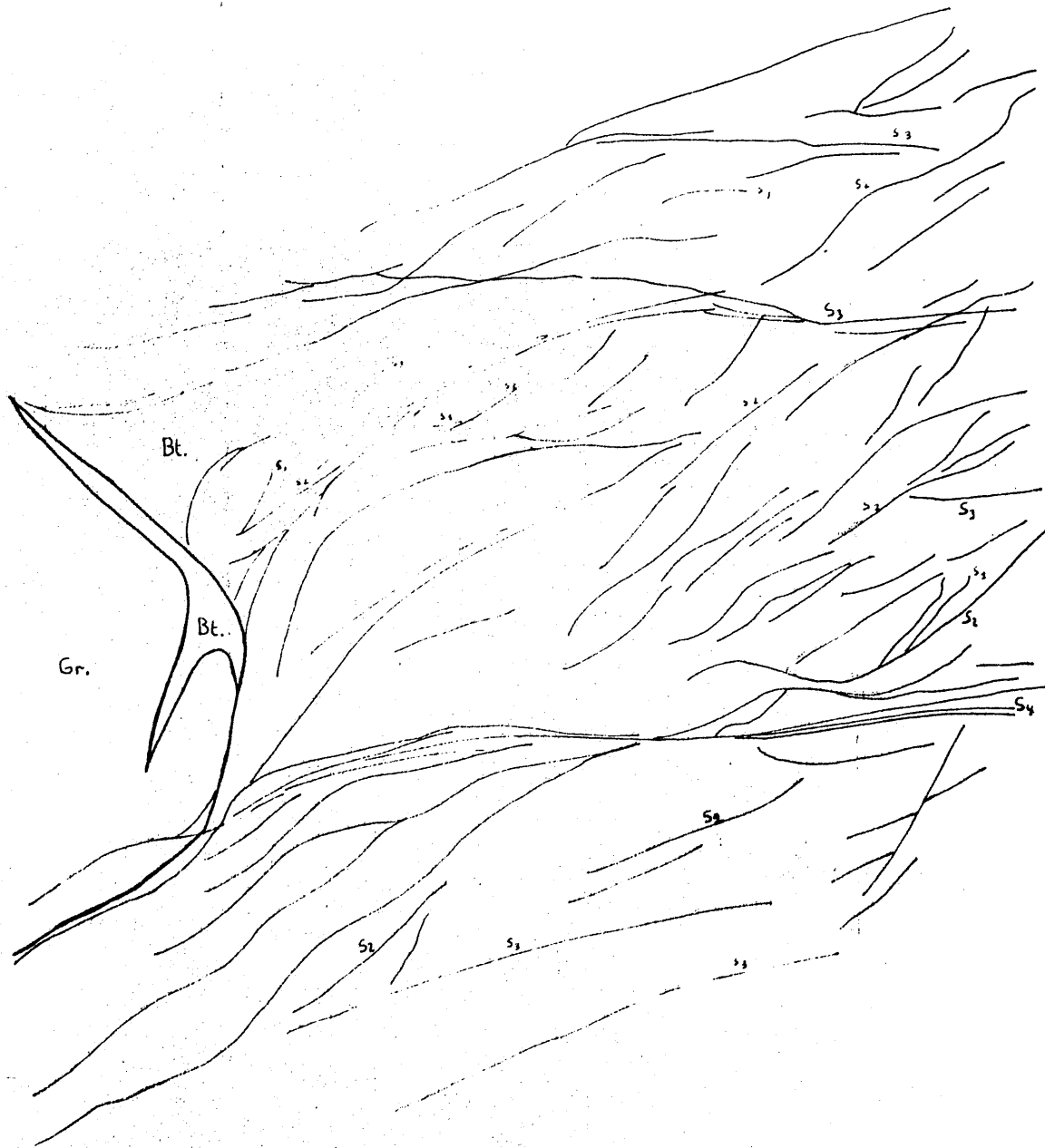


Fig.2-55 e. Microfábrica de metapelita de la Formación de la Atalaya. Superposición de sucesivas familias de esquistosidad progresivamente más espaciadas. S_1 escasamente diferenciable en los microlitos separados por la S_2 . S_2 de espaciado milimétrico y rectilínea es menos penetrativa que las anteriores y está, a su vez, retomada por otro tipo de superficies, ricas en opacos, que constituye la S_4 , de espaciado superior a la escala del dibujo (centimétrico a decimétrico). Los granates, parcialmente sustituidos por biotita están envueltos por la S_2 .

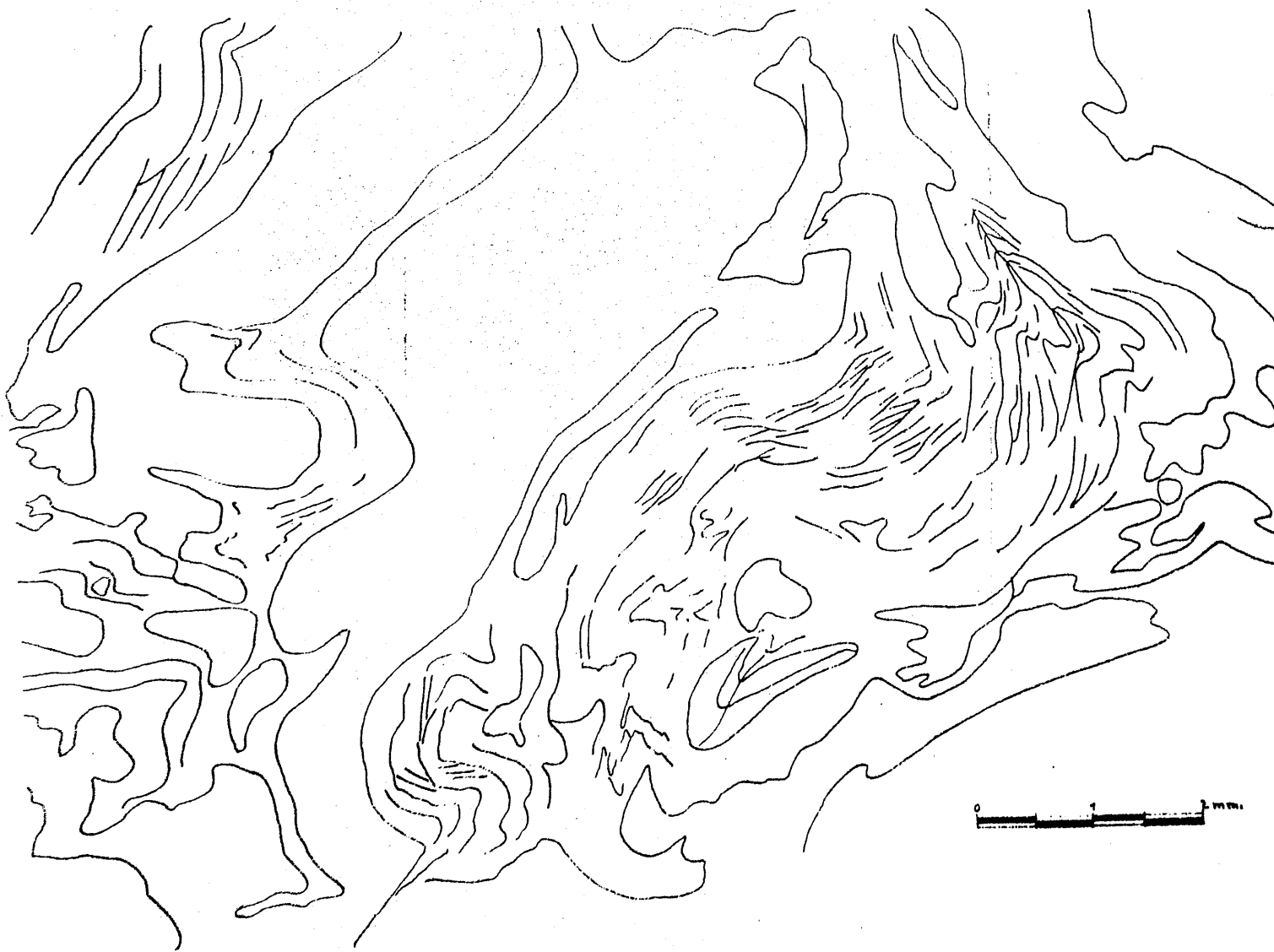


Fig.2-55 F. Microfóbrica de metapelita de la Formación de la Atalaya. Superposición de fases de plegamiento a escala microscópica. Las zonas que restan en blanco corresponden a agregados de cuarzo granoblastico mientras que las que están profusamente acompañadas de superficies S constituyen niveles micáceos. Los límites entre ambos subdominios forman superficies-S de origen dudoso que están plegadas al menos por dos fases de micropliegues. Se representados en esta escala. De este modo se observan tres tipos diferentes de superficies-S, límites entre subdominios cuarzosos y micáceos, una esquistosidad mas penetrativa posiblemente anterior y una esquistosidad de plano axial con escasa representación en la muestra. Igualmente se aprecian trazos que podrían corresponder a los planos axiales de las micropliegues de la primera fase de deformación aunque esto es dudoso.

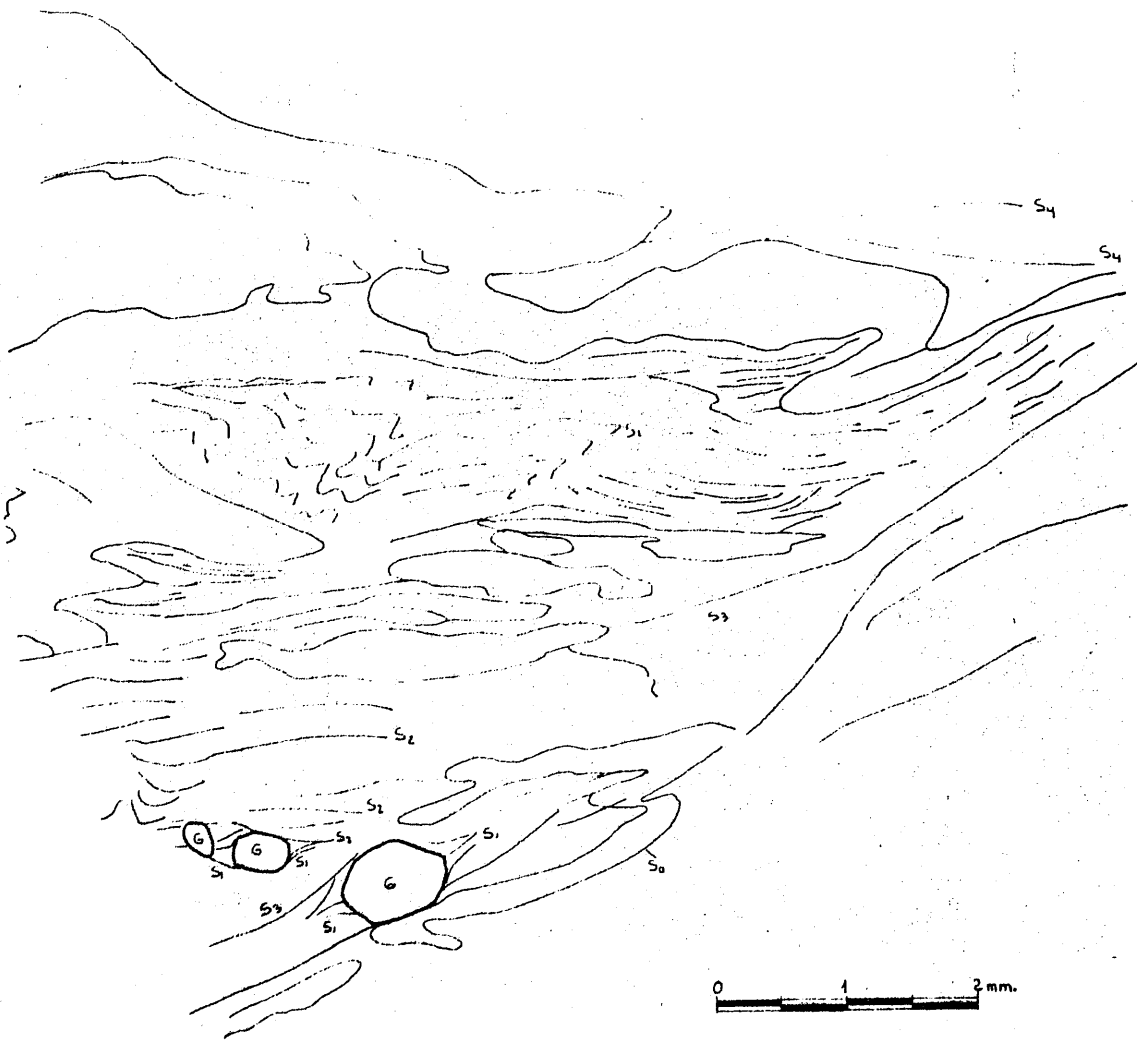


Fig.2-55 G. Microfábrica de metapelita con granates. Diversos niveles de cuarzo finamente grano-
blático recorren la muestra microplegados y transpuestos. Presentan una esquistosidad de plano
axial que denominamos S_2 , y es posterior a otra, mas penetrativa S_1 observable en torno a los
microblastos de granate. Una S_3 de espaciado milimétrico tiende a transponer las estructura an-
teriores mientras una S_4 final poco penetrativa y muy espaciada deforma el conjunto. Los granates
son inter $S_1 - S_2$. Los niveles de cuarzo pueden responder a la fina laminación sedimentaria S_0
mejor conservada en los puñalés de los pliegues donde las S son transversales.



Fig.2-55 h. Núcleo de chevron fracturado . Una esquistosidad que envuelve al único blasto de granate visible es crenulada por una S mas espaciada y ,el conjunto, plegado por flexión. Parece existir una esquistosidad mas antigua y penetrativa que es atravesada limpiamente por el granate y está mejor representada en la escasas concentraciones micáceas de esta metapeli- ta en que predomina un fino agregado de cuarzo cristaloblástico .

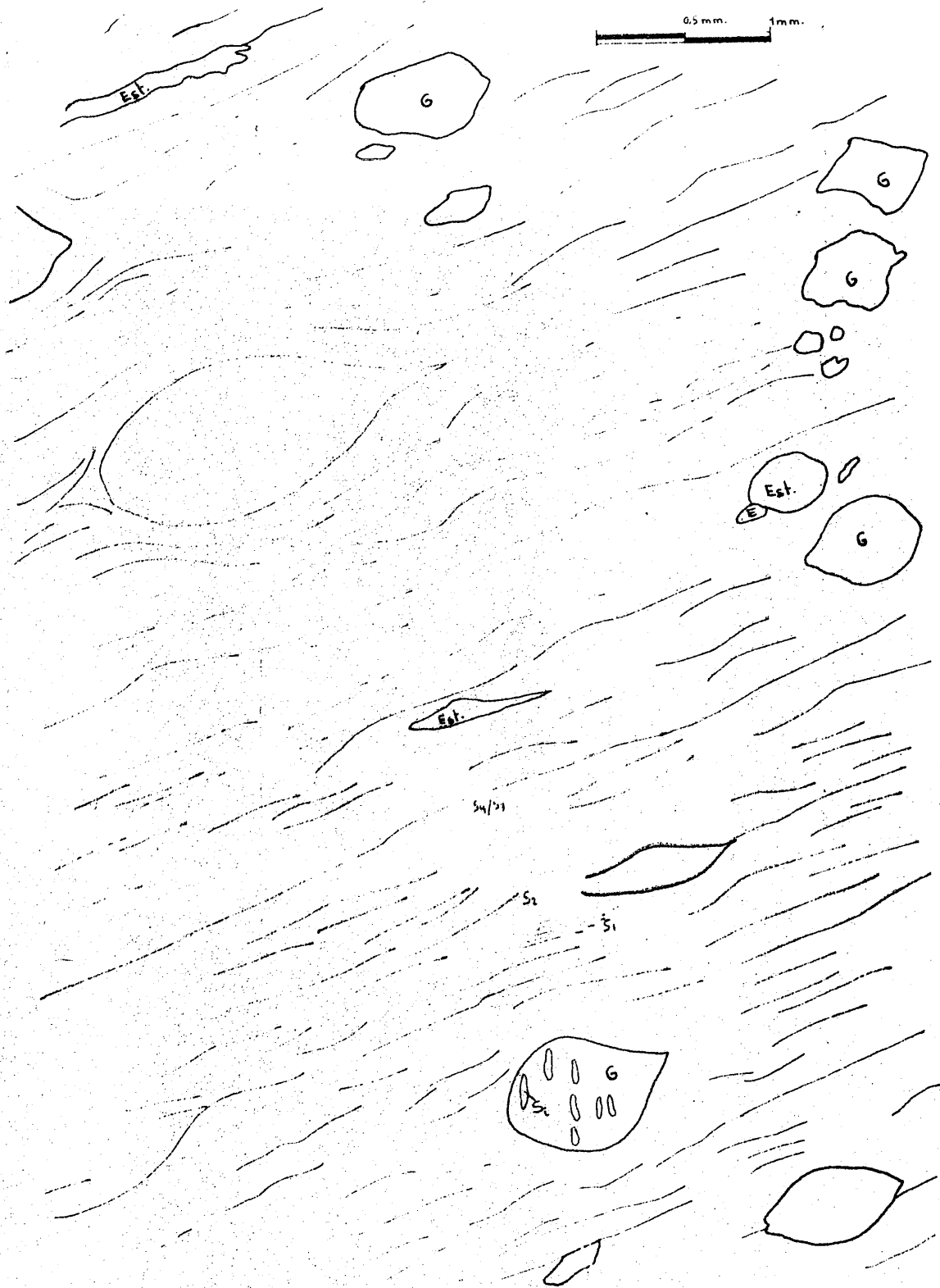


Fig.2-55 i. Microfábrica de esquistó-milonita. Clastos de granate y estauroлита en matriz predominante y extraordinariamente granulada. Los granates preservan una S_1 y son envueltos por una esquistosidad cataclástica entre cuyos microlitos de espesor no superior a las demás de milímetro parecen existir trazos de una S_2 anterior. El conjunto es afectado por una esquistosidad continua de espesor milimétrico. No todos los granates presentan estructura interna, son frecuentes los relictos de estauroлита y deformada y los fragmentos de granate. Las superficies S_1 aparecen con espaciado ya centimétrico a decimétrico rellenas de opacos en lo que podría suponer un juego paralelismo de S_1 .

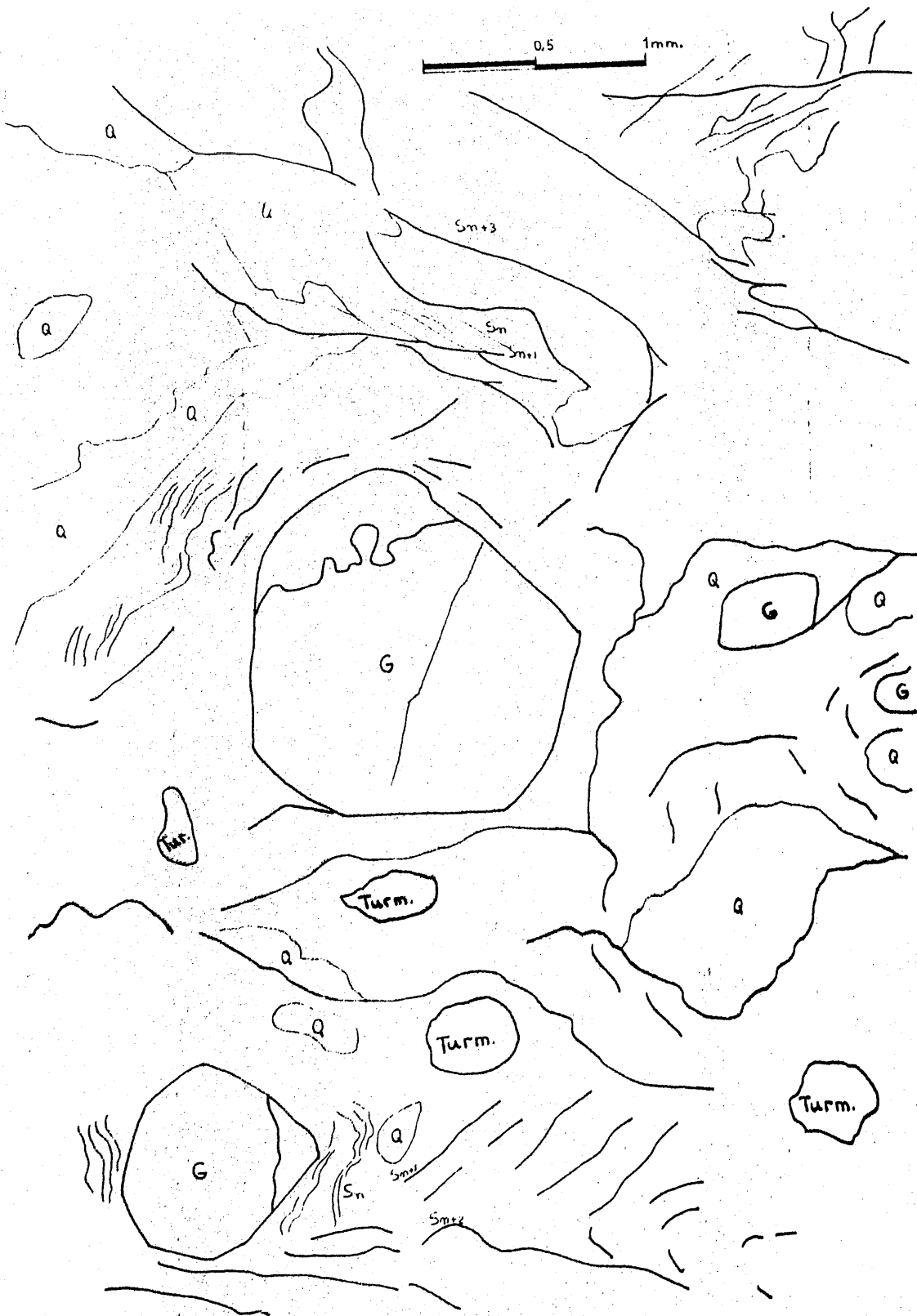


Fig.2-35j). Superposición de esquistosidades en metapelitas con granates y turmalina. Pueden observarse claramente tres juegos sucesivos de esquistosidad progresivamente menos penetrativas desde la escala inferior a la décima de mm. a la escala milimétrica. Además pueden existir superficies de espaciado no representable a esta escala, centimétrica u decimétrica. Los granates están parcialmente retroromificados, mientras los niveles de cuarzo aparecen disrumpidos y transpuestos.

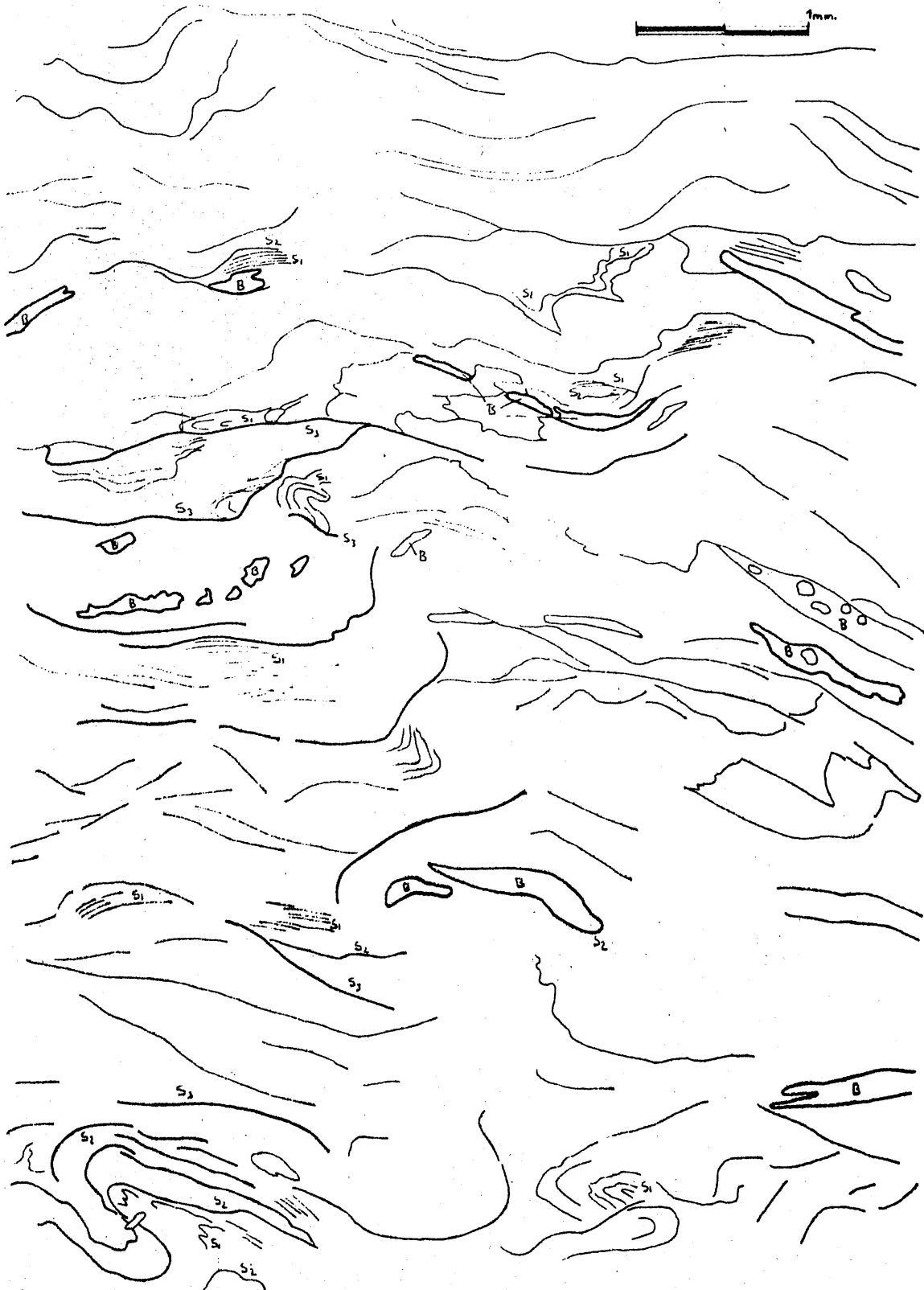
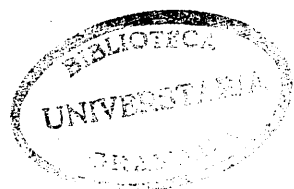


Fig.2-55 k. Tres esquistosidades se superponen en esta metapelita con biotita. La primera muy penetrativa y continua aparece microplegada por pliegues de fase 2 y deformada por la S₂, mientras la S₃ está crenulada y es poco penetrativa dado su espaciado milimétrico. Los blastos de biotita son post-S₂ en esta muestra.



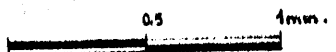
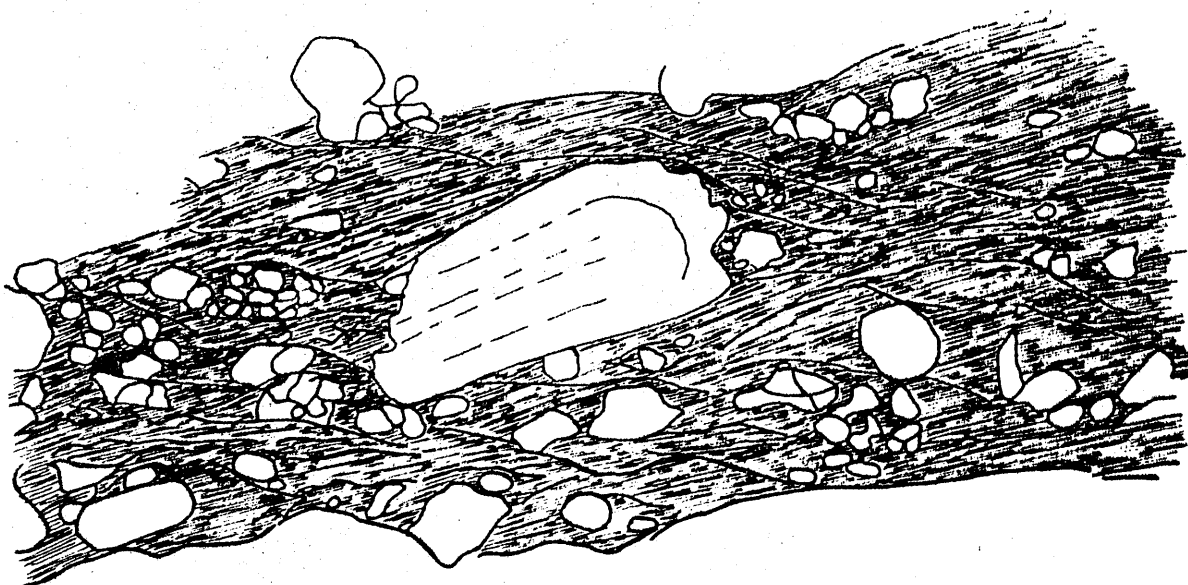


Fig.2-86 1. Aspecto de metabasita intrusiva en la Formación de la Atalaya. La microfábrica ofrece solo dos juegos de esquistosidad, la primera penetrativa a escala inferior a la décima de mm. y la segunda irregular, discontinua y poco penetrativa a la escala del milímetro. Aparecen dibujado diversos límites de granos de plagioclasa y melanocristos deformados y granulados.

| | F_A | | | F_B | | F_C | | F_D | | F_E | |
|-------------|----------------|-----|------|----------------|------|------------------------|------|-------------------------------|------|----------------------------|------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post |
| Albita | | | | | | | | | | | |
| Oligoclasa | | | | | | | | | | | |
| Mica blanca | | | | | | | | | | | |
| Biotita | | | | | | | | | | | |
| Granate | | | | | | | | | | | |
| Estaurolita | | | | | | | | | | | |
| S formada | S_a de flujo | | | S_b de flujo | | S_c flujo ó fractura | | S_d fractura ó cataclástica | | S_e fractura discontinua | |
| S deformada | | | | S_a | | $S_a + S_b$ | | $S_a + S_b + S_c$ | | $S_a + S_b + S_c + S_d$ | |

TABLA II-23.- Relaciones blastésis/deformación de la formación de la Atalaya.

mación de Puebla del Prior predomina la directriz N 170, como se ha visto. Igualmente en esta formación las estructuras de directriz N 170 quedan patentes (Fig. 2-56) y corresponden a la que hemos denominado F_c . El estilo de pliegues similares, la marcada linealidad de crenulación y la vergencia al Este coincide con las características de la fase 2 de la formación de Puebla del Prior. Todo ello se reflejará en el cuadro resumen.

En cuanto a las asociaciones minerales son:

cuarzo - (oligoclasa) - mica blanca - biotita - (granate)
cuarzo - oligoclasa - mica blanca - biotita - (granate) -
(estauroлита)
cuarzo - albita - clorita - mica blanca - (biotita)
cuarzo - albita - clorita - mica blanca
cuarzo - sericita - calcita - óxidos - etc. (productos de
alteración y relleno de fracturas)

Microfábrica de las Metapelitas:

La figura (2-57) presenta la proyección estereográfica de diversos elementos de las subfábricas de mica y cuarzo que predominan en estas rocas. Son polos de planos basales de micas, ejes 0001 de cuarzo y polos de "deformation lamellae" de cuarzo. En general se disponen según gírnaldas perpendiculares a "b" aquellos elementos de fábrica procedentes de las subfábricas de micas (moscovita y biotita). Por el contrario los elementos de fábrica de las subfábricas de cuarzo tienden a estar orientados al azar o dispersos en el plano de proyección. No obstante en un caso la población de ejes 0001 se distribuyó en una gírnalda muy dispersa, probablemente compuesta de varias subpoblaciones con distinta orientación, pero en conjunto paralela al plano ba. Dentro de ella se configuraban diversos máximos de los cuales el más intenso forma un ángulo agudo con b. También la subfábrica de polos de "deformation lamellae" tiende a configurar una gírnalda pero en este caso perpendicular al eje b.

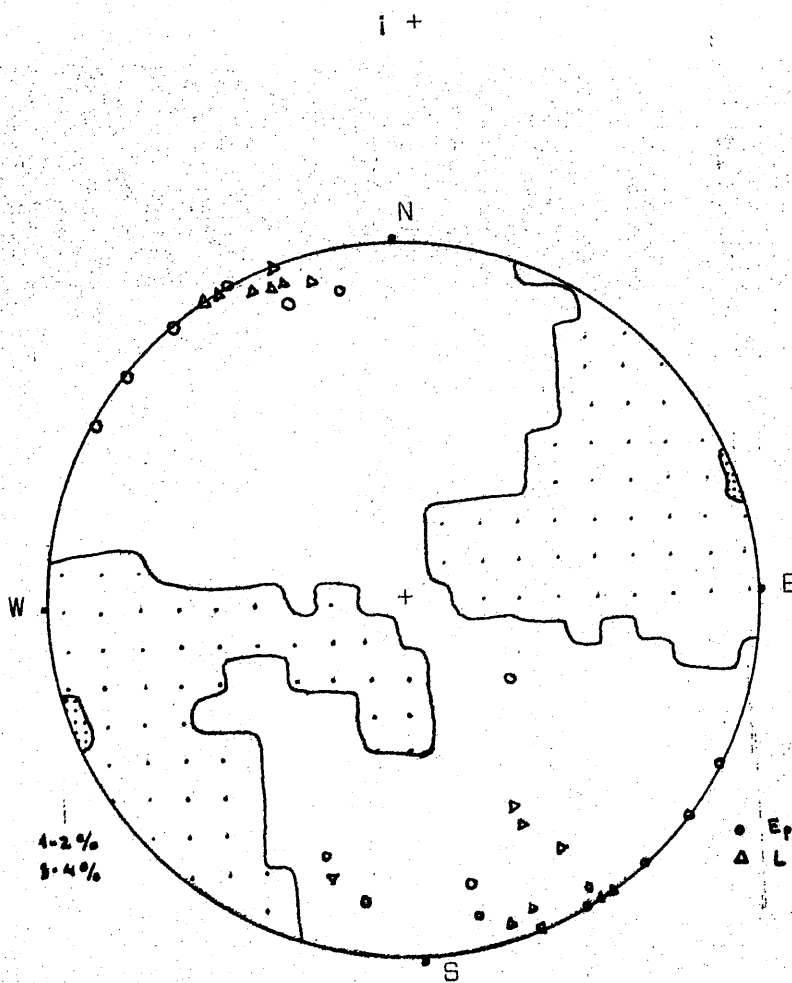
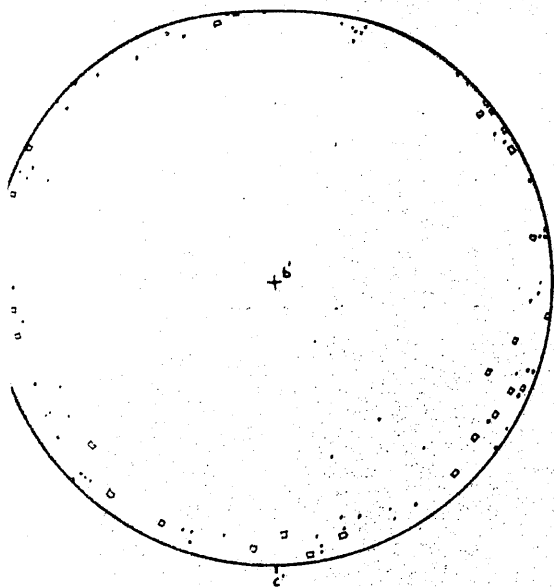
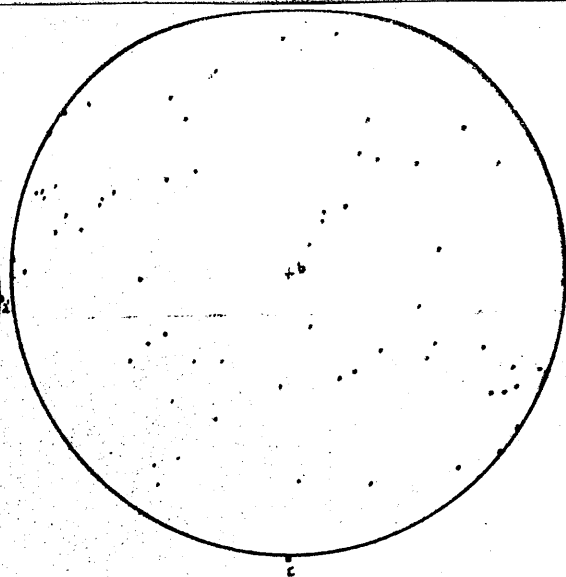


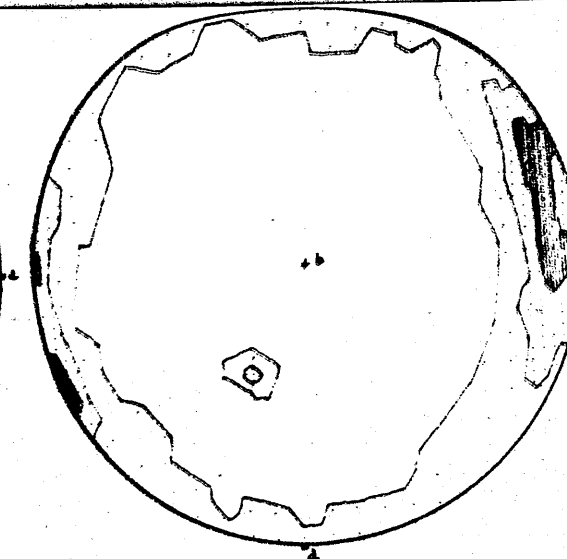
Fig.2-56. Proyección y diagrama equiareal de 120 polos de esquistosidad ,y de medidas de ejes de pliegues y linealidad de crenulación de la Formación de la Atalaya.



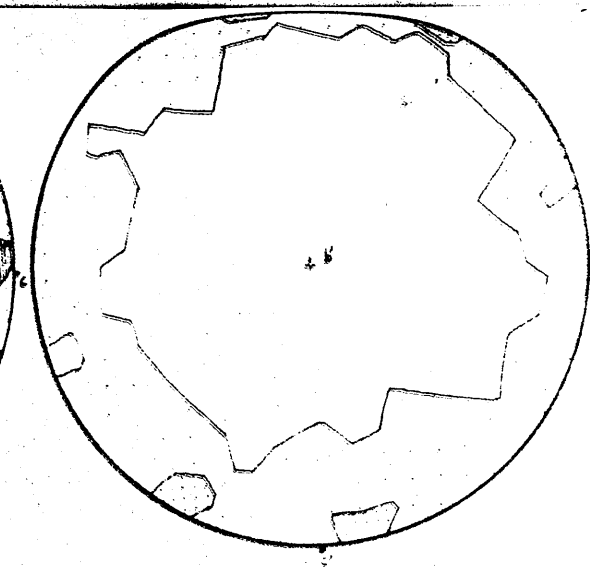
31 polos de planos basales de Mica blanca y Biotita.



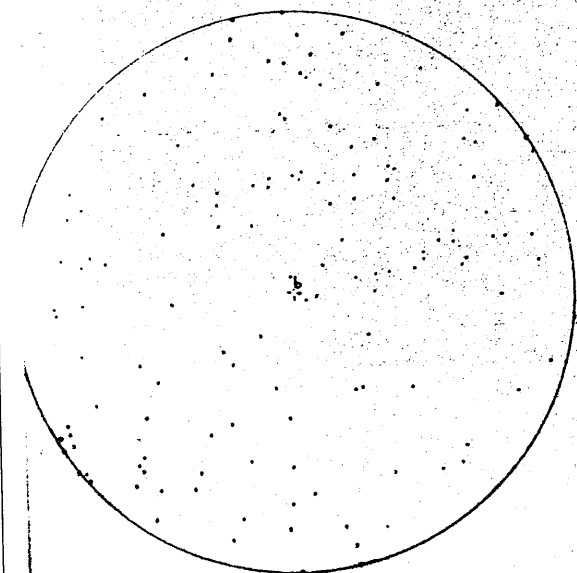
63 ejes 0001 de cuarzo.



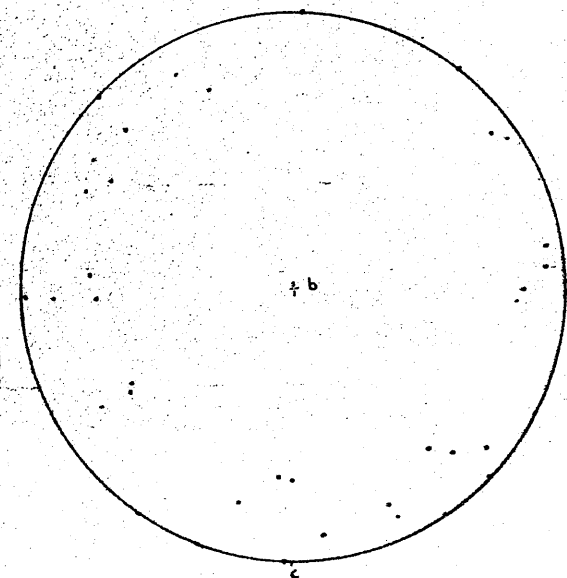
1-5 %
5-10 %
11-15 %
200 polos de planos basales de Mica blanca sintectónica.



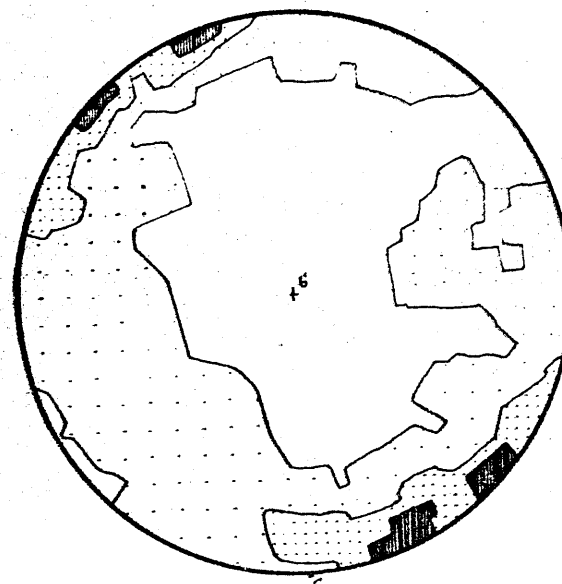
100 polos de planos basales de Mica blanca sintectónica.



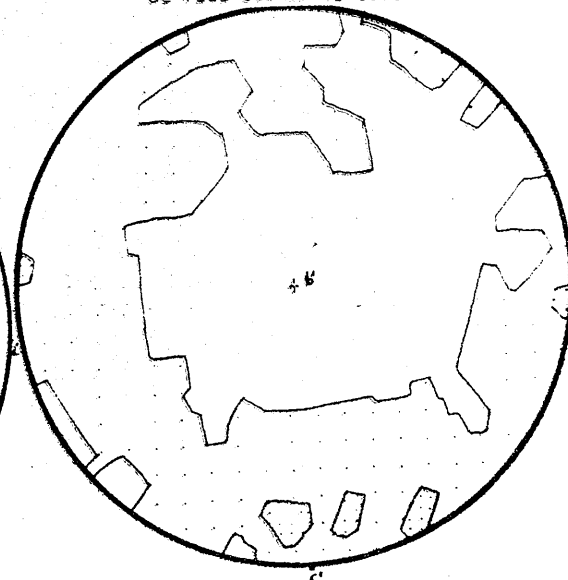
116 ejes 0001 de cuarzo.



37 polos de planos de macla de deformación (deformation lamellae).



130 polos de planos basales de Mica blanca sintectónica.



220 polos de planos basales de Mica blanca sintectónica.

Fig.2-57. Ejemplos de fábrica microscópica de la Formación de la Atalaya.

En cuanto a las subfábricas de mica se pudo observar que la subfábrica de planos basales de micas pertenecientes a lechos micáceos no difiere en orientación de la subfábrica de micas incluidas en lechos cuarzosos.

En ambos casos se aprecia una orientación en gírnalda perpendicular a b, quizás más dispersa en el caso de la subfábrica de micas en lechos cuarzosos. Los máximos se concentran absolutamente paralelos o formando estrechas formas cónicas en torno al eje c y en el plano ca.

En fábrica no planares, microplegadas pasivamente donde es difícil establecer las orientaciones de a y ca se observa la aparición de uno ó dos máximos, normalmente próximos entre sí, dentro de gírnaldas más o menos complejas.

En cuanto a los pliegues menores y la linearidad se encontraron interferencias entre las fases 3,4, y 5 si bien no se han podido observar pliegues menores ó mayores de las fases 1 y 2.

La linearidad suele ser de microplegado salvo en el caso de rocas cataclásticas en que la linearidad es bien de estiramiento ó bien de interferencia entre planos de flujo cataclásticos y sistemas de micropliegues anteriores ó quizás ligeramente simultáneos. (Ver fotos fig. 2-58)

Rocas volcánicas asociadas:

A) ACIDAS

Hacia la base de la formación aparecen niveles muy feldespáticos que llegan a constituir verdaderos leucogneises. La textura es cataclástica y constituyen blastomilonitas en las que abundantes ojos de feldespato perfitico y oligoclasa en menor abundancia se disponen en una mesostasis fuertemente orientada en que abundan cuarzo y feldespato muy granulados. El origen de estas rocas queda sin establecer dada la

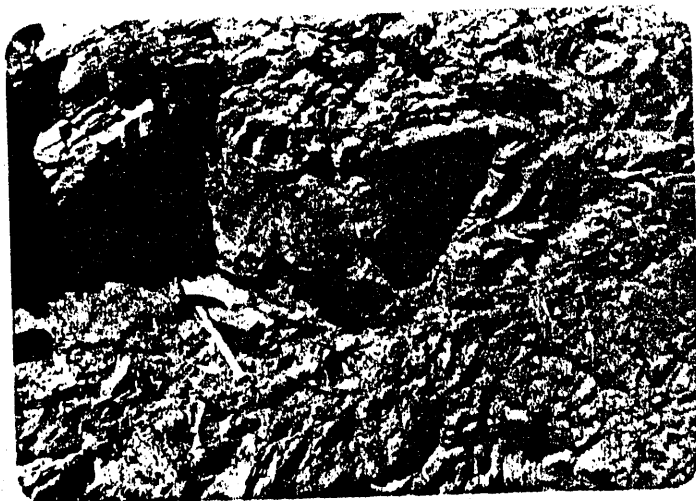
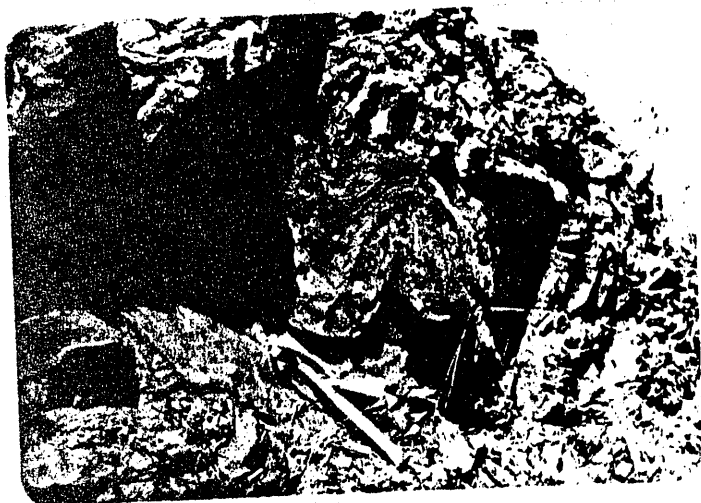


Fig. 2-58 a y b. Superposición de fases de plegamiento en la Formación de la Atalaya. Se trata de metapelitas cuarzosas que no permiten un desarrollo penetrativo de la esquistosidad. Una primera fase de pliegues vergentes al W es plegada por una fase de pliegues subverticales y con ejes subparalelos a los anteriores. Correspondería aproximadamente al tipo 3 de superposición de plegamientos de RAMSAY (1967). La primera fase sería en este caso la III de directriz N 170, la segunda la N 155, fase IV.

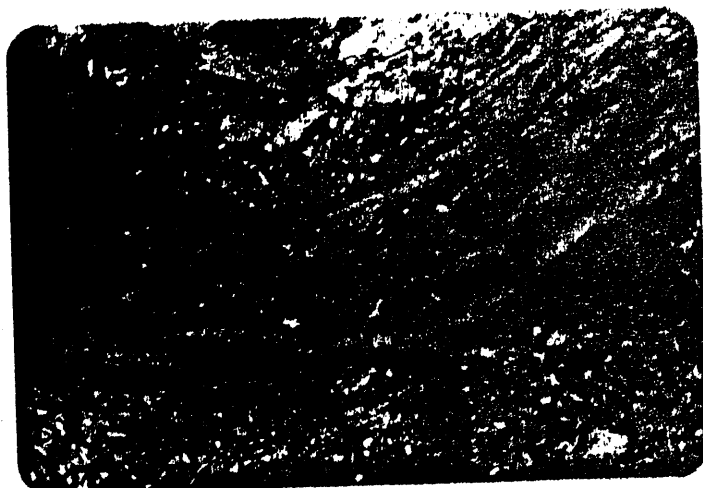


Fig. 2-58 c y d. Linearidad de crenulación de S_3 por la fase IV (c) y pliegues sin fase III deformados (d).

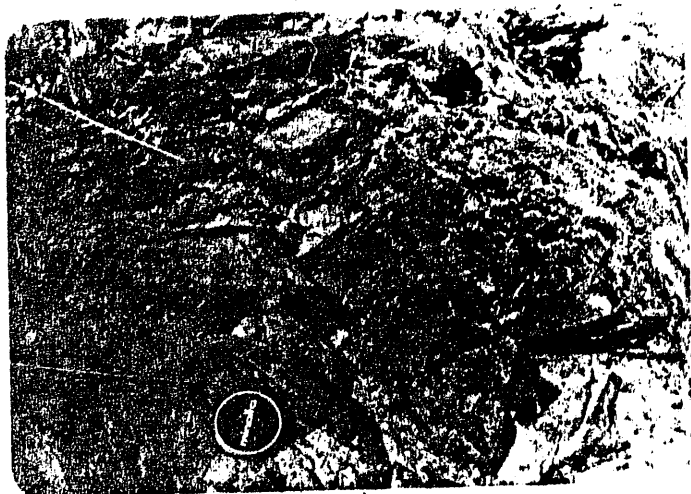


Fig. 2-58 e. Metabasitas intrusivas deformadas por la fase IV, al menos.

ausencia de un estudio geoquímico. Sin embargo, la presencia de accesorios como titanita, zircón menos abundante y turmalina podría apuntar hacia rocas de composición riolítica.

B) BASICAS

Intercalados preferentemente hacia la mitad de la serie aparecen anfibolitas gneisicas en que pequeños porfiroblastos de hornblenda (0,4-0,6 mm) y plagioclasa (0,3 - 0,5 mm) estan cementados en una mesostasis muy granulada y orientada de clorita, pistacita, calcita, menas metálicas y hornblenda (0,04 - 0,02 mm).

Es evidente el caracter cataclástico de estas rocas que contrasta con las texturas idioblásticas repetidamente microplegadas de las metapelitas del entorno.

Diques de doleritas posttectónicos que atraviesan la serie a través de fracturas distensivas: Se trata de doleritas compuestas de augita-hornblenda-labradorita, microgranudas y alteradas en los bordes del dique. El único afloramiento observado se situa entre Llera y Hornachos a medio camino.

2.3.2.3.3.- GRUPO DE AZUAGA

Se trata de un complejo conjunto de rocas orto y paraderivadas entre los que predominan las gneises frecuentemente ocelares, anfibolitas, cuarcitas feldespáticas y esquistos. Sus afloramientos ocupan el núcleo, del A.P.B.C. y se extiende de modo continuo desde el sector de Aceuchal, donde la cubierta reciente de Tierra de Barros impide la observación del sustrato más hacia el W, hasta la aldea de Piconcillo, al SE de Azuaga, donde queda interrumpido por los complejos igneos de la Cardenchoza y Los Ojuelos. En conjunto constituye, pues, una banda continua de más de

100 kms de longitud por una anchura que oscila entre más de 10 kms. al NW de Hinojosa del Valle y unos 3-4 kms al SE de Valencia de las Torres. Por demás los afloramientos existentes en el cauce del Rio Guadiana al SW de Badajoz y el complejo metamórfico de Campo Maior, ya en Portugal, que se extiende hacia el NW hasta Portalegre, deben corresponder igualmente a series asimilables ó correlacionables con lo que definimos como Grupo de Azuaga.

Como se ha dicho constituye el núcleo del A.P.B.C. es decir no parecen aflorar materiales más antiguos y está limitado de forma continua por el SW mediante la falla de Azuaga y hacia el NE por la Formación de la Atalaya que acabamos de describir.

Dentro de este Grupo de Azuaga se diferencian dos Formaciones con características litológicas específicas, que, a su vez, conservan el carácter complejo del conjunto del Grupo.

Estas dos formaciones definidas por CHACON (1974) reciben el nombre de Valencia de las Torres y las Grullas, lugares en que afloran.

La Formación de las Grullas: se compone de una secuencia de rocas cataclásticas que varían entre Ultraminolitas y Gneises Milonitas y cuya composición es fundamentalmente cuarzofeldespática con representación menos importante de Metapelitas y Anfibolitas. Aflora en una estrecha banda de 1,5-2 kms. entre Arroyo Argallón y Llera.

La Formación de Valencia de las Torres : Se caracteriza por la abundancia de anfibolitas de diferentes composiciones, rocas calcosilicatadas u Oficalcitas, Gneises Cuarzofeldespáticas y, en menor proporción, Metapelitas y Cuarzitas Gneísicas. La abundancia de Anfibolitas es especialmente marcada al NW de Hinojosa del Valle en las inmediaciones de la Tierra de Barros. Hacia el SE abundan las Oficalcitas y Cuarcitas gneísicas junto a Anfibolitas alcalinas y calcoalcalinas.

La Tabla II-24 y la fig. 2-59 presentan la composición mineralógica, textura, clasificación y situación de las muestras estudiadas.

El carácter dominante de las texturas y rocas cataclásticas en el Grupo de Azuaga y especialmente en la formación de Las Grullas obligará a una breve introducción teórica sobre características, composición, texturas, dominios de deformación y clasificación de las rocas producidas por metamorfismo dinámico.

METAMORFISMO DINAMICO: Definición, Texturas y Rocas originadas.

El metamorfismo dinámico es el conjunto de transformaciones que sufren las rocas de la corteza bajo los efectos de procesos CATACLASTICOS y CRISTALOBLASTICOS que tienen lugar en zonas de fricción tectónica (WILLIAMS, TURNER y GILBERT, 1953).

La deformación cataclástica es una deformación mecánica que tiene lugar a nivel de grano, según superficies relacionadas con esfuerzos de cizalla, y que produce en los granos minerales los siguientes efectos:

- GRANULACION de los clastos con disminución del tamaño medio
- ROTACION ligada a los esfuerzos
- DESLIZAMIENTOS internos con formación de máclas secundarias
- EXTINCION ONDULANTE
- FRACTURACION de minerales rígidos, Ej.: granates
- ARQUEAMIENTO DE MINERALES flexibles: micas, cianita, etc.

A escala de la fábrica la roca puede sufrir efectos que van desde la Cataclasis (como se ha definido) a la BRECHIFICACION que no afecta a la estructura interna de los granos (HIGGINS, 1971).

La deformación CRISTALOBLASTICA comprende un conjunto de procesos quími-

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurolita | Cianita | Silimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calci ta | Turmalina | Opacos | Clasificación | |
|----------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|-------------|---------|------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|----------|-----------|--------|---------------|---------------------|
| 44430 | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | Microbrecha. | |
| 34 1280 | x | x | AbO | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | x | Microbrecha. |
| 34 1270 | x | x | | x | x | x | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | x | x | Gneis alcalino. |
| 34 1250 | | | AL | | | | | | | | x | x | | x | | | x | x | | | | | | x | x | Anfibolita. |
| 34 1260 | x | | AL | | | | | | | | x | x | | x | | x | x | x | | | | | | x | x | Anfibolita. |
| 34 1240 | x | x | O | | | x | | | | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | x | Anfibolita. |
| 34 1230 | x | x | AbO | x | x | | | x | x | | | | | x | | | x | x | x | | | | | x | x | Gneis milonita. |
| 34 12 10 | | | LA | | | | | | | | | x | | x | | x | x | x | | | | | | x | x | Anfibolita. |
| 34 1220 | x | | A | | x | x | | | | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | x | Anfibolita. |
| 34 1190 | x | | Ab | x | x | x | | | | | | | | | | | x | | | | | | x | x | x | Micasquisto. |
| 34 1180 | x | x | O | x | x | x | | | | | | | | x | | | x | x | | | | | | x | x | Gneis milonita. |
| 34 1160 | x | x | O | x | x | | | | | | | | | x | | | x | | | | | | x | x | x | Cuarzoesquisto. |
| 34 1170 | x | x | O | x | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | x | Cuarcita feldespat. |
| 34 1150 | x | x | O | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | x | Blastomilonita. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurrolita | Cianita | Silimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación |
|-------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|--------------|---------|------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|--------------------|
| 33210 | x | x | 0 | | x | | | | | | | | x | x | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33220 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33230 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33190 | x | | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Esquisto milonita. |
| 33271 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33280 | | | L | | x | x | | | | | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Anfibolita. |
| 33270 | x | | 0 | x | x | x | | | | | | | | x | | | x | | | | | | x | x | Cuarzosquistos. |
| 33240 | x | x | 0 | | x | | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita |
| 33250 | x | x | 0 | | x | | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33251 | | | A | | x | x | | | | | | x | | x | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 33252 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33290 | x | x | | | x | | | | | | | | x | x | | | x | | | | | | | x | Blastomilonita. |
| 23340 | x | x | 0 | | x | x | | | | x | | | x | x | | | x | x | | | | | x | x | Gneis alcalino. |
| 23350 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23330 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurolita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación |
|--------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|-------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|--------------------------|
| 341140 | | | L | | | x | | | | x | x | | | x | | | | | | | | | | x | Mármol con Diópsido. |
| 341130 | x | x | OAb | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Leucogneis. |
| 341120 | x | x | | x | | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Ultramilonita. |
| 341110 | x | x | O | x | x | x | | x | | | | | | x | | | x | | | | | | | x | Gneis milonita. |
| 341010 | x | | ? | x | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x | | x | Toba calcosilícea.? |
| 33300 | x | | A | | | | | | | | x | | | x | | | | | | | x | | | x | Anfibolita. |
| 33310 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | x | Serpentinita. |
| 33160 | x | | AbO | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Cuarcita feldespát. |
| 341070 | x | x | Ab | x | | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Leucogneis. |
| 341080 | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | Toba calcosilícea.? |
| 341020 | x | x | x | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Ultramilonita. |
| 341010 | x | | | x | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | Brecha de ultramilonita. |
| 33170 | x | x | Ab | x | | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Milonita. |
| 33180 | x | x | | x | | | | | | | | | x | x | | | | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 33200 | x | x | O | | x | x | | | | | | | x | x | | | | | | | | x | | | Gneis alcalino. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurolita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación |
|-------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|-------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|------------------------|
| 23360 | x | x | 0 | x | x | x | | | | | | | | | | | | | x | | | | | x | Cuarcita feldespática. |
| 23320 | x | | 0 A | | x | | | | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23370 | x | x | 0 | | x | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23380 | | | A | | x | x | | | | | | x | | | | x | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23300 | x | | 0 | x | x | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | x | Cuarcita feldespática. |
| 23290 | x | | A | | x | | | | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23240 | x | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | x | Microbrecha zeolítica. |
| 23250 | x | | A | | x | | | | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23260 | x | x | 0 | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | | | x | Cuarzoesquisto. |
| 23270 | x | x | 0 | | | | | | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23271 | x | x | 0 | x | | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | x | Leucogneis. |
| 23280 | x | x | 0 | | | x | | | | | | x | | | | | x | | | | | | | x | Gneis anfibólico. |
| 23230 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | x | | | | x | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23180 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23190 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Gneis alcalino. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurrolita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación |
|-------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|--------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|------------------------------|
| 23200 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23210 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23220 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 23170 | x | | L | | | | | | | | x | x | | x | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 22010 | x | | 0 | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Micasquistos. |
| 12010 | | | | | | | | | | | | | | x | | | | | | | | x | | x | Microbrecha de mármol. |
| 22031 | x | x | A | | | | | | | | | x | | x | | | | | | | | | | x | Gneis anfibólico. |
| 23430 | x | x | 0 | | | x | | | | | | x | | x | | | | x | | | | | | x | Gneis anfibólico. |
| 23420 | x | | A | | | | | | | | | x | | x | | | | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23410 | x | x | Ab0 | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | Leucogneis. |
| 23400 | x | x | 0A | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Cuarzoesquisto feldespático. |
| 23390 | x | | 0 | x | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 23090 | x | | A | | x | x | | | | | | x | | x | | | | x | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23080 | x | | A | | x | x | | | | | | x | | x | | | | x | | | | | | x | Anfibolita. |
| 23100 | x | | A | | | | | | | | | x | | x | | | | x | | | | | | x | Anfibolita. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurrolita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación | |
|-------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|--------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|--------------------------|--------------|
| 23110 | x | | AL | | | | | | | x | | x | | x | | | x | x | | | | | | x | Anfibolita con Piroxeno. | |
| 23120 | x | x | O | | x | x | | | | | | | x | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis alcalino. | |
| 23121 | x | | L | | x | x | | | | | | x | | x | | | x | | | | | | | x | Anfibolita. | |
| 23130 | x | x | OAb | x | | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Milonita. | |
| 23140 | x | x | OAb | x | | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Ultramilonita. | |
| 23450 | x | | O | x | x | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Cuarcita feldespática. | |
| 23440 | x | | O | x | x | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Cuarcita feldespática. | |
| 23150 | x | x | Ab | x | x | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Cuarcita feldespática. | |
| 23160 | x | x | Ab | x | | | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Milonita. | |
| 23161 | x | | Ab | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | | | | | | Microbrecha. |
| 44331 | x | x | O | x | x | x | | | x? | | | | | | | | x | x | | x | | | | x | Gneis milonita. | |
| 44200 | x | | O | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Micasquisto. | |
| 44210 | x | x | O | x | x | x | | x | | | | | | | x | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita. | |
| 44220 | x | x | O | x | x | x | | ? | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita. | |
| 44271 | x | x | O | x | x | x | | | ? | | | | | | | | x | | | | | | | x | Blastomilonita. | |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurólita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación | |
|--------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|-------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|----------------------------|-----------|
| 44280 | | x | | | | | | | | | | x | | | | | x | | | | x | | | x | Lamprófido. | |
| 44281 | (x) | x | | | | | | | | | | x | | | | | x | | | | x | | | x | Lamprófido. | |
| 44260 | x | x | 0 | x | x | x | x | x | x | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Gneis milonita. | |
| 44270 | x | x | 0 | x | x | | | | | | | | | x | | | x | x | | | | | | x | Gneis milonita. | |
| 44340 | x | x | 0 | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | Ultramilonita. | |
| 44290 | x | x | 0 | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Protomilonita. | |
| 44320 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita anfibólica. | |
| 44330 | x | x | 0 | | | | | | | | | x | | x | x | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita anfibólica. | |
| 44390 | x | x | 0 | x | x | | | | | | | | | x | x | | x | x | | | | | | x | Gneis milonita. | |
| 44360 | x | x | 0 | x | x | | | | | | | | | x | | | x | x | | | | | x | x | Blastomilonita. | |
| 44350 | x | x | 0 | x | x | | | | | | | | | x | | | x | x | | | | | x | x | Protomilonita. | |
| 341290 | x | x | 0 | x | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | Milonita. |
| 341320 | x | x | 0 | x | x | x | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | x | Gneis milonita. | |
| 341330 | x | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita. | |
| 341310 | x | x | 0 | x | x | x | | x | | | | | | x | | | x | x | | | | | | x | Blastomilonita. | |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

| | Cuarzo | Ortosa | Plagioclasa | Mica blanca | Biotita | Granate | Estaurolita | Cianita | Sillimanita | Piroxeno | Actinolita | Hornblenda | Hastingsita | Clorita | Rutilo | Ilmenita | Titanita | Apatito | Zircón | Serpentina | Pistacita | Calcita | Turmalina | Opacos | Clasificación |
|---------|--------|--------|-------------|-------------|---------|---------|-------------|---------|-------------|----------|------------|------------|-------------|---------|--------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|---------|-----------|--------|--------------------|
| 34 1300 | x | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | x | x | | | | | x | Milonita. |
| 44490 | x | | x | x | x | x | | | | | | | | x | | | | | | | | | | x | Micasquisto. |
| 44480 | x | x | x | | x | x | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 44470 | x | x | x | | x | x | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 44460 | x | x | 0 | | x | x | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Gneis alcalino. |
| 44450 | x | | x | | | | | | | | | x | | x | | | | | | | x | | | x | Milonita. |
| 44490 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | Carbonato ?. |
| 44420 | x | | AO | | | | | | | | | x | | x | x | | | | | | | | | x | Anfibolita. |
| 444 10 | x | x | x | | | x | | | | | | | | x | | | | | | | x | | | x | Leucogneis. |
| 4448 1 | x | x | 0 | | x | | | | | | | x | | x | | | | x | | | x | | | x | Gneis alcalino. |
| 44370 | x | x | x | x | x | x | | x | x | | | | | x | x | | | x | | | x | | | x | Gneis milonita. |
| 34 1030 | x | x | x | x | x | x | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Ultramilonita. |
| 34 1040 | x | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | Protomilonita. |
| 34 1050 | x | | ? | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | Toba volcánica ?.. |
| 34 1060 | x | | ? | | | | | | | | | | | | | | | | | | | x | | | Toba volcánica ?. |

Tabla II-24. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga.

cos favorecidos por el incremento de la temperatura que conducen a:

- DISOLUCION de ciertos componentes
- NEOFORMACION de otros nuevos granos
- MIGRACION de iones en soluciones intergrano.

En general estos efectos conducen a la retromorfosis ó diaforesis de las rocas afectadas y formación de minerales tales como albita, clorita, sericita, oligista, ocre, calcita, etc.

La deformación cataclástica íntima sobrepasa el dominio plástico y alcanza normalmente el límite de ruptura de los minerales más resistentes. En algunos casos minerales fácilmente triturables como las micas forman, durante la deformación plástica arcos o pliegues cerrados con rotación de hasta 270° y forman así porfiroclastos que luego son, a lo sumo, estirados. Un comportamiento semejante presenta a veces la cianita, mineral muy elástico que se adapta y difícilmente alcanza el límite de ruptura poligonizando después cuando lo hace. Minerales como granate, feldespato, titanita son frecuentemente granulados y sus fragmentos trasladados a lo largo de la esquistosidad de flujo cataclástico. Los feldespatos alcalinos sufren intensa peritización, con microclinización de su estructura y exsolución de albita que forma colas, ó atraviesa a favor de fracturas, siempre en torno a los porfiroclastos de feldespato.

La deformación cataclástica a nivel de grano corresponde a un elipsoide de deformación en que el plano xy se dispone paralelamente a la esquistosidad cataclástica y el eje x presenta una linealidad de estiramiento muy marcada.

En estas condiciones la cristaloólisis ocurre según el plano zx y se orienta igualmente según el eje x en el caso de minerales prismáticos.

La deformación cataclástica a escala de fábrica o Brechificada se produce en el dominio frágil y, en consecuencia, a presiones de confinamiento propias de zonas relativamente más superficiales de la corteza.

De este modo se pueden distinguir dos tipos de rocas cataclásticas más COHERENTES ó compactas y otras INCOHERENTES o sueltas.

Las primeras son propias del dominio de deformación plástico donde los procesos cristaloblásticos producen la "cementación" ó compactación de la roca. Entre ellos se encuentran las Milonitas y Blastomilonitas. Rocas cataclásticas incoherentes son las brechas y papillas de falla.

Las rocas cataclásticas coherentes se forman bajo presiones dirigidas que actúan con velocidades de deformación y en cantidades de esfuerzo total variables según las condiciones tectónicas. Esto hace que las texturas resultantes sean variables.

En general si las velocidades de deformación son muy elevadas no pueden actuar los procesos cristaloblásticos y se originan rocas fuertemente granuladas como las Ultramilonitas en el caso extremo. El aumento de esfuerzo total puede permitir el desarrollo de blástesis, y en general, tiende a proporcionar un menor porcentaje de porfiroclastos. Los procesos cristaloblásticos se activan con el aumento de la presión de agua. Si la roca es pobre en agua se facilitará la cataclasis sin neoformación de minerales.

Finalmente un factor determinante de la textura resultante es la composición mineralógica y textura iniciales de la roca afectada.

HIGGINS (1971) propone una Serie de reacción cataclástica que describe el comportamiento de los minerales más abundantes:

1 - MINERALES deformables fácilmente, que se deforman por recristalización (proceso cristaloblásticos) y conservan pocas o ninguna prueba de cataclasis:

- CARBONATOS
- EPIDOTAS
- ANFIBOLES en ocasiones

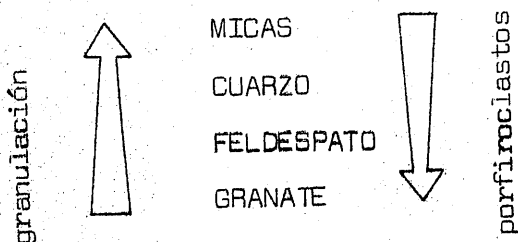
2 - MINERALES que se deforman preferentemente por granulación y recristalización y conservan pruebas de cataclásis:

- MICAS
- muchos ANFIBOLES
- CUARZO en ocasiones

3 - MINERALES que se deforman principalmente por pulverización y conservan bien las texturas cataclásticas.

- CUARZO
- PLAGIOCLASA
- GRANATE

La serie de reacción CATACLASTICA sería:



Las rocas cataclásticas coherentes presentan con frecuencia una estructura planar más ó menos acentuada por la alternancia de lechos de composición diferente. Este bandeo se había interpretado como producto de una diferenciación metamórfica durante la deformación (STILWELL 1918, ESKOLA 1932 b, TURNER 1941, y recientemente PRINZ y POLDERVAART 1964, SPRY 1969, HIGGINS 1971, etc...)

En esta diferenciación mineralógica tiene un papel importante la gradación de potenciales químicos inducidos por diferencias de presión, de composición química, de energía superficial en los granos de los diferentes lechos (RAMBERG 1952). Pero estos efectos sólo podrían actuar a es-

cala centrimétrica. Mayor importancia, dada la naturaleza de los procesos cataclásticos, han de tener los diferentes comportamientos mecánicos de los granos en el sentido expresado por la Serie con Reacción Cataclástica de HIGGINS (1971). Este hecho fue destacado en primer lugar por SCHMIDT (1932) al observar el bandeo de milonitas.

Una interpretación cinematográfica de cierto tipo de bandeados se debe a HIGGINS (1971). Este autor considera que existen bandeados de origen absolutamente diferente. Por un lado estaría lo que denomina "estructura de fluxión" desarrollada por cizalla y fluxión (flujo pasivo), mientras que por otro quedarían los denominados "color lamination" y/o "compositional Layering" de orígenes diversos similares a los citados anteriormente, y entre los que destacaría la "diferenciación metamórfica cataclástica" mediante la cual los minerales afectados reaccionarían de modo característico ante la cizalla y tenderían a segregarse en sus bases según la "Serie de reacción cataclástica".

La estructura o textura de fluxión es una foliación cataclástica penetrativa que contiene normalmente una familia o juego de superficies. Puede evidenciarse en la mesofábrica ó sólo en la microfábrica de la roca y no implica necesariamente bandeo ("compositional Layering or lamination") aunque aparezca con cierta frecuencia.

El término proviene de LAPWORTH (1885) y sirve para diferenciar dos grupos diferentes de Rocas Cataclásticas Coherentes en la clasificación de HIGGINS (1971). Esta clasificación tiene la ventaja respecto a la de SPRY (1969) de utilizar criterios mensurables al microscopio y/o sobre el terreno, y, por otro lado, de ofrecer suficiente número de referencias para clasificar las rocas.

La comparación entre ambas clasificaciones (TABLA II-25) permite ver que SPRY (1969) no tuvo en cuenta el tamaño de grano de los clastos no incluye las rocas incoherentes, ni utiliza criterios texturales, que describan detalladamente características de la roca como tamaño y volumen de porfiroclastos o fragmentos de roca.

| NATURALEZA | MATRIZ | PROPORCION MATRIZ | | | |
|------------------|---------|-------------------|---------------------------------|-------------|------------------|
| | | 0 - 10 % | 10 - 50 % | 50 - 90 % | 90 - 100 % |
| TRITURADA | FOLIADA | BRECHA | PROTOMILONITA | MILONITA | ULTRAMILONITA |
| | MASIVA | | PROTOCATACLASITA | CATACLASITA | ULTRACATACLASITA |
| RECRISTALIZACION | MENOR | | HARTSCHIEFER | | |
| | MAYOR | | BLASTOMILONITA | | |
| VITREA | | | PSEUDOTAQUILITA (MIALOMILONITA) | | |

SPRY (1969)

VOLUMEN % PORFIDOCLASTOS (ROCAS CON Sf)
 O FRAGMENTOS (ROCAS SIN Sf)

| INCOHERENTES | ROCAS CON COHESION PRIMARIA | | |
|------------------|------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| | CATACLASIS | NEOMINERALIZACION RECRISTALIZACION | |
| | SIN ESTRUCTURA DE FLUJO (Sf) | CON ESTRUCTURA DE FLUJO (Sf) | CON ESTRUCTURA DE FLUJO (Sf) |
| BRECHA DE FALLA | MICROBRECHA | PROTOMILONITA | GNEIS MILONITA (ESQUISTO MILONITA) |
| | | MILONITA | |
| PAPILLA DE FALLA | CATACLASITA | ULTRAMILONITA | BLASTOMILONITA |

MILONITA (variedad)

> 0,2 mm.
 < 0,2 mm.

TAMAÑO APROXIMADO DE LA MAYORIA DE LOS FRAGMENTOS O PORFIDOCLASTOS

HIGGINS (1971)

TABLA II-25. Clasificaciones de rocas producidas por metamorfismo dinámico.

La definición de las diferentes rocas tipo queda bien establecida con la clasificación de HIGGINS (1971) que utiliza como puede verse, un mayor y más concreto número de "parámetros".

Una excepción corresponde a rocas de matriz vítrea como las Seudotaquilitas que son consideradas fuera de la clasificación de rocas cataclásticas.

Nos detendremos, no obstante, en términos de especial interés para nuestro trabajo, como son Milonita, Blastomilonita y Gneis Milonita. Veamos las definiciones de HIGGINS (1971)

MILONITA - Brecha comprimida coherente y microscópica con estructura de fluxión que puede ser megascópica ó sólo visible en lámina delgada. Contiene un volumen del 10 al 50% de porfiroclastos cuyo tamaño supera normalmente los 0,2 mm. La textura dominante es cataclástica aunque se observen muestras de recristalización-neomineralización.

Discusión- La novedad de esta definición respecto a la clásica de LAPWORTH (1855), STAUB (1928), KNOPF (1931) etc. se centra en incluir la presencia de estructura de fluxión como característica de la Milonita, así como reconocer la presencia de procesos cristaloblásticos aunque subordinados a los cataclásticos.

GNEIS MILONITA- Roca coherente intermedia entre una Milonita gruesa (Esquisto milonita) (protomilonita) y un Gneis o Esquisto Milonita porque su textura es el resultado de procesos cataclásticos y cristalobásticos combinados. Presenta "augen" que conservan evidencias de cataclasis aunque esten recristalizados. La mesostasis ha sido re-

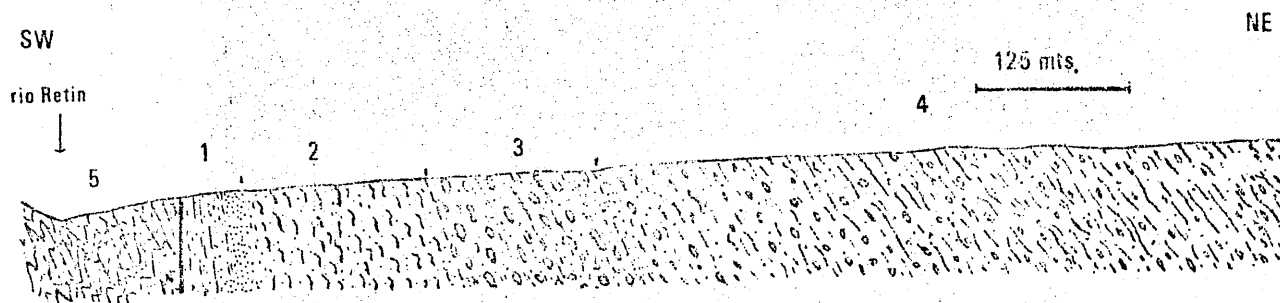


fig.2-61. Sección de la Formación de las Grullas al SW de Valencia de las Torres. Se distinguieron los siguientes tramos:

1. Milonitas y ultramilonitas . 100 m.
2. Milonitas y protomilonitas. 300 m.
3. Gneises milonitas. 250 m.
4. Blastomilonitas . 1500 m.

Además se indica el contacto tectónico, por mediación de la falla de Azuaga, con la Formación de la Dehesa del Marqués, situada al SW.

A continuación se describen los rasgos petrográficos más notables de los materiales que componen los tramos.

Tramo 1.- Milonitas y ultramilonitas de composiciones pelíticas y cuarzo-feldespáticas brechificadas. Se compone, desde la Falla de Higuera de Llerena hacia el NE, de Milonitas metapelíticas de color oliváceo-amari-llento (1), seguidas de un paquete de ultramilonitas y milonitas cuarzo-feldespáticas de tonos muy claros y brechificados. Forman una banda estrecha y continua que puede seguirse hacia el NW más allá de la desaparición de los greises Milonitas de Higuera de Llerena, y hacia el SE, se ocultan bajo materiales pliocuaternarios. Los términos más cuarcíticos presentan una linealidad por disposición de la matriz en torno a micro-clastos de feldespato alcalino.

Al microscopio presentan textura de flujo cataclástico "Fluxion texture", marcada por la disposición finamente bandeada de cuarzo y feldespato muy granulados, con recristalización del cuarzo en "ribbons" y alteración de feldespato a hidromoscovita y caolín. Englobados en la mesostasis, se observan clastos de feldespato alcalino, granate (sólo se ha podido observar en la zona de milonitas metapelíticas que describimos al comienzo), mica blanca, biotita, turmalina, apatito y zircón, todos con visibles muestras de redondeamiento y deformación. Se aprecian maclas de deformación, fracturas, extinción ondulante en los feldespatos, con "flattening" y sombras de presión en torno a los clastos, y hay muestras evidentes de, al menos, dos etapas de cataclasis intensa, seguida de posteriores etapas de

(1). Procedentes del Metamorfismo dinámico de los esquistos de la Formación de la Dehesa del Marqués, situados inmediatamente al SW de la Falla.

brechificación. Estas fracturas han sido rellenas después por penninita, cuarzo y zeolita. Localmente, se asocian a este tramo anfibolitas miloníticas.

Tramo 2.- Milonitas y protomilonitas cuarzo-feldespáticas con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, mica blanca y sillimanita, y metapelíticas con biotita, granate, sillimanita, además de cuarzo y feldespatos. Como accesorios aparecen zircón, apatito y turmalina.

Presentan una marcada textura de flujo cataclástico con clastos muy deformados y granulados. Se pueden medir haces de mica blanca, deformados en pliegues, que se cierran sobre si mismos con rotaciones de hasta 170° y sin poligonizar posteriormente. (fig. 2-62). La matriz está finamente granulada en las rocas más micáceas, y presenta cierta recristalización en los dominios del clasto. Es de notar que la intensa cataclasis que ha afectado tanto a este tramo como al anterior, ha producido el retrometamorfismo de granate y biotita, lo cuál nos indica que la temperatura no debió ser muy alta durante las últimas deformaciones.

Tramo 3.- Gneises milonitas de Higuera de Llerena. Se trata de "augengneiss" de tono grisáceo, con abundantes porfiroclastos de feldespato alcalino, envueltos por una esquistosidad penetrativa poco espaciada. En el sector estudiado, afloran entre un punto situado a unos centenares de metros al W del Km. 11,5 de la carretera Llera-Usagre, y la localidad de Higuera de Llerena, y desaparecen en ambas direcciones.

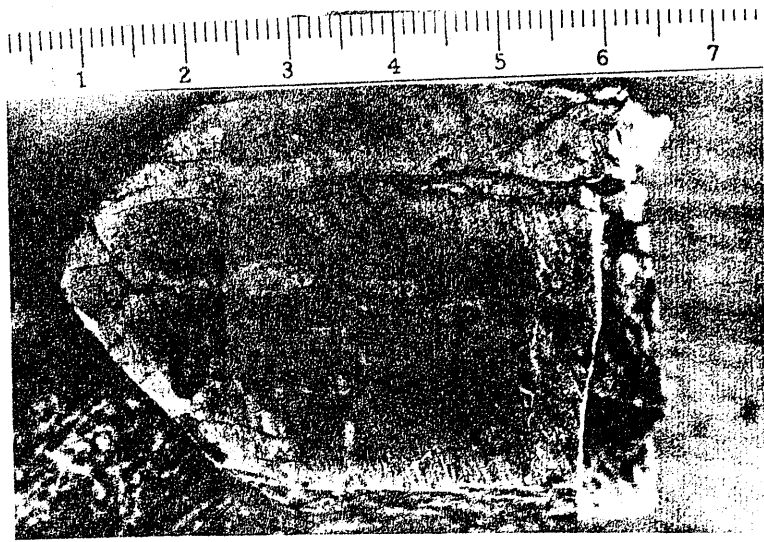
Al microscópio presentan una marcada textura de flujo cataclástico, con disposición de la mesostasis en finas bandas cuarzosas y biotíticas, entre las que se disponen porfiroclastos de feldespato, granate y biotita rotados, fracturados y corroídos en los bordes (fig. 2-62). Los feldespatos son alcalinos (feldespato potásico algo perfitico y plagioclasa sódica). Tienen inclusiones de cuarzo y plagioclasa de composición variable (An_{4-28}), y presentan bordes granulados con halos mirmequíticos y albiticos, trazas de exfoliación y maclas deformadas, zonas locales de



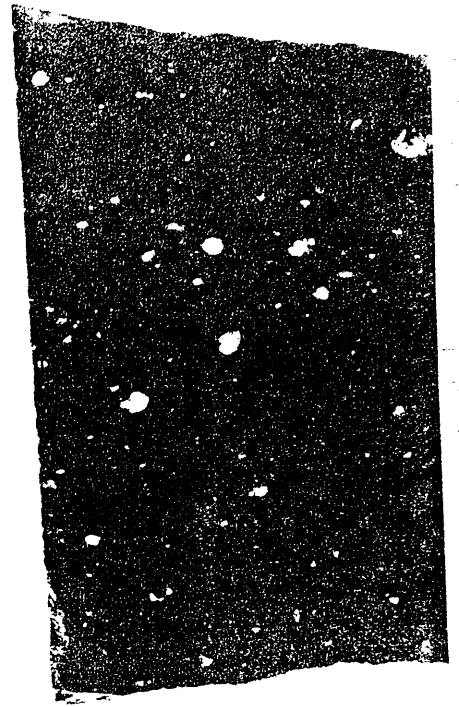
Fig. 7-67. a) microfábrica de melonita. Clastos de mica blanca, feldspato y cuarzo en matriz granulada marcada al menos por dos juegos de superficies-S a esta escala. x20 aumentos. b) microfábrica de melonita. Clastos de feldspato y cuarzo en matriz marcada por tres juegos de superficies-S, el primero de ellos más penetrativo de flujo cataclástico. x20 aumentos. c) aspecto mesoscópico de ultramilonitas leucocratas. del norte de la imagen distingue la laminación tectónica subparalela a la esquistosidad de flujo cataclástico. d) aspecto microscópico de estas ultramilonitas. Clasto de granate envuelto por la esquistosidad de flujo cataclástico. x20 aumentos. Se distinguen tres juegos de superficies-S.

microlinización y extinción ondulante. También se observan acumulaciones de albita, siguiendo la esquistosidad, formadas durante las etapas de cataclasis. Los granates han sido fracturados y sustituidos parcialmente por biotita desorientada. La biotita más antigua está deformada y sustituida en los bordes por pequeños haces de mica blanca, con acumulación de óxido de hierro en torno al porfiroclasto. También hay sillimanita en pequeñas agujas contenidas en los feldespatos, mica blanca, deformada y de neoformación desorientada y cianita en haces deformados. La mesotaxis está recristalizada y presenta una fuerte orientación. En torno a los porfiroclastos hay "ribbons" de cuarzo, micas deformadas y feldespato granulado. Se observan restos de una esquistosidad anterior, pero la esquistosidad de flujo cataclástico es la más visible. Los niveles ultramiloníticos, intercalados en el paquete de gneises milonitas, presentan clastos de granate con halos de presión muy marcados (fig. 2-62), y una esquistosidad poco penetrativa oblicua a la de flujo cataclástico. En los gneises, la única representación de esta última esquistosidad S_3 es la existencia de microfracturas de cizalla oblicuas a la esquistosidad de flujo cataclástico. La esquistosidad de flujo cataclástico se ha formado por deformación a elevada temperatura de gneises porfiroblásticos con mica blanca, granate, biotita, cianita (sillimanita) y presenta micropliegues de flujo sincataclástico. En el apartado siguiente se expone un estudio de la orientación de los porfiroclastos en función de su tamaño y disposición respecto a la esquistosidad de flujo cataclástico.

Tramo 4.- Gneises Blastomilonitas. Se trata de una monótona serie de gneises cataclásticos de granulometría variable, desde blastomilonita a gneis milonita, ricos en minerales micáceos. Se han seguido sus afloramientos entre el sector SE de Rubiales, en zonas descubiertas por la erosión, y las proximidades del kilómetro 17 de la carretera de Valencia de las Torres a Hinojosa del Valle. En el contacto con el tramo de gneises milonitas aparecen niveles de cuarcita y esquistos milonitizados con granate sustituido por estauroлита y cianita, mica blanca y biotita, que se superponen directamente sobre el tramo anterior (kilómetro 2 de la carretera de Valencia de las Torres a Usagre).



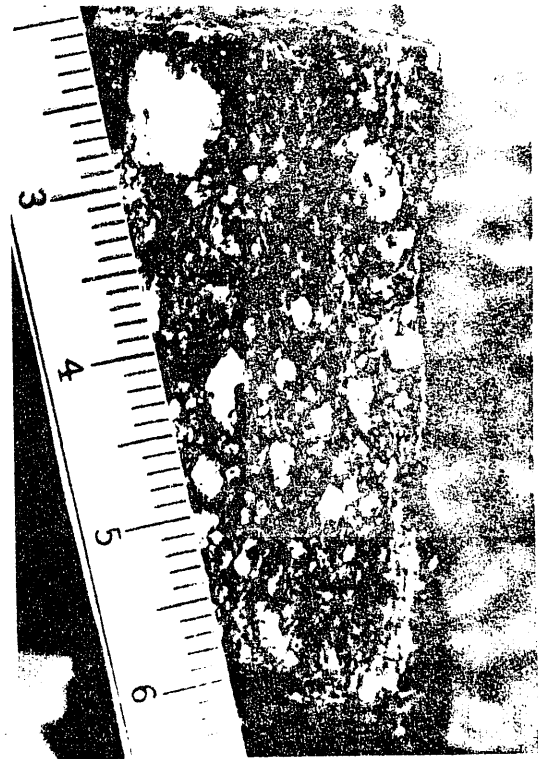
e)



f)



g)

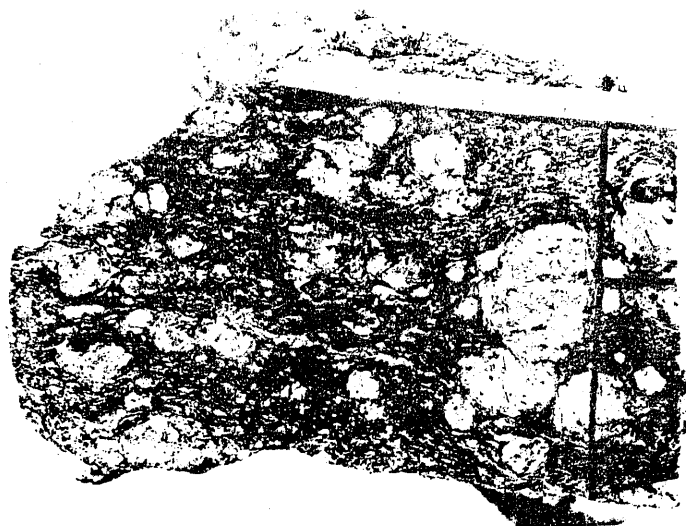


h)

Fig. 2-62. Aspecto mesoscópico de rocas cataclásticas. e) Ultramilonita leucocrata del borde de falla. b) ultramilonita melanocrata del tramo 1. c) blastomilonita del tramo 4. d) Blastomilonita del tramo 4.



i)



j)



k)



l)

Fig.2-62. Aspecto de rocas cataclásticas. i) Protomilonita cuarcítica .
 j) k) y l) gneises milonitas de Higuera de Llerena. Se aprecian clastos de
 feldespato alcalino en cuyas fracturas se alojan clastos de biotita y blas-
 tos preservados del mismo mineral. La esquistosidad de flujo cataclástico
 esta remarcada por lechos de albita que tienden a envolver los clastos
 de pertita y lechos de melanocritas muy abundantes.

Los gneises blastomilonitas contienen porfiroclastos de feldespato potásico, a veces perfiticos, con halos mirmequíticos, zonas de macla en enrejado de microlina, e inclusiones de agujas de sillimantia y plagioclasa (albita, oligoclasa). También hay porfiroclastos de mica blanca y biotita deformada, granates triturados y, en la mesostasis, aparecen biotita y mica blanca de neoformación desorientadas, estauroлита y, ocasionalmente, cianita. El cuarzo está muy granulado y fuertemente orientado. La matriz presenta textura de flujo cataclástico. Localmente existen intercalaciones de esquistos milonitas con granate, cuya textura muestra pruebas de, al menos, tres etapas de deformación. En general, se aprecian varias etapas de cataclásis precedidas de metamorfismo dinamotérmico, y seguidas por una etapa de deformación importante.

Hacia el NE se desarrolla la serie de blastomilonitas que, en las inmediaciones de Valencia de las Torres, da paso a una serie gneisico-cuarcítica con antibolitas que constituye la Formación de Valencia de las Torres. Esta se compone de gneises cuarzo-feldespáticos ricos en anfíbol y moscovita con niveles cuarcíticos y esquistosos biotíticos e intercalaciones de metavulcanitas básicas. Contienen sillimanita, cianita y granate. Presentan frecuentes texturas en mortero y de flujo cataclástico, que señalan importantes episodios de metamorfismo dinámico en su evolución petrogenética.

Estudio de Porfiroclastos de los Gneises Milonitas de Higuera de Llerena:

a) Análisis de Forma, Dimensiones y Grado de Adaptación.

Se han observado secciones, en cortes del terreno, de 236 porfiroclastos de feldespato, de cada uno de los cuáles se han recogido los siguientes datos: sus dos dimensiones extremas y el ángulo aparente (grado de adaptación) que la dimensión mayor forma con la esquistosidad de flujo cataclástico de los gneises. De ellos se midieron 111 en un pequeño afloramiento de 60 x 40 cm. La suma de las áreas de las secciones de porfiroclastos medidos en ese afloramiento supone aproximadamente el 30 por 100 del área total. Es-

to da una idea del porcentaje mínimo en volumen que ocupan (CHAYES, 1.956); el porcentaje puede ser más alto si se considera la influencia ejercida por los porfiroclastos de área inferior a 4 mm^2 , que resultaron imposibles de medir. En otros puntos se han reconocido grandes concentraciones de porfiroclastos, de los que se obtuvieron algunos ejemplares aislados de $6 \times 4 \times 3 \text{ cm}$, por lo que cabe esperar, igualmente, un porcentaje más alto que el indicado como promedio (2) de toda la formación. Por todo ello, no se sacan conclusiones respecto al porcentaje medio de porfiroclastos y matriz.

Sin embargo, las medidas de dimensiones y grado de adaptación se pueden utilizar para ver las relaciones entre:

- Indice de alargamiento (cociente entre dimensión mayor y menor) y el grado de adaptación.
- Indice de volumen (ver métodos de trabajo, apartado 1,3) y el grado de adaptación.
- Frecuencia de dimensiones mayores y menores y de índices de alargamiento.

De estas relaciones se pueden obtener las siguientes ideas:

- El índice de alargamiento está en relación con el grado de adaptación a la esquistosidad de flujo cataclástico (fig. 2-63).
- La moda de índices de alargamiento se sitúa entre 1 y 2 (fig. 2-64).
- El aumento del volumen del porfiroclasto no supone necesariamente un menor grado de adaptación, aunque parece influir en la cuantía de la rotación (fig. 2-63).

(2) LAFITTE (1.957) establece estadísticamente la necesidad de escoger muestras de rocas porfídicas cuyo peso no sea inferior a 100 veces el peso medio de los fenocristales. Este punto deberá tenerse en cuenta para obtener de modo representativo la composición química media del tramo.

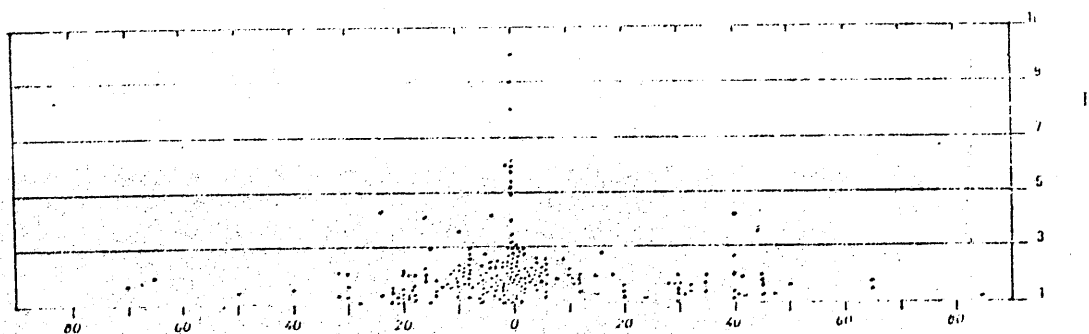


Fig.2-63. Relación entre el índice de alargamiento I (longitud/anchura) y el ángulo formado con la espontaneidad de flujo catáctico. La dispersión en las medidas de ángulo disminuye ostensiblemente a partir de I: 3.

Fig. 2-64. a) Curvas de frecuencias de dimensiones mayores y menores. L y A. Los máximos se sitúan en L : 15 mm. y A : 7 mm. b) Curva de frecuencias de I . El máximo corresponde al valor I : 2.

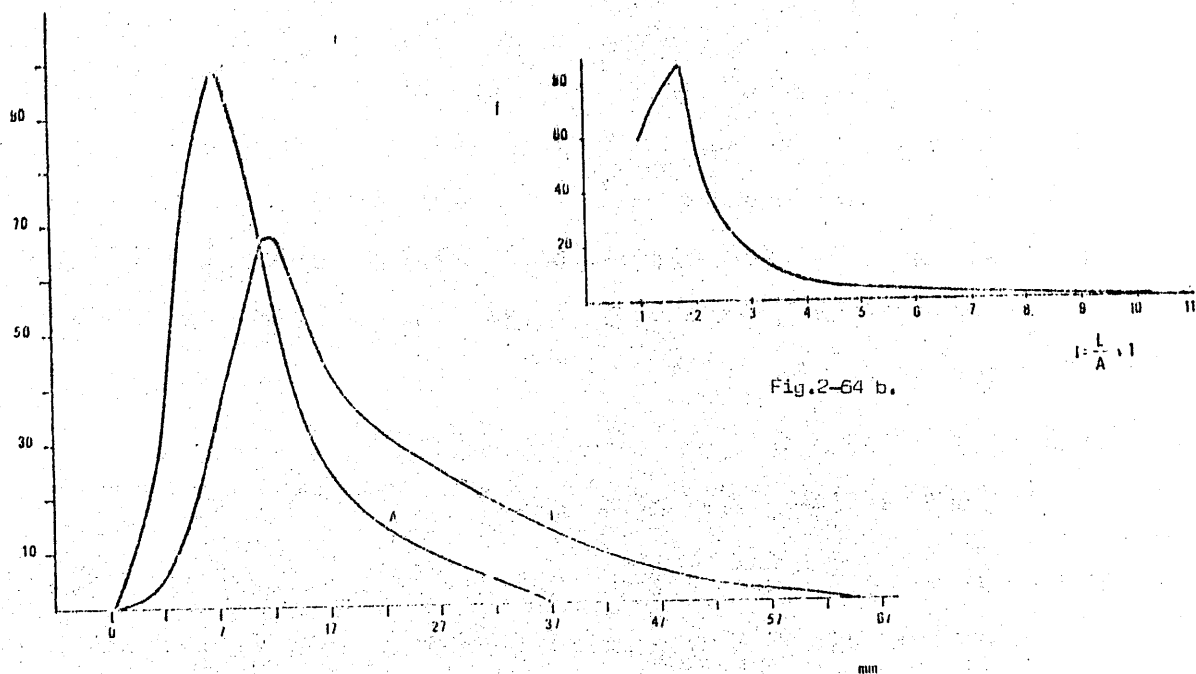


Fig.2-64 a.

Fig.2-64 b.

La figura 2-64 muestra las curvas de frecuencia de las dimensiones extremas de los porfiroclastos medidos (longitudes y anchuras). La mayor dispersión en la curva de frecuencia de longitudes se explica porque hay un número mayor de posibilidades en las secciones, al tratarse de la dimensión mayor.

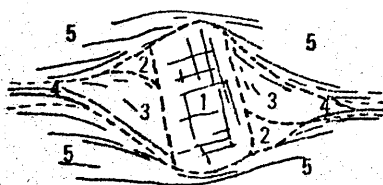
b) Naturaleza de los porfiroclastos.

El estudio microscópico aporta nuevos datos a considerar: los gneises milonitas presentan una textura de flujo cataclástico que se superpone a una esquistosidad S_n preexistente (3). Esta fluencia produce la rotación de los porfiroblastos que se redondean por granulación marginal, favorecida por fracturas, cizallas internas y maclas de deformación. Los granos rotados son redondeados progresivamente. Los granos muy alargados ($I = 6$) han sido intensamente granulados y alargados según la S_{n+1} , los de I entre 3 y 6 probablemente corresponden a granos que no fueron muy granulados y rotados, sea por su tamaño, sea por su evolución dentro de la deformación íntima de la roca. Al no quedar afectados directamente por los movimientos de fluencia, no fueron desgastados por la mesostasis cuarzo-feldespatítica y evitaron así ser granulados y redondeados. Obsérvese la elevada concentración de medidas de porfiroclastos, con índices de alargamiento muy variados, en torno al valor $\theta = 0$ (fig. 2-63).

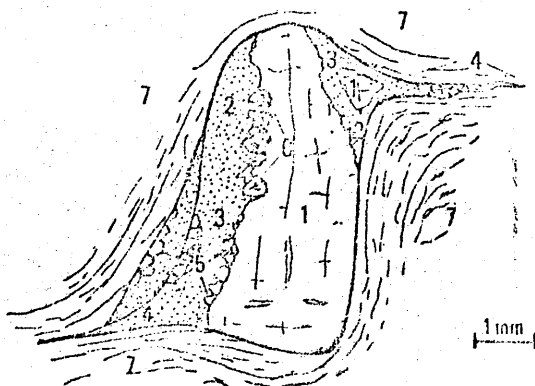
Y. OTHA (1.969) diferencia cuatro dominios en relación con un "ojo" de feldespato en rocas metamórficas. (fig. 2-65).

El dominio 1 lo constituye el "ojo" o porfiroblasto "eyeball". El dominio 2 de arrastre (dragged domain) se forma durante la reactivación de movimientos diferenciales; se compone de uno o varios granos de feldespatos, en ocasiones ópticamente continuos con el porfiroblasto, aunque gradualmente forman un mosaico de granos desorientados. Entre sus límites quedan restos de minerales de la mesostasis que ocupaban este espacio antes de la blastesis. El dominio 3 de sombra de presión (pressure shadow domain) se localiza en los halos de presión del fenoblasto y se compone de un mosaico de cuarzo y feldespato potásico con restos abundantes de la mesostasis preexistente.

(3). Es muy probable que existieran S_s anteriores a S_n , que han sido totalmente obliteradas en estos materiales.



a)



b)

Fig.2-65. Dominios del "augen" según OHTA(1.969) a) y en los gneises milonitas de Higuera de LLerena. b). Se pueden distinguir: 1.Dominio del ojo ó blasto. 2. Dominio de arrastre. 3. Dominio de sombra de presión .4.Dominio de cola.) 5. en a) mesostasis. en b) granos poligonizados de cuarzo. 6. en b) mirmequititas. 7. en b) mesostasis.

El dominio 4, o cola (tail), se compone de un mosaico de cuarzo y feldespato potásico no granulada. Por el contrario, el cuarzo y el feldespato de las partes externas del cristal muestran claras señales de deformación como corresponde a la mesostasis granulada inicial.

Un estudio de la petrofábrica de los distintos dominios del "augen" lleva al citado autor a concluir que el crecimiento del porfiroclasto se hizo por coalescencia gradual de un gran número de granos para formar un núcleo, cuya rotación posterior dió lugar al porfiroblasto. Los distintos granos se originaron por granulación de un idioblasto preexistente y el crecimiento posterior se verificó bajo movimientos diferenciales de las capas de roca granulada. Es durante estos movimientos cuando se forma la textura de flujo cataclástico. Si los movimientos diferenciales continúan tras la blastesis, y la temperatura no es suficientemente elevada, se pueden originar rocas cataclásticas de grano progresivamente más fino.

La figura 2-65 a y b, y las ilustraciones de la figura 2-62 muestran la distribución de los distintos dominios del "augen" en los gneises milonitas de Higuera de Llerena.

Los "ojos" de feldespato (fig. 2-66-1) muestran una fuerte granulación que afecta a todos los dominios. Presentan extinción ondulante, maclas y trazas de exfoliación curvadas, y maclas muy irregulares, probablemente de deformación. La granulación afecta a los dominios de presión (fig. 2-66-2) y de arrastre (fig. 2-66-3), y las colas (fig. 2-66-4). Es notable la escasez de exsoluciones pertíticas en estos porfiroclastos, mientras que los bordes de los mismos presentan halos mirmequíticos y aureolas de albita. Puede haber una interrelación entre ambos fenómenos, por exsolución de albita a partir del feldespato potásico. (SAN MIGUEL y MONTOTO, 1.966; MEHNERT, 1.968), o bien por sustitución del cuarzo de la matriz por feldespato procedente de la masa granulada (HEIMANN, 1.972). Con frecuencia, el porfiroclasto queda totalmente envuelto en la masa granulada de feldespato. En los bordes aparecen las zonas mirmequíticas, especialmente en los halos



a)



b)



c)



d)

Fig. 1-66. Porfiroclastos de las rocas cataclásicas de la Formación de las Grullas.

- a) Protomilonita. Dominios granulados y envolvente del porfiroclasto procedente de su propia granulacion. Esto contrasta con la recrystalizacion de los dominios de fabrica cuarzosos y micaceos que estan recrystalizados. b) Gneis milonita. Porfiroclastos con colas preservadas y restantes dominios presentes si no estan cizallados. Se distinguen micropliegues intraesquistosidad de flujo cataclásico. x 2 aumentos.
- c) Protomilonita. Dominios granulados aunque aparecen golfos rellenos de mirmequitas en lo que debió ser el dominio de arrastre. Se aprecian diferentes superficies-S labradas por microcintas de cuarzo ó por alineaciones de opacos. d) Protomilonita. Se caracterizan los diferentes dominios rotados y envueltos por la mesotaxis granulada y variada por la esquistosidad de flujo cataclásico.

de presión y dominios de arrastre. La cola ha sido igualmente cizallada y granulada.

La mesostasis presenta una fuerte granulación, que afecta a minerales metamórficos precataclásticos, como granate, cianita, mica blanca y biotita, mientras otros permanecen aparentemente indeformados, como pequeñas agujas de sillimanita y biotita recristalizada. El cuarzo también ha recristalizado formando mosaicos de cristales granoblásticos sobre los "ribbons" sincataclásticos. La textura de flujo cataclástico queda resaltada por la disposición de biotita y óxido de hierro finamente granulados, siguiendo la S_2 , en contraste con la mesostasis leucocrata.

La fig. 2-67 es una proyección estereográfica de medidas de S_{145} , S_{180} cataclástica, ejes de pliegues, esquistosidad de fractura, linearidad de estiramiento paralela a "b" en S_{180} y paralela a flancos de pliegues mullion paralela a los ejes de los pliegues.

En cuanto a las relaciones entre esta formación y la Falla de Azuaga, las figuras 2-68 y 2-69 permiten apreciar el trazado de la misma, marcado por afloramientos de ultramilonitas, como los de la fig. 2-69 a. La figura 2-70 expresa una sección de la Falla al SW de Valencia de las Torres (a), y la distribución en cartografía de afloramientos de los gneises milonitas (b).

Puede apreciarse como la Formación de las Grullas, plegada con directriz N 170 y después por directriz N 140, es cortada por la Falla, que la pone en contacto con las metapelitas de la Formación Dehesa del Marqués. Los gneises milonitas presentan una estructura interna muy constante de directriz N 170, marcada por una S de flujo cataclástico y pliegues de igual directriz, muy apretados, cuyos flancos sólo se han podido observar en el corte de la fig. 2-70 a. En el resto de los afloramientos que se alinean, en mi opinión, por fracturación, según se deduce de ejemplos vistos en el campo, de dirección N 80-100, con la banda N 140 que constituye el conjunto del Grupo de Azuaga.

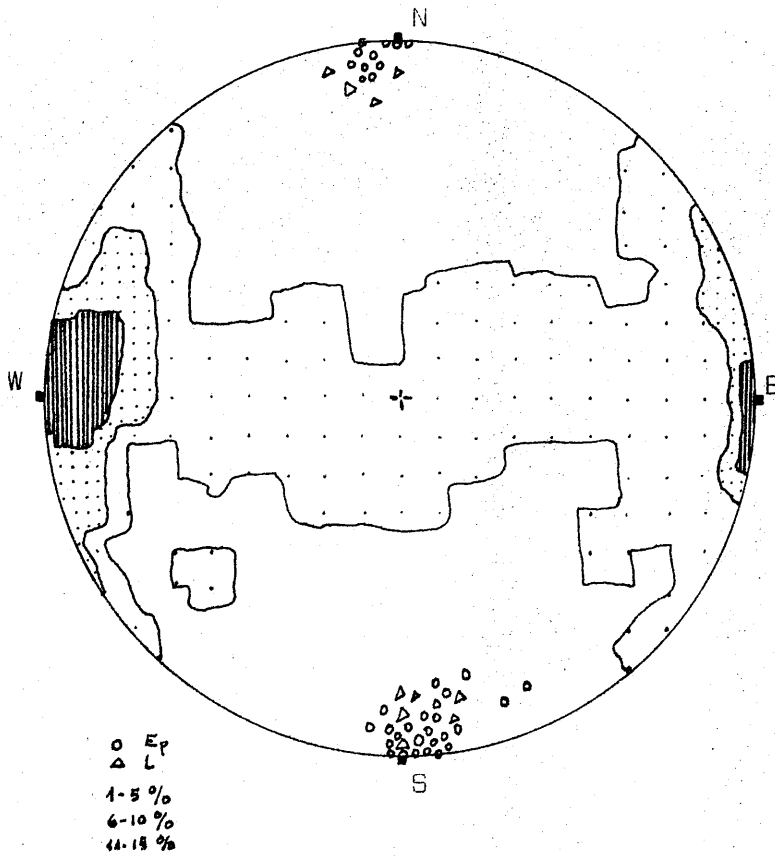


Fig.2-67. Diagrama equiareal de 250 polos de S de la Formación de las Grullas. Se acompaña de la proyección de ejes de pliegues y linealidades.

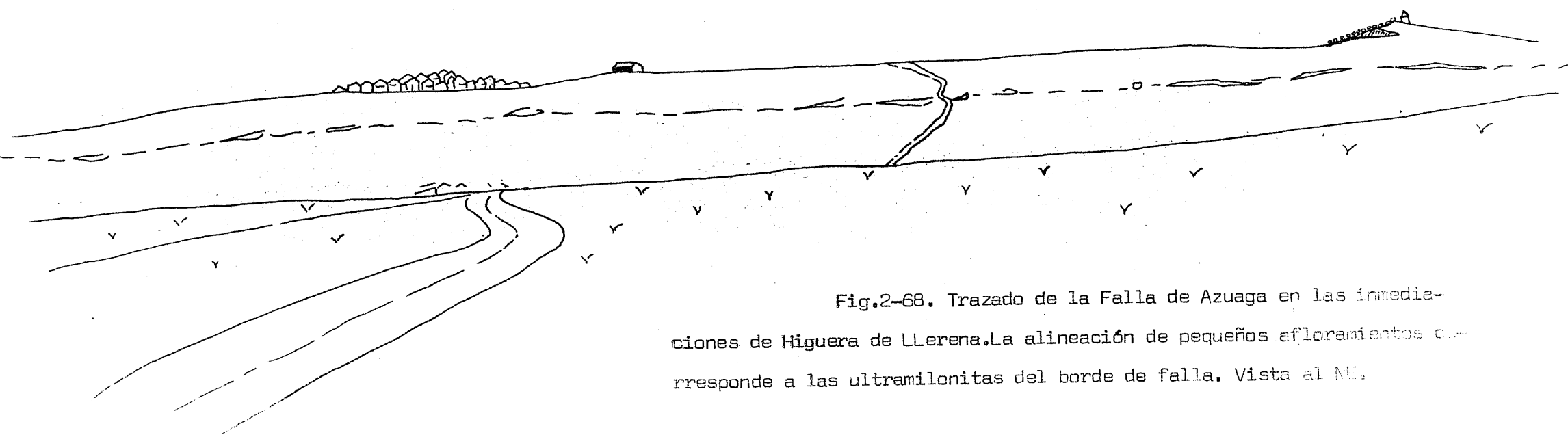


Fig.2-68. Trazado de la Falla de Azuaga en las inmediaciones de Higuera de Llerena. La alineación de pequeños afloramientos corresponde a las ultramilonitas del borde de falla. Vista al NE.



Fig.2-69. Aspecto del contacto de la falla de A uaga al SW de Valencia de las Torres en la carretera a Usagre. En primer plano las ultramilonitas del contacto (punteado en el esquema) , al fondo los secanales de la Dehesa del Marqués en que afloran metapelitas. Al SW , en el horizonte, el pequeño resalte marcado en negro en el esquema, señala un afloramiento de cuarcitas negras de la Formación de las Torrecillas. Hacia el S. las granodioritas de Las Tiesas.

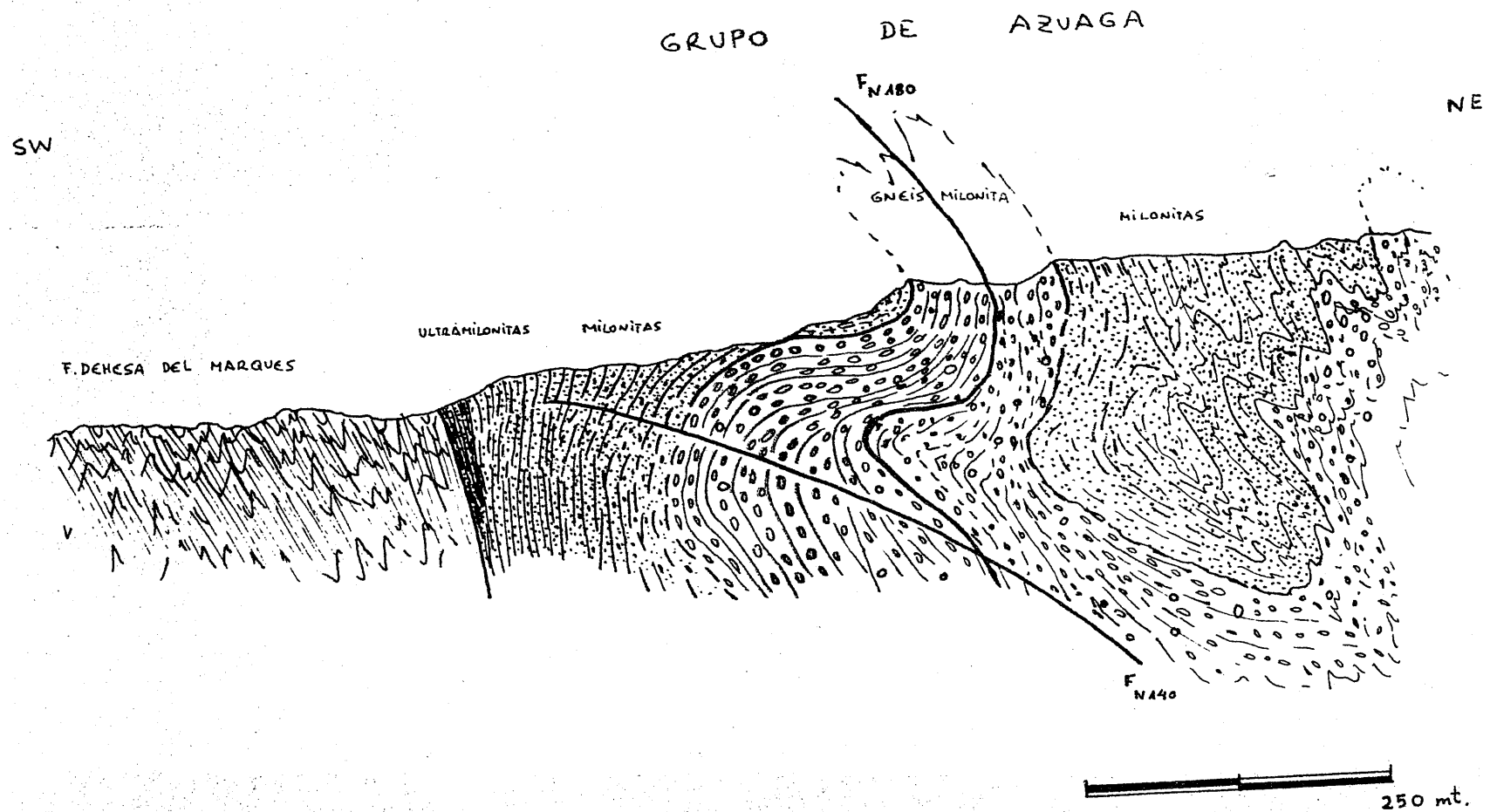


fig. 2-70.

CORTE GEOLOGICO e INTERPRETACION TECTONICA: FALLA DE AZUAGA Y FORMACION DE LAS GRULLAS.

BARRANCO DEL ARROYO ALIMDHE.

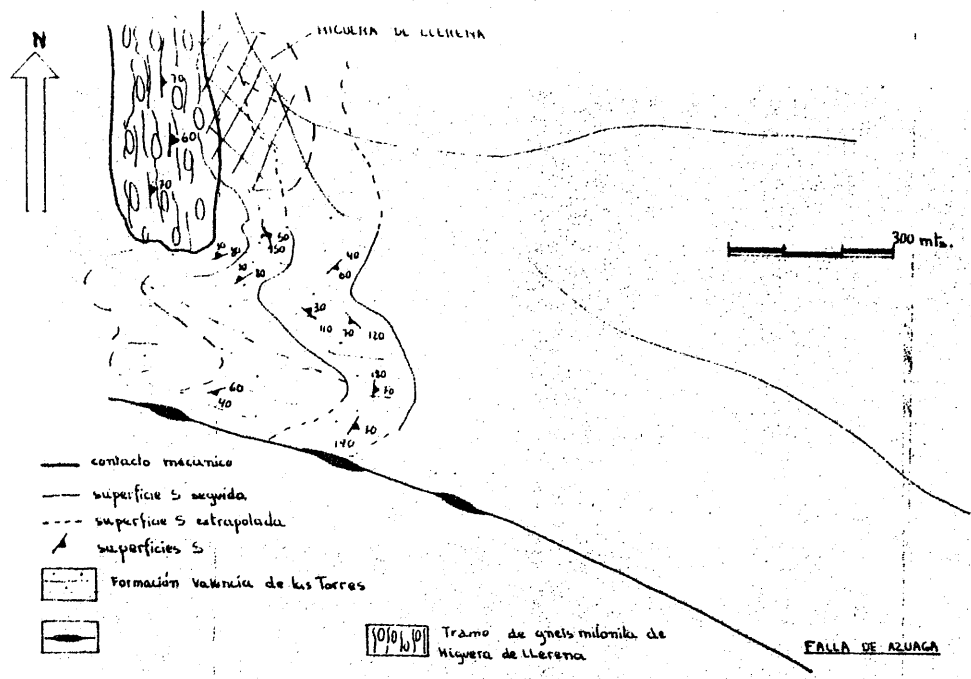


Fig. 2-71. Esquema estructural del sector de Higuera de Llerena. Una fase de deformación de directriz N 140 pliega la esquistosidad de flujo cataclástico de directriz general N 180 y vergencia al W. Contrasta así la estructura interna de los gneises milonitas con el trazado de la falla que recorta la estructuras de directriz N 140. Las trazas de esquistosidad se pudieron seguir de manera prácticamente continua y se observaron pliegues recumbentes al W de directriz N 180. Los pliegues N 140 son desimétricos y poco apretados con planos axiales subverticales.

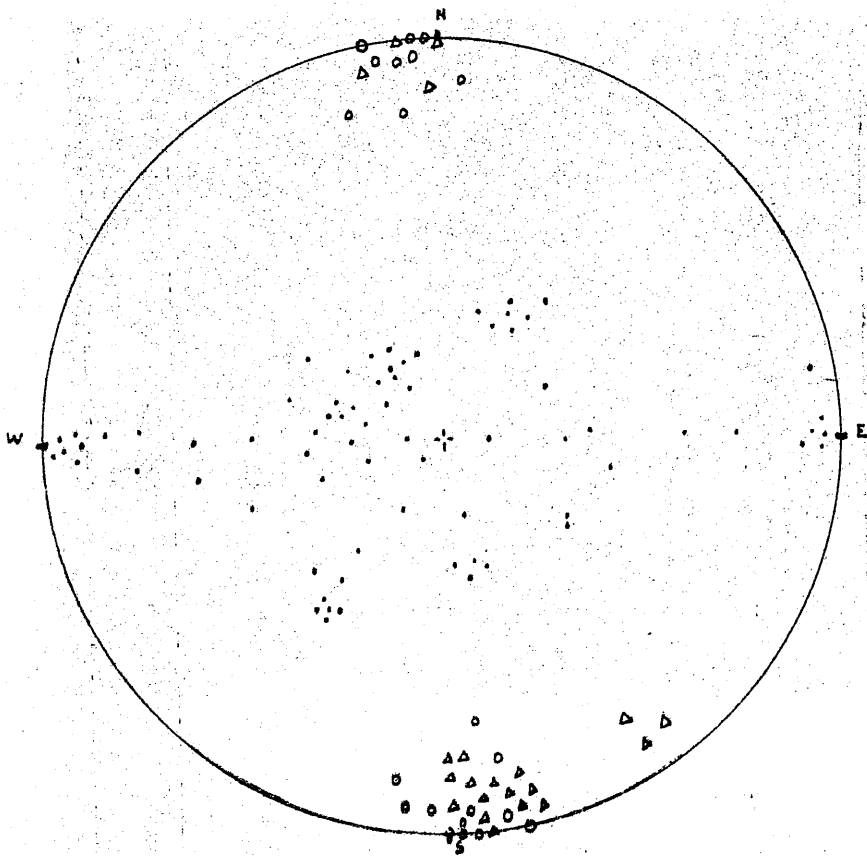


Fig.2-72. Proyección estereográfica de polos de esquistosidad (·), ejes de pliegues (°) y linealidad de crenulación (△) de la Formación de Valencia de las Torres en las inmediaciones de Higuera de Llerena, al W del afloramiento de los gneises milonitas.

En Higuera de Llerena se ha podido estudiar detalladamente el contacto entre los gneises milonitas y la serie circundante, que, en esta localidad, corresponde ya al conjunto de cuarcitas, gneises y anfibolitas constituido por la Formación de Valencia de las Torres. (fig. 2-71).

En este área inmediata a Higuera de Llerena, se pueden observar pliegues de directriz N 180, deformados por la fase N 140, que origina pliegues cilíndricos de mayor envergadura (fig. 2-71 y 2-72).

La figura 2-72 expone la proyección estereográfica de ejes de pliegues, linealidades y esquistosidades de este sector. La conclusión que se obtiene es que la Falla de Azuaga parece cortar una secuencia cataclástica producida por dos fases de deformación N 180 y N 140, sobrepuestas a rocas metamorfizadas con anterioridad a estas dos fases.

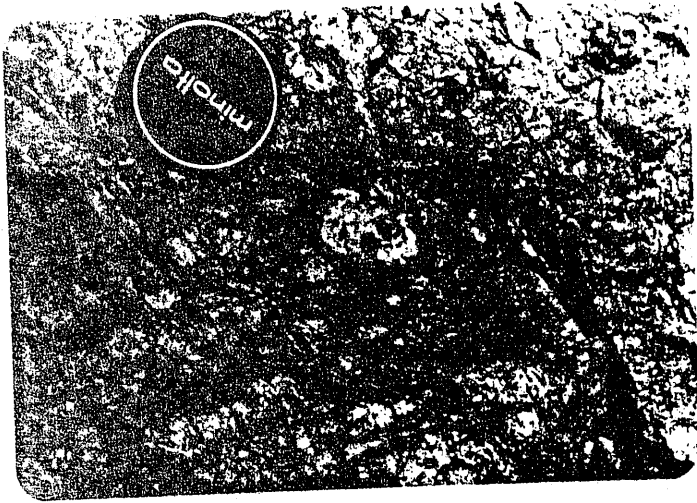
La deformación cataclástica más intensa se produce en la fase N 180, que produce la S_n mencionada anteriormente.

La fig. 2-73 a, b y c muestra aspectos de los gneises milonitas muy fracturados y brechificados por deformaciones posteriores aún a la Falla de Azuaga, que producen fallas de directriz N 80-110, con importantes saltos en direcciones sinextrosas.

La ordenación cinemática de los elementos de fábrica macroscópica permite distinguir al menos 3 fases de plegamiento y una o varias posteriores, de fractura (Tabla II-26).

| | DIRECTRIZ | PLIEGUES | LINEARIDAD |
|-----------|-----------|-------------------------------------|------------|
| I_n | | Intrafoliación | ? |
| F_{n+1} | N170 | Vergentes al E u W | N 170 |
| F_{n+2} | N140 | Pliegues mayores
vergentes al SW | N 140 |
| F_{n+3} | N130 | Fracturación | --- |
| F_{n+4} | N80-60 | Fracturación | --- |

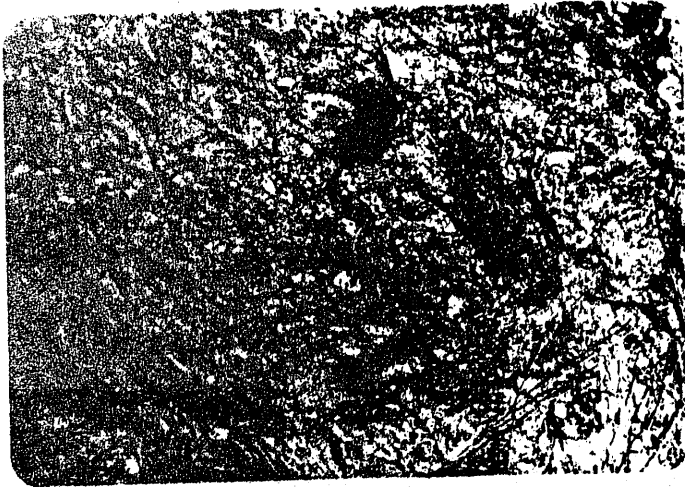
TABLA II-26



a)



b)



c)

Fig. 2-73. Aspecto microscópico de las juntas de ligadura de Llerena en la proximidad de fallas N 40 y 100. Se aprecia la intensa brechificación y alteración de la roca. En c) se distinguen zonas cloritizadas.

La decisión sobre si F_n es una primera fase o no, se tomará una vez discutidas las relaciones texturales de los minerales presentes.

Las rocas adecuadas para esta discusión son los Gneises Milonitas, cuyo tamaño de grano permite esperar texturas palinsépticas más que en el resto de las rocas cataclásticas (Tabla II-26). Los datos procedentes de anfibolitas pueden ofrecer igualmente ilustración a este respecto. (ver Tabla II-27).

En cuanto a los Gneises Milonitas, se aprecia la superposición de dos juegos de superficies de flujo cataclástico, marcados por exsolución de albita, recristalización de biotita en torno a granates o de mica blanca. Las asociaciones minerales diferenciadas son:

| Fases
Difern. | ASOCIACIONES MINERALES | DIRECTRIZ | |
|------------------|--|---------------------------------|-------------------|
| F_1 | Titanita, Oligoclasa, Apatito, Cuarzo, Mica Blanca, Sillimanita, Rutilo, Ortosa.

Sillimanita, Ortosa, Biotita, (Hornblenda), Mica Blanca, Oligoclasa, Rutilo.

Granate, Cianita, Ortosa, Estaurolita, Mica Blanca, Biotita, Oligoclasa. | | |
| F_2 | Biotita — ?

Biotita - Mica Blanca - Albita | Cataclástica | N 170 |
| F_3 | Rutilo - Oxidos opacos.

Mica Blanca - Albita - Clorita. | Cataclástica | N 140 |
| F_4 | Carbonatos- Penninita-Zeolita-Zoisita - Caolín. | Brechificación
Fracturación. | N 130
N 80-60. |

TABLA II-27.

Las evidencias texturales señalan que, cuando se produjo la deformación N170, la roca estaba ya metamorfozada, y la complejidad de las asociaciones establecidas sugiere que la F_1 sea, en realidad, un conjunto de una o dos fases metamórficas anteriores, cuya diferenciación se hace difícil por la reactivación posterior.

La microfábrica de estos gneises milonitas, en lo que se refiere a la sub-fábrica de eje 0001 de cuarzo, muestra una distribución de los mismos en guirnalda perpendicular a la foliación (a,b).

Dentro de esta guirnalda, los máximos absolutos se distribuyen coincidiendo, o muy cerca, de los ejes c y a, mientras que, en torno al eje b existe una guirnalda menor, de unos 25 a 30° de ángulo. Entre los ejes c y b, en el plano cb, aparecen máximas relativas a 40° del eje c. Igualmente, se aprecia una aparente distribución de máximos alineados en torno a planos casi perpendiculares.

Hay que precisar que, por tratarse de gneises milonitas, es difícil situar con precisión los ejes a, b y c, por cuanto la foliación se adapta a los "augenclastos" y es irregular en su distribución.

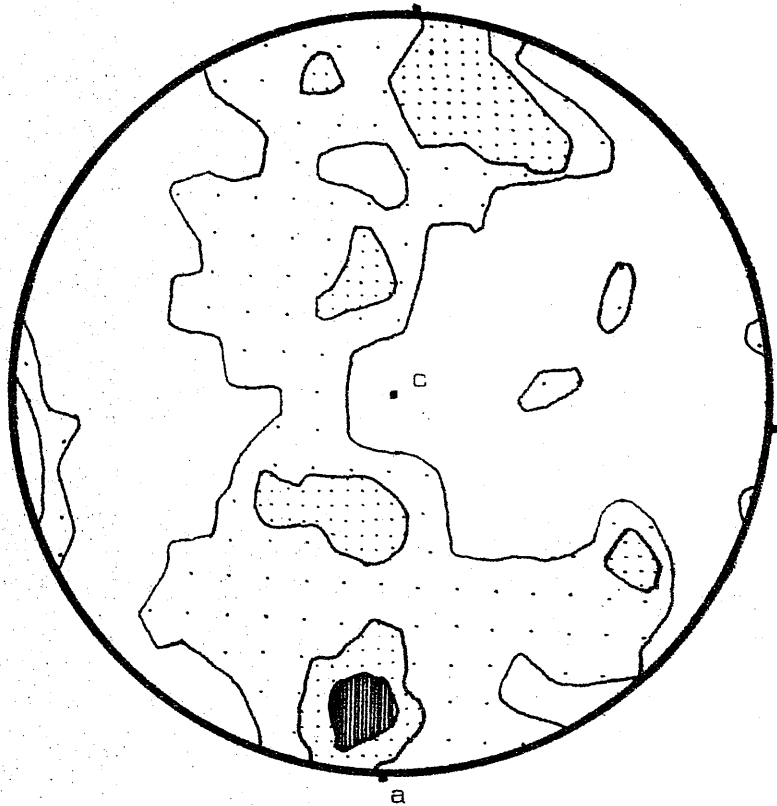
Ello permite admitir que los máximos, muy próximos a los ejes, señalen en realidad la posición de los ejes reales.

Cabe destacar que se trata de una fábrica homogénea, en cuanto que los diagramas de subfábrica de eje 0001 de cuarzo de las secciones c y b se corresponden con casi absoluta precisión. (Fig.2-74).

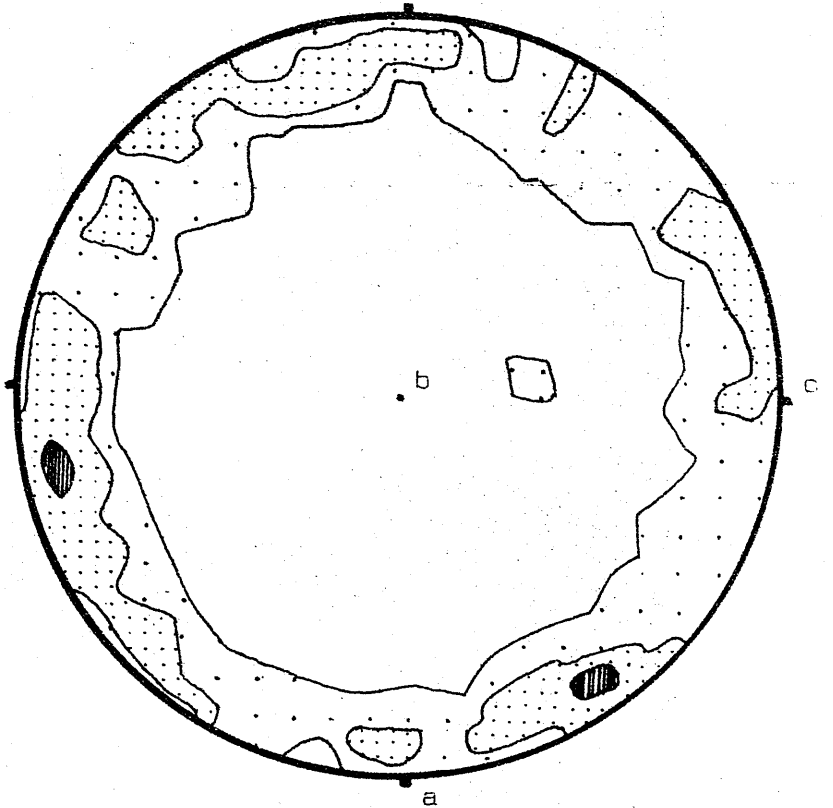
2.3.2.3.3.2.- FORMACION DE VALENCIA DE LAS TORRES.

Consistente en un conjunto complejo de Gneises, Anfibolitas, Oficalcitas, Cuarcitas gnéisicas y Metapelitas, esta formación presenta una estructura ción sensiblemente diferente a la de la Formación de las Grullas. Las medidas de esquistosidad, linearidad y ejes de pliegues se agrupan fuertemente en torno a la dirección N140-150, y presentan escasa dispersión (fig. 2-75). Una vez resaltada esta notable característica, pasemos a describir las diversas litologías que la componen.

GNEISES Y CUARCITAS GNEISICAS. Se componen de cuarzo, oligoclasa, albita, ortisa microlinizada perlítica, mica blanca, biotita, granate, titanita, apatita y clorita. Se trata de rocas, por lo general, ricas en cuarzo, con escasos niveles micáceos y esquistosidad más o menos grosera. Presentan textura cataclástica y corresponden, según volumen y porcentaje de los clastos y grado de semicristalización de la matriz, a protomilonitas, blastomi-



SECCION C
300 ejes 0001 de cuarzo.



SECCION B
300 ejes 0001 de cuarzo.

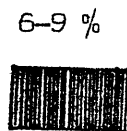
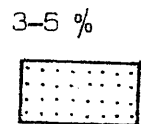
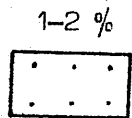


Fig.2-74. Subfábrica de cuarzo de los gneises milonitas de Higuera de Llerena.

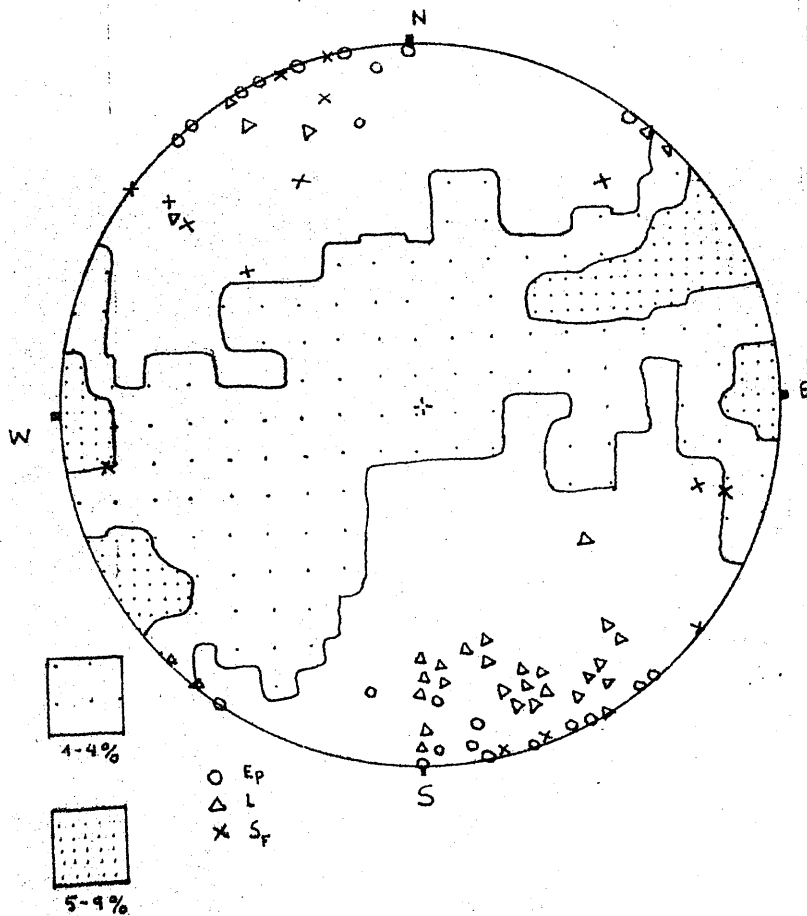


Fig.2-75. Diagrama equiareal de 240 polos de S de la Formación de Valencia de las Torres. Se incluye la proyección de medidas de ejes de pliegues, linearidades y esquistosidades de fractura espaciada.

lonitas y gneises milonitas, predominando el primer término. En estas rocas las relaciones texturales no permiten un análisis semejante al realizado en rocas más ricas en micas. Por lo general, puede decirse que la fase N140/150 es cataclástica, y oblitera fases anteriores, que difícilmente conservan relictos.

2.3.2.3.3.2.1.-GNEISES ANFIBOLICOS ALCALINOS DE LA CANCHALOSA

Se trata de un conjunto relativamente homogéneo de rocas, cuya mineralogía reúne ortosa, cuarzo, oligoclasa (An_{25-12}), alanita, biotita, granate, hastingsita, piroxeno augítico, titanita, turmalina, y apatito, y calcita, closita y opacos. La Tabla II-28 expresa las relaciones texturales de estos minerales con los S_s observados.

El piroxeno se presenta en una sola muestra, como relictos de tamaño inferior a 0,04mm, con exfoliación, signo óptico (+), ángulo de extinción (43°), pleocroísmo nulo y color amarillento muy tenue. No ha podido ser de terminado aunque debe corresponder a un piroxeno de tipo augítico.

La roca ha sufrido una intensa recristalización durante la Fase II, dando lugar a una textura nematoblástica fuertemente orientada. Esta orientación se aprecia en la fábrica meso y megascópica en linealidad N 140, paralela a ejes de verdaderos pliegues mullion (fig. 2-76), (cuyos flancos no se conservan).

La Fase I se manifiesta en micropliegues relictos transpuestos y S_s deformada, pero no es posible determinar su orientación previa.

Se pueden distinguir las siguientes asociaciones minerales (Tabla II-28):

Ortosa-Oligoclasa-(Cuarzo)-Granate-Titanita-Apatito-Alanita-Piroxeno.

Ortosa-Oligoclasa-(Cuarzo)-(Hastingsita)-Granate-Titanita-(Piroxeno).

Oligoclasa-Cuarzo-Hastingsita-Biotita-Titanita.

Albita-Cuarzo-Biotita-Pistalcita-Actinolita-(Hornblenda).

Se trata de asociaciones cuya significación parece compleja. La primera de



Fig.2-76. Aspecto de un pliegue tumbado vergente al SW y de tipo "mullion" semicubierto por el suelo. La dirección del eje es 15 hacia N 330. Los gneises de la Canchalosa no presentan afloramientos continuos si bien observaciones como la de esta foto se concentran en el área que se ha delimitado en la cartografía, dentro del Grupo de Azuaga.

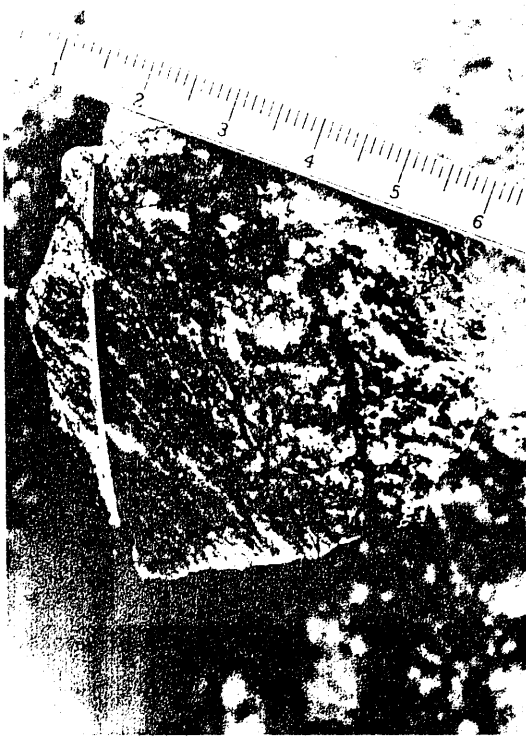
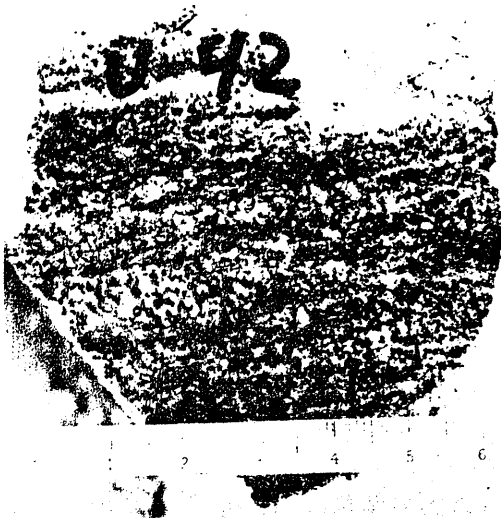


Fig.2-76. Aspecto de la fábrica mesoscópica de los gneises alcalinos de La Canchalosa. a) Pliegue de escala centimétrica transpuesto por una esquistosidad de espaciado milimétrico. La esquistosidad de plano axial es incipiente y subparalela a la que transpone y estira el flanco. b) Aspecto de una sección B, el moteado corresponde a secciones normales al eje c de hastingsita.



ellas reúne minerales metamórficos (granate, feldespatos) y otros, que implican origen ígneo, como especialmente es el caso de Alanita.

La roca es de composición homogénea en el afloramiento de la Canchalosa, aunque pueden encontrarse rocas de composiciones semejantes, intercaladas en diversos puntos de la Formación de Valencia de las Torres.

A diferencia con los gneises subalcalinos con hastingsita de Aqualda (La Coruña), que presentan albita como única plagioclasa, éstas presentan plagioclasas con zonación directa cuyas composiciones varían entre An_{25} en el núcleo y An_8 en el borde. No se trata tampoco de gneises parcalihos que contienen exclusivamente albita acompañada de anfíboles sódicos. En cualquier caso, y a falta de un análisis geoquímico de los materiales, quede constancia de su especial composición, por lo que se refiere a la presencia de anfíbol hastingsítico o ferrohastingsítico.

Es de interés destacar igualmente que los granates de la Fase I aparecen frecuentemente envueltos por granos de Hastingsita y ésta, a su vez, presenta borde de actinolita-hornblenda. También aparecieron ocasionalmente relictos de piroxeno en el interior de Hastingsita.

En cuanto a la composición de los granates, el parámetro de celdilla calculado por N. VELILLA sugería más bien una composición próxima a Almandino.

ANFIBOLITAS.- La abundancia aparente de anfibolitas en la Formación de Valencia de las Torres es el resultado de la erosión diferencial. Entre Los Rubiales y Villafranca de Barros, el área ocupada por la Formación de Valencia de las Torres está casi totalmente ocupada por tierras de cultivo, de secano. Los afloramientos suponen bastante menos del 50% de la superficie total. Las rocas que afloran son las más compactas, por lo que se produce una abundancia ficticia, en relación a las rocas presentes en la zona, de anfibolitas. Sólo en el sector más próximo a Villafranca de los Barros, al Oeste de la Ribera del Fresno, la carretera que une estas dos localidades permite observar algunos hectómetros de afloramiento casi continuo en que; efectivamente, se intercalan gneises anfibólicos y anfiboli-

tas en hilados de 20-15 cm. Estas anfibolitas están muy alteradas, y no muestran los afloramientos masivos, con cuerpos de algunos metros de espesor que se dispersan entre Hinojosa del Valle y Valencia de las Torres, en la depresión del curso alto del río Retén.

2.3.2.3.3.2.2.-ANFIBOLITAS DEL SECTOR DE VILLAFRANCA

Presentan una esquistosidad marcada, con textura nematoblástica y se componen de hornblenda, plagioclasa cálcica, biotita, granate, titanita, magnetita, pistacita, clorita y como productos de alteración, clorita, o xidos opacos y calcita. Ocasionalmente, escasas rocas de cuarzo aparecen en filones o rellenando huecos.

En una muestra aparecieron relictos de piroxeno, probablemente augítico (Ext. 43^o, incoloro, color de interferencia amarillo de 1^{er} orden, birrefringencia media), envueltos por hornblenda y biotita.

En conjunto, las relaciones con los gneises señala que puedan tratarse de series vulcanodetríticas antiguas, en las que se intercalaran coladas básicas de composición basáltica.

No disponemos de datos de composición química que permitan conocer el tipo de roca original, su posible origen magmático, y el tipo de magma original.

2.3.2.3.3.2.3.- ANFIBOLITAS DEL SECTOR DE HINOJOSA DEL VALLE-HIGUERA DE LLERENA

En esta región, los escasos afloramientos existentes permiten observar rocas anfibólicas intercaladas entre gneises y cuarcitas gneisicas y afloramientos masivos de anfibolitas de grano grueso que forman resaltes en la erosionada topografía. Al Sur de Hinojosa del Valle aparece una alternancia de gneises y anfibolitas, entre las cuáles se encuentran términos de gneises bandeados a escala centrimétrica. Las bandas leucocratas se componen de gneis ortosico de grano medio, con escasa biotita, mientras que las ban-

| | $F_I (H_1)$ | | | $F_{II} (H_2)$ | | $F_{III} (H_3)$ | |
|-------------|-------------|-------|-------|----------------|-------|-----------------|------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post |
| Cuarzo | ————— | | | ————— | | ————— | |
| Ortosa | ————— | | | | | | |
| Albita | | | | ————— | | ————— | |
| Oligoclasa | ————— | ————— | ————— | | | | |
| Biotita | | | ————— | ————— | | | |
| Granate | ————— | | | | | | |
| Piroxeno | ————— | | | | | | |
| Hastingsita | | ————— | | | | | |
| Hornblenda | | | | ————— | | | |
| Actinolita | | | | ————— | | | |
| Titanita | ————— | ————— | | | | | |
| Apatito | ————— | | | | | | |
| Pistacita | | | | | ————— | | |
| Alanita | ————— | | | | | | |
| Clorita | | | | | | ————— | |
| Calcita | | | | | | ————— | |

TABLA II-28. Relaciones blastésis/deformación en los gneises alcalinos de La Canchalosa.

das melanocratas se componen de anfibolita hornbléndica con biotita y granate. Se aprecia una S_s 175, que transpone pliegues decamétricos (fig. 2-77).

En conjunto, los términos anfibolitas constituyen más del 50% del afloramiento.

La composición de estas anfibolitas es:

hornblenda, labradorita con bordes de andésina y oligoclasa, biotita, granate, titanita, apatito, magnetita, clorita, pistacita, calcita y oxidos. Aparecen relictos de piroxeno augítico en una muestra, envueltos en hornblenda.

Las relaciones texturales se expresan en la Tabla II-29.

2.3.2.3.3.2.4.- ROCAS CALCOSILICEAS DE LA FORMACION DE VALENCIA DE LAS TORRES

En el seno de la Formación de Valencia de las Torres aparecen afloramientos de rocas compuestas por minerales ricos en calcio, propias de metamorfismo de grado medio (1,2), o de grado bajo (3,4,5,) e incluso de rocas cuyo origen es confuso y no presentan evidencias de metamorfismo regional (6). (fig. 2-78).

Afloramientos 1 y 2. Consisten en dos bloques métricos, respectivamente, y fragmentos menores procedentes de los anteriores que se dispersan a su alrededor. Los bloques métricos parecen encontrarse in situ, aún cuando no es posible determinar este extremo, por cuanto afloran en un secano y las tierras de cultivo ocultan cualquier otro afloramiento.

Las determinaciones de Piroxenos y Anfiboles se realizaron mediante difracción de Rayos X. El Granate no pudo ser aislado, porque se presenta en granos peciloblásticos y reemplazados por epiblastos y anfibol. En un difractograma correspondiente a la muestra H del afloramiento 1, VELASCO sugiere la presencia de picos correspondientes a ándradita, aunque sin precisiones mayores, por cuanto no se conoce la densidad del mineral. La plagioclasa parece tardía, presenta marcado incipiente y, en ocasiones, no presenta trazas de macla, por lo que puede confundirse con cuarzo (Tabla II-30).

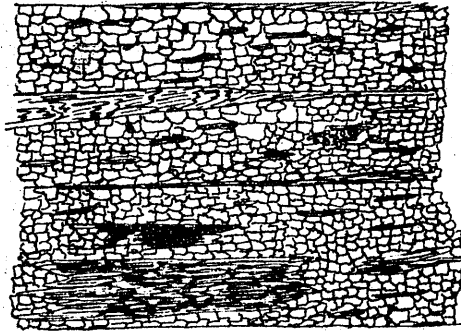


Fig.2-77. Aspecto de la fábrica a escala centimétrica de las anfibolitas grano-nematoblásticas del grupo de Azuaga. Una S de espaciado centimétrico traspone micropliegues de una fase anterior expresados en los lechos biotíticos. Esta S de fractura corresponde a la fase H_1 de directriz N 170 y vergente al W.

| | Fase I (H_1) | | | Fase II (H_2) | | Fase III (H_3) | |
|--------------|------------------|-----|------|--------------------|------|--------------------|------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post |
| Albita | | | | | | | |
| Andesina | | | | | | | |
| Labradorita | | | | | | | |
| Biotita | | | | | | | |
| Honblenda | | | | | | | |
| Granate | | | | | | | |
| Piroxeno | | | | | | | |
| Clorita | | | | | | | |
| Pistacita | | | | | | | |
| Titanita | | | | | | | |
| S formada | S_1 de flujo. | | | S_2 trasposición | | S_3 fractura | |
| S deformada. | | | | S_1 | | $S_1 + S_2$ | |

Tabla II - 29. Relaciones blastésis/deformación en anfibolitas del Grupo de Azuaga .

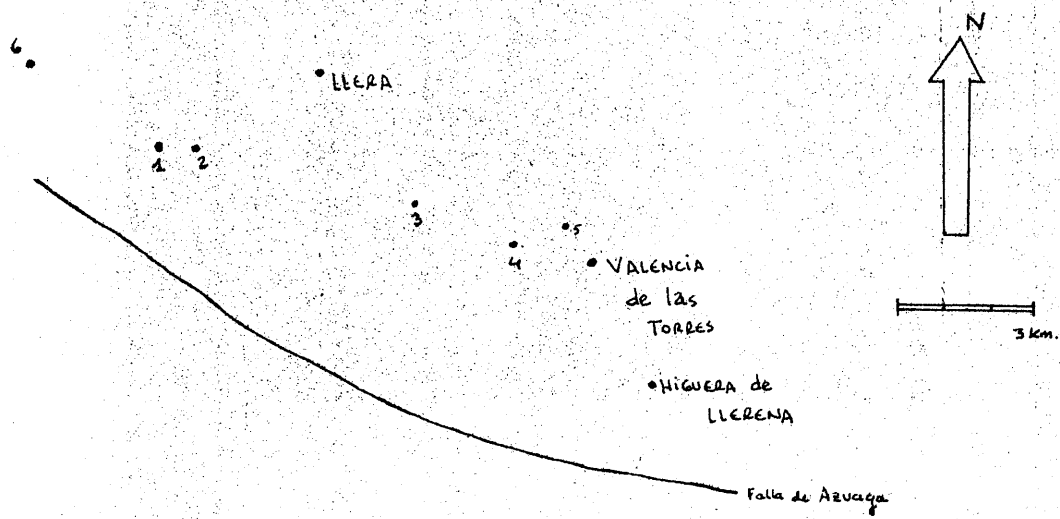


Fig. 2-78. Situación de los diferentes afloramientos de rocas calcosilicatadas y afines que se describen en el texto.

| Muestras : | AFLORAMIENTO 1 | | | | | | | | | AFLORAMIENTO 2 | | | | | |
|-------------|----------------|---|---|---|---|---|---|---|---|----------------|---|---|---|---|---|
| | A | B | C | D | E | F | G | H | I | A | B | C | D | E | F |
| Cuarzo | x | | | x | | | | | | | | | | | |
| Crisotilo | | | | | | | | | | x | x | x | x | | |
| Diópsido | | x | | x | | | | | | x | x | | | | |
| Epidota | | | | x | | | | | | | | | | | |
| Calcita | | | | | | | | | | | | | x | | |
| Granate | x | | x | | x | | | x | | | | | | | |
| Clorita | | | | | | | | | | x | x | x | x | x | x |
| Magnetita | x | x | x | x | x | x | | | x | | | | | | |
| Plagioclasa | x | x | x | x | x | x | x | | x | | | | | | |
| Olivino | | | | | | | | | | x | x | x | | | |
| Pargasita | x | | x | | x | x | | x | x | x | x | x | | x | x |
| Actinolita | x | | x | | x | | | x | | | | | | | |
| Hematites | | | | x | | | | | | | | | | | |

Tabla II-30.
Composición mineralógica
de muestras de las rocas
calcosilicatadas del
Grupo de Azuaga.

Aunque es difícil establecer la sucesión de asociaciones, en el Afloramiento 1 parecen distinguirse las siguientes:

- 1 diopsido — ?
- 2 anfíbol-granate- ?
- 3 cuarzo- esfena- epidota- menas metálicas- actinolita.
- 4 esfena- menas metálicas- albita- oligoclasa- cuarzo.

En el Afloramiento 2 se distinguen:

- 1 diópsido - olivino.
- 2 pargasita-
- 3 calcita- clorita.
- 4 serpentina (crisotila).

En cuanto a las rocas originales, se puede pensar que serán calizas en los afloramientos (1) y calizas + dolomías en el afloramiento (2), dada la abundancia de serpentina. Por lo que se refiere a las condiciones de metamorfismo, hay que admitir la presencia de varios episodios metamórficos. Lo reducido de los afloramientos y la alteración de las muestras no ha permitido establecer con precisión los originales, pero se pueden identificar diversos aspectos de interés:

1º) Presencia de Diopsido.— Significa que se alcanzaron temperaturas de unos 500°C a 1 Kb, y fluido prácticamente consistente en CO_2 , o bien algo superior a 500°C si el fluido contenía parte de H_2O (METZ y WINKLER, 1.964). En este sentido, la ausencia de Tremolita indicaría más bien que la fase fluida consistía en CO_2 . A pesar de todo, como la presión de confinamiento debió ser superior a 1 Kb, la t^{a} pudo ser próxima a 600° .

2º) La presencia de Granates y Anfíboles. Sugiere una posterior incorporación de H_2O a la fase fluida y descenso probable de temperatura.

3º) La Ausencia de Wollastonita. Permite suponer que el metamorfismo regional no alcanzó en ninguno de los episodios facies de grado alto, lo que contrasta con las asociaciones de grado alto de fase 1, descritas en la Formación de las Grullas.

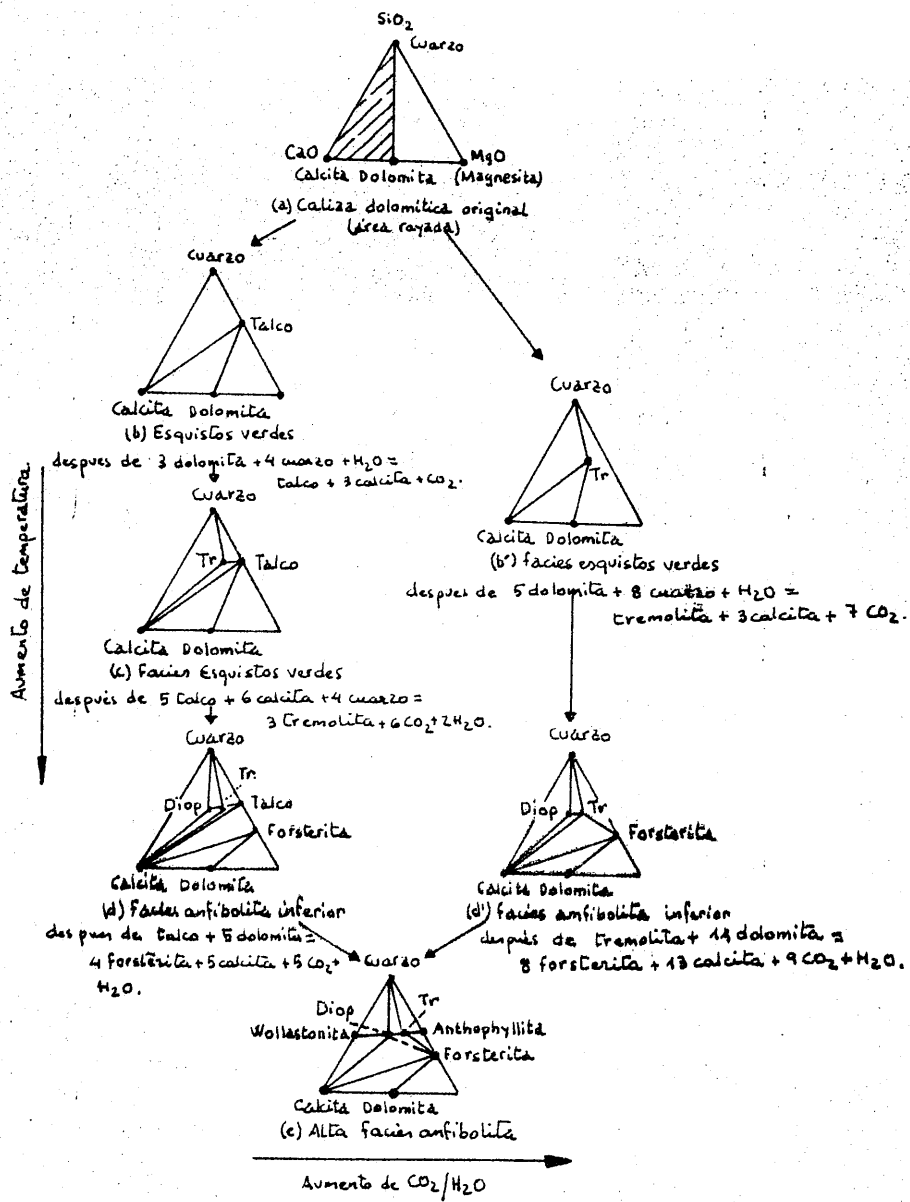


Fig.2-79. Cambios progresivos en las relaciones paragenéticas en calizas dolomíticas silíceas en presencia de CO₂/H₂O. Diop. Diópsodo. Tr. Termolita.

Según MIYASHIRO (1974).

SW

NE

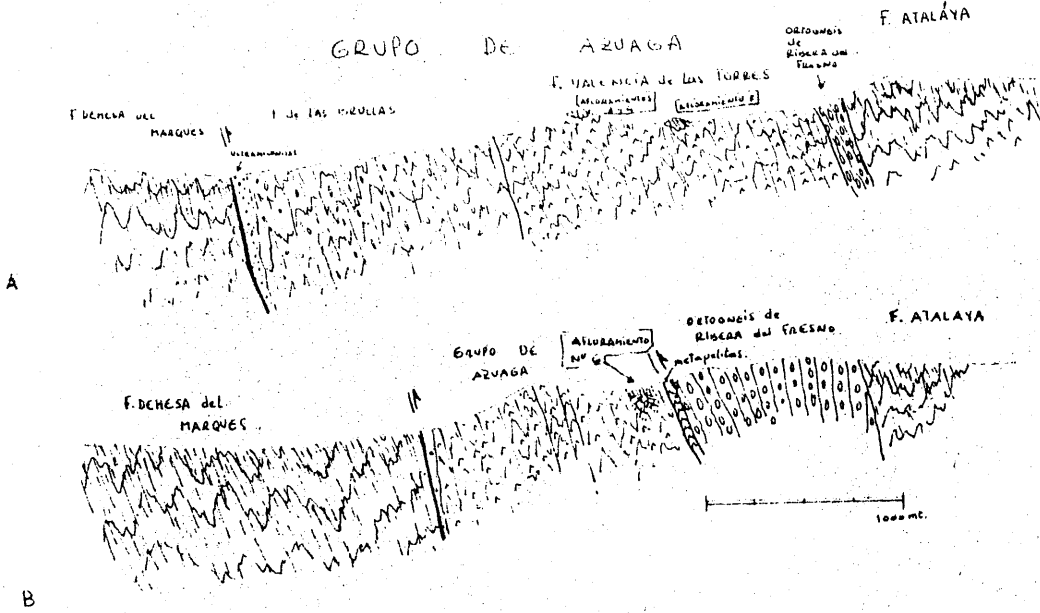


Fig. 2-80. Cortes estructurales al W de Valencia de las Torres (A) y de Llera (B). Se indican la posición de las rocas calcósilicatadas del Reventón (af.5 en A) y de las ofiçalcitas (af. 3 y 4 en A) que se suponen intercaladas aunque las condiciones de observación no permitan constatarlo. Igualmente se sitúa el af.6 en B que constituye una incógnita en cuanto a edad y significación.

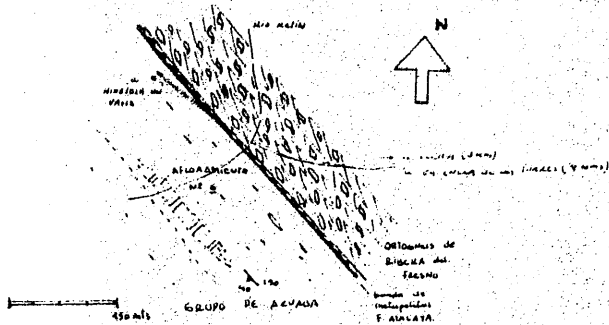


Fig. 2-81. Detalle cartográfico de la ubicación y morfología del afloramiento 6.

4º) - La Abundancia posterior de Albita, Serpentina, Clorita, Oxidos, etc.
Señala una progresiva abundancia de H₂O.

Afloramientos 3, 4 y 5. CHACON (1.974) definió la Formación del Reventón como un conjunto de calizas metamorfozadas, milonitizadas y brechificadas. Posteriormente, sin embargo, decidió incluirlas como parte del complejo metamórfico que constituye el Grupo de Azuaga, dentro de la Formación de Valencia de las Torres. La característica que hace posible incluir tales mármoles en la Formación de Valencia de las Torres es la textura cataclásica que presentan. No obstante, su posición e interpretación es problemática. Más aún lo es la interpretación del afloramiento nº 6, como se verá.

La fig. 2-80 expresa la ubicación tectónica de los afloramientos. Sobre el terreno, en el caso de los afloramientos 3, 4 y 5, no es posible conocer la S₀. La esquistosidad observable es N 140, como en el Conjunto de la Formación de Valencia de las Torres.

Los afloramientos 3 y 4 se alinean en una estrecha banda de unos 10 metros de espesor, que aflora visiblemente en esos dos puntos, y deja bloques y fragmentos sueltos en puntos intermedios. Esta banda se alarga en dirección N 140.

Las muestras son de grano fino, compactas, tenaces, color gris, y en abundantes filones y huecos rellenos de carbonatos ricos en hierro. Al microscopio presentan una mesostasis totalmente granulada, que puede corresponder a minerales reemplazados por serpentina, sobre la que crecen idioblastos de carbonato, concentrados en pequeños huecos y filones. También se han determinado clorita, pistacita, albita y abundantísimos óxidos de hierro. Aparece muy cerca del Ortogneis de Ribera del Fresno, como se aprecia en el esquema de la fig. 2-81. Se compone de rocas ocreas, de aspecto pelítico calcáreo, con S marcada y sin aspecto metamórfico. No presentan pliegues, linearidades o síntomas de tectonización.

Al microscopio, la roca no es más expresiva y se compone de un fino agre-

gado de cuarzo, albita y carbonatos, con abundantes óxidos y abundantes rellenos de carbonatos idiomorfos.

La interpretación más lógica podría ser, como se verá en el capítulo siguiente, considerar este afloramiento como un sedimento pelítico-calcáreo depositado entre las fases II y II, o post fase III. Sin embargo, es difícil explicar la ausencia de efectos metamórficos dada su ubicación tectónica, de no ser que se trate de sedimentos vulcanodetríticos del Paleozoico superior.

2.3.2.3.3.3.- EL SECTOR DE MINA AFORTUNADA -PINOS

Al W de la Sierra de Pinos y Hornachos, en el curso medio del Rio Matachel, se encuentra un antiguo y ruinoso poblado minero, que en unos mapas responde al nombre de Pinos, y en otros al de Mina Afortunada. Se trata, por indicios minerales encontrados en muestras de las escombreras, de un yacimiento de galena y pirita, explotado probablemente a principios de siglo según las informaciones populares. El yacimiento se sitúa en gneises milonitas con biotita, que recuerdan los de Higuera de Llerena. El afloramiento se dirige hacia el S y se cierra en unas estrechas y complejas bandas muy deformadas, donde contactan directamente con Cuarcitas Negras de la Formación de Puebla del Prior. Hacia el Norte, el afloramiento se prolonga hasta desaparecer bajo la cubierta plocuaternaria de la Tierra de Barros suroriental. Antes de ello, la carretera de Villafranca de Barros a Palomas ofrece un corte que describiremos en la fig. 2-82.

Sobre el conjunto de gneises milonitas aparecen anfibolitas, gneises anfibólicos y gneises cataclásticos. Esta secuencia es asimilable al Grupo de Azuaga. Sobre éste aflora la Formación de Puebla del Prior, con abundancia de cuarcitas negras al N del rio Matachel y al SW de Hornachos.

La estructuración general está marcada por la directriz N 170-180, mientras que las relaciones tectónicas entre la Formación de Puebla del Prior y el Grupo de Azuaga no quedan claras, por las razones que se apuntaron al estudiar la primera. Es decir, porque, si bien hay apariencia de discordancia

| Referencia | Rasgos principales de la fábrica microscópica. | Cuarzo | Ortosa | Microclina | Oligoclasa | Andesina | Biotita | Mica blanca | Cianita | Hornblenda | Opacos | Titanita | Apatito | Autillo | Clorita | Pistacita | Granate | Clasificación |
|------------|--|--------|--------|------------|------------|----------|---------|-------------|---------|------------|--------|----------|---------|---------|---------|-----------|---------|--------------------|
| 22030 | Nematoblástica 3 S _o . | x | x | | x | | x | x | | | | x | | | x | | x | Gneis . |
| 22020 | Cataclástica. Fina. | x | x | | x | | x | x | | | x | x | x | | x | | | Esquisto milonita. |
| 21030 | Cataclástica. Gruesa. | x | x | | x | | x | x | x | | x | x | x | | x | | | Gneis milonita. |
| 21040 | Cataclástica. Gruesa. | x | x | | x | | x | x | | | x | x | x | x | x | | | Blastomilonita. |
| 21020 | Cataclástica. Gruesa. | x | x | | x | | x | x | | x | x | x | x | x | x | | x | Milonita. |
| 21010 | Nematoblástica fina. | x | x | x | x | | | | | x | | x | | | x | | | Gneis alcalino. |
| 21050 | Cataclástica gruesa. | x | x | | x | x | x | x | | | | x | x | | x | x | x | Blastomilonita. |

Tabla II-31. Descripción resumida de muestras del Grupo de Azuaga aflorante en el sector próximo a Mina Afortunada.

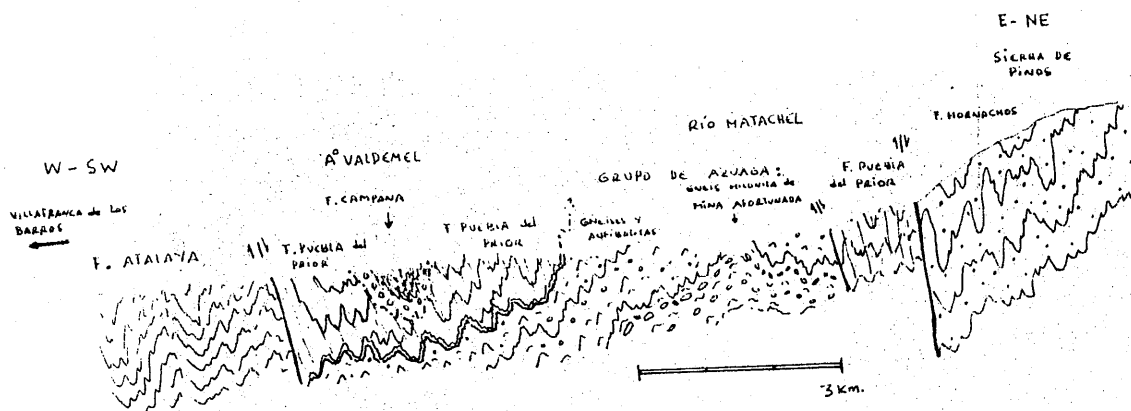


Fig. 2-82. Corte estructural al W de Hornachos por Mina Afortunada (Pinos). El contacto entre la Formación de Puebla del Prior y el Grupo de Azuaga se indica con una interrogación que recuerda el dudoso significado del mismo. Puede interpretarse como de origen estratigráfico o primario por discordancia entre ambas unidades litoestratigráficas y ello conduciría a importantes implicaciones generales que se han discutido ampliamente en el texto. También puede tratarse de un contacto tectónico ligado a un episodio de tectónica tuncencial probablemente anterior a la fase I hercínica que pliega ambos conjuntos. Escala vertical adaptada a la mayor variedad del corte estructural.

intraprecámbrica, no hay argumentos estratigráficos tales como conglomerados, o areniscas, mientras que la abundancia de Cuarzitas negras es algo general en la Formación de Puebla del Prior. Si se rechaza esta posibilidad, habría que considerar la de admitir una Fase de Mantos de Corrimiento o de Tectónica Horizontal Pre Fase I. Sobre esta cuestión volveremos en el Capítulo próximo.

Como puede apreciarse en la Tabla II-31 no hay diferencias que destacar respecto al conjunto del Grupo de Azuaga.

2.3.2.3.3.4. --ROCAS IGNEAS ASOCIADAS

Se consideran tales las rocas situadas en momentos diferentes al depósito de los materiales originales y, en consecuencia, con bordes bien circunscritos respecto a las rocas del Grupo de Azuaga. Entre estas rocas se encuentran las Anfibolitas de origen orto, que se han descrito conjuntamente con la Formación de Valencia de las Torres, aunque no se sabe si originalmente han sido coladas o sills. Además, aparece el Ortogneis de Ribera del Fresno, y un dique de rocas básicas postorogénicas en las inmediaciones de Higuera de Llerena. El Ortogneis de Ribera del Fresno se estudiará en un capítulo aparte. A continuación veremos características del dique básico de Higuera de Llerena.

Situación. El esquema de la fig. 2-83 sitúa geográficamente al dique. Se trata de un cuerpo alargado de doscientos metros de longitud por 3 a 5 de ancho, de roca granuda, compuesta por anfíbol verde oscuro, idiomorfo en un entramado cuyos intersicios quedan ocupados por feldespatos rosados.

Al microscopio presenta textura intersertal con cristales idiomorfos, de hasta 1 cm de hornblenda verde/parda y matriz de ortosa perlítica, y escaso cuarzo. Como accesorio se observó titanita. Como accidental, piritita y clorita. La roca no está orientada, ocupa una fractura de dirección N 140, y tiene un aspecto muy homogéneo.

La ausencia de piroxenos y olivino no puede afirmarse rotundamente, por

cuanto no se ha muestreado el conjunto del afloramiento.

En el supuesto, sólo presumible, de la presencia de piroxeno, la roca constituiría un Lamprófido.

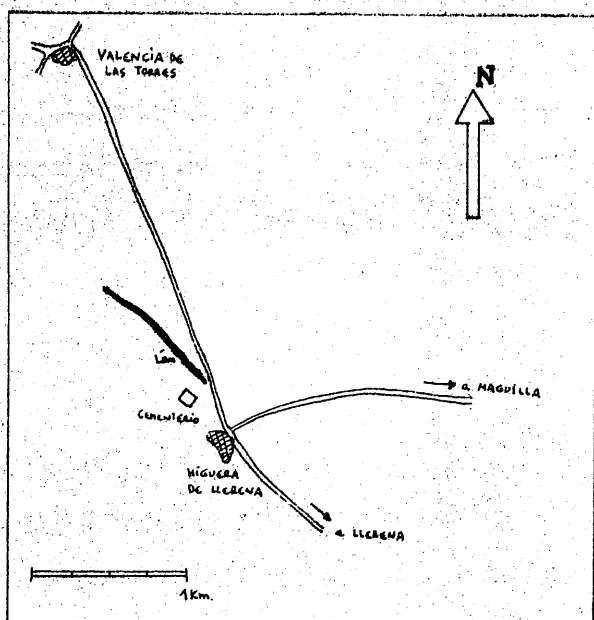


Fig. 2-83. Situación del dique básica, probablemente lamprofidico de Higuera de Llerena.

2.3.2.4. - EL ORTOGNEISS DE RIBERA DEL FRESNO.

Entre las localidades de Ribera del Fresno, Hinojosa del Valle, Llera y Valencia de las Torres, se sitúa un amplio y alargado afloramiento de gneises ocelares rosados (fig. 2-84). Las carreteras que unen a estas localidades, y los cursos de los ríos Retín y Matachel, permiten observar diversas secciones de estas rocas. A primera vista, destaca la fuerte de formación que presentan, la abundancia de porfiroblastos de feldespato potásico y la presencia notable de biotita en una matriz escasa y frecuentemente muy granulada. Igualmente, se aprecia la monótona y homogénea composición de estas rocas, que prestan al paisaje un inconfundible aspecto, marcado por sus resaltes y por una coloración pardo-rosada. Dos esquistosidades penetrativas y continuas deforman a estas rocas. Además, están afectadas por frecuentes fallas y diaclasado más o menos espaciado, de dirección N 70, 100 y 130. Entre las dos esquistosidades continuas, una, la más reciente relativamente, es de fractura y presenta espaciados de uno a varios centímetros. La esquistosidad más antigua rota y envuelve a los porfiroblastos de feldespato potásico y está marcada por lechos de cuarzo, feldespato y mica, de grano muy fino y visiblemente deformados por cataclasis sintectónica (Fig. 2-85 y 2-92).

No es posible distinguir superficies de esquistosidad más antiguas aún, sin que ello sea descartable, dada la intensa deformación sufrida por la roca, que podría haber borrado anteriores estructuras.

El cuerpo gneisico está bordeado por metapelitas con granates y biotita de grano fino, que se disponen en lechos tableados en el mismo contacto con los gneisses (fig. 2-86).

En esta zona se pueden encontrar niveles métricos de gneises enclavados en las metapelitas, a algunos metros de distancia del contacto. Del mismo modo, aparecen fragmentos de metapelitas y cuarzoesquistos en el seno de los gneises, siempre en una franja de pocos metros, cercana al contacto (fig. 2-87).

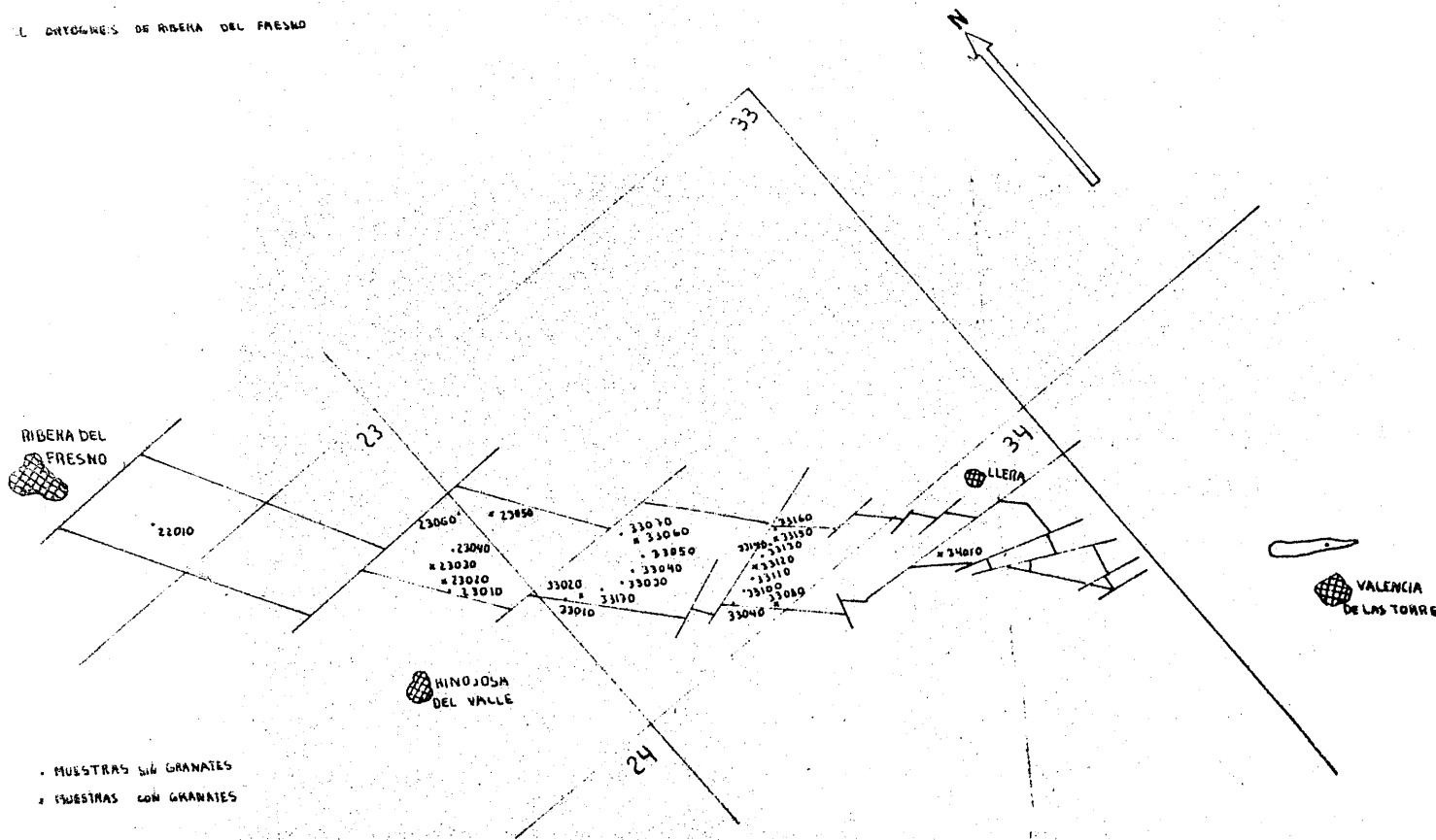


Fig. 2-34. Aforamientos del Ortogonis de Ribera del Fresno y situación de las muestras estudiadas. Escala aproximada 1:100.000.

| Referencia | Microfábrica | Cuarzo | Ortosa | Albita | Oligoclasa | Mirmequita | Biotita | Mica, blanca | Granate | Zircón | Apatito | Titanita | Clorita | Rutilo |
|------------|---------------|--------|--------|--------|------------|------------|---------|--------------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|
| 34010 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 44990 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33160 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33151 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33152 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 33140 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33131 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33132 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33121 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 33122 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 33123 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33110 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33100 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33071 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33072 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33060 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 33050 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33040 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33030 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33170 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23010 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23020 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 23031 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23032 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 23040 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23060 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23052 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 23051 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |

Tabla II - 32. Descripción resumida de muestras del
Ortogneis de Ribera del Fresno.

| Referencia | Microfábrica | Cuarzo | Ortosa | Albita | Oligoclasa | Mirmequita | Biotita | Mica blanca | Granate | Zircón | Apatito | Titanita | Clorita | Rutilo |
|------------|---------------|--------|--------|--------|------------|------------|---------|-------------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|
| 33021 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |
| 33080 | Porfiroblást. | x | x | x | x | x | x | x | | x | x | x | x | x |

Tabla II - 32. Descripción resumida de muestras del Ortogneis de Ribera del Fresno.

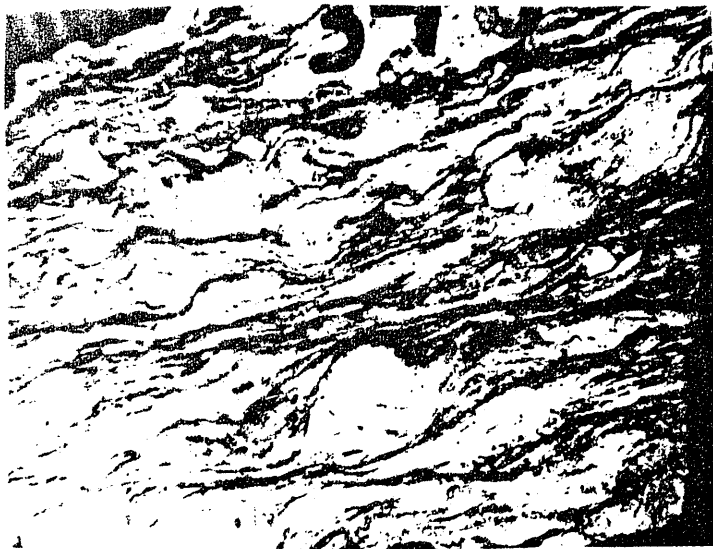
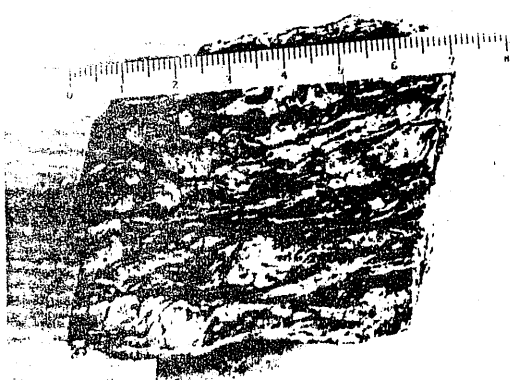


Fig. 2-66. La fábrica del Ortogneis de Ribera del Fresno a la escala de la muestra. Superposición de esquistosidades. Los porfiroblastos de perlitita presentan los diferentes dominios del "augen" rotados en sentido sinistral en las ilustraciones. Una esquistosidad gruesa de espaciado superior al centímetro delimita microfilitas con estructura interna resultado de la superposición de dos fases de deformación. Esta estructura interna consta de una primera esquistosidad sinetambrítica, que actúa en sus efectos, y muy penetrativa seguida de una segunda esquistosidad isoclinal y marcada por picos.

Los gneises presentan una linearidad de intersección entre las dos esquistosidades y subparalela al eje "b" de la fábrica que está marcada por el alargamiento de minerales. La esquistosidad de fractura presenta directriz N 140, y buza hacia el NE, a excepción del sector más occidental, donde comienza a disponerse vertical, y tiende a buzarse hacia el SW. La esquistosidad de flujo anterior debió disponerse con directriz 160-170, a juzgar por su disposición respecto a las superficies N 140, que la cortan.

Descripción Microscópica.

Se trata de gneises ocelares, formados por un volumen elevado de cristales de ortosa pertítica, de tamaño medio $1 \times 0,5 \times 0,5$ cms (35 medidas), en matriz muy deformada y compuesta por cuarzo, oligoclasa, biotita, moscovita, granate, apatito, zircón, titanita, rutilo, magnetita y clorita.

La Tabla II-32 resume la composición mineralógica de las muestras estudiadas cuya situación queda reflejada en la fig. 2-84.

El Feldespato Potásico es una Ortosa microlinizada, fuertemente pertítica, de composición próxima a $Or_{70}Ab_{30}$. La pertitización se produce en manchas, venas y pelliculás, y guarda relación con la deformación de los cristales. Se ha podido estimar aproximadamente la proporción de Ab, mediante contaje de puntos sobre cristales de ortosa. La Tabla II-34 resume estos datos, así como los referentes a medidas de $2V_x$ y $n_{\mu\alpha}$.

Esta proporción de albita implicaría una temperatura de formación elevada para el feldespato original anterior a la desmezcla y exsolución. Los "blastos" de ortosa están muy deformados. Están atravesados con frecuencia por fracturas, que los cizallan hasta dividirlos en fragmentos que tienden a configurar una forma adaptada a las esquistosidades de la roca.

Sus bordes presentan frecuentes granulos de cuarzo y "mirmequitas" que se extienden a veces en la mesostasis de la roca. Presentan restos de halos de plagioclasa, de composición An_{3-6} , a diferencia con la plagioclasa de la matriz o mesastasis, que tiene composición de oligoclasa. Esta plagiocla-

sa se presenta en blastos subidiomorfos deformados y con zonación muy débil y poco frecuente.

El cuarzo se presenta relleno de fracturas en el interior de la ortosa, o bien en la matriz muy deformada, en granulos muy estirados, "ribbons", que envuelven a los porfiroblastos de ortosa. También aparecen recristalizados a partir de las texturas en fajas o ribbons anteriores, cuya forma exterior guardan, si bien la recristalización entre antiguos cristales ha borrado, parcial o totalmente, la textura estirada inicial.

La Biotita es relativamente abundante, desorientada y deformada por la esquistosidad de fractura, con pleocroismo intenso pardo rojizo a tenue, y rica en rutilo y zircon, con abundantísimos halos negros de radiactividad (zircones metamicticos).

Con frecuencia, en las muestras que se indican en la fig. 2-84, sustituyen a granates cuyos relictos deformados y granulados quedan dispersos en la matriz orientada.

Estos granates tienden a aparecer en muestras del borde del cuerpo gneissico, si puede estimarse significativa la muestra estudiada de rocas.

En cualquier caso, el granate debió originarse durante una fase metamórfica anterior a la esquistosidad de flujo que lo granula intensamente.

Es abundante igualmente la moscovita rica en rutilo y óxidos de hierro, que aparece ocupando flecos o bordes de biotita.

También abundan, además del mencionado zircón, apatito, titanita y óxidos opacos.

Clorita aparece como producto de alteración de biotita y granates.

Relaciones entre Blástesis y Deformación.

Los diferentes minerales metamórficos presentes en la roca guardan unas relaciones texturales entre si, y con las superficies de esquistosidad que se pueden expresar graficamente en la Tabla II-33. En este esquema puede verse como los únicos minerales anteriores al metamorfismo serían ortosa

| | F _A | | | F _B | | F _C | | F _D | | F _E | |
|-------------|------------------|-----|------|--------------------------|------|---------------------------------|------|-----------------|------|---------------------|------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post |
| Cuarzo | | | | | | | | | | | |
| Ortosa | | | | | | | | | | | |
| Oligoclasa | | | | | | | | | | | |
| Albita | | | | | | | | | | | |
| Mica blanca | | | | | | | | | | | |
| Biotita | | | | | | | | | | | |
| Granate | | | | | | | | | | | |
| Clorita | | | | | | | | | | | |
| Titanita | | | | | | | | | | | |
| Apatito | | | | | | | | | | | |
| Zircón | | | | | | | | | | | |
| S formada | S ₁ ? | | | S ₂ (160-170) | | S fractura centimétrica. N 140. | | Fracturas N 140 | | Fracturas N 30-110. | |

Tabla II - 33. Relaciones blastésis/deformación en el Ortogneis de Ribera del Fresno.

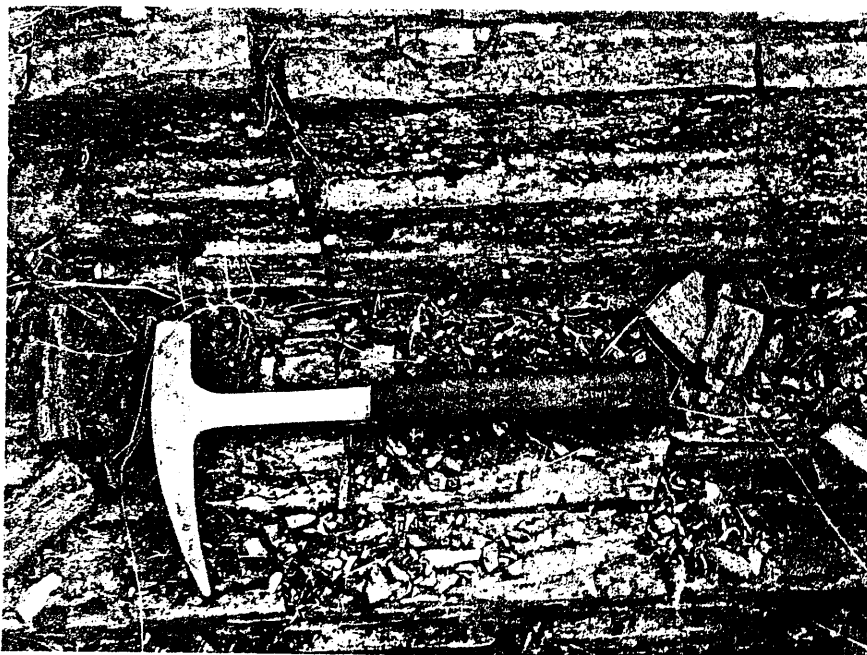


Fig.2-86. Las metapelitas de la Formación de la Atalaya en el contacto con el Ortogneis de Ribera del Fresno. Se desarrolla una esquistosidad subparalela al contacto con el cuerpo gneisico que confiere un tableado característico a las metapelitas.

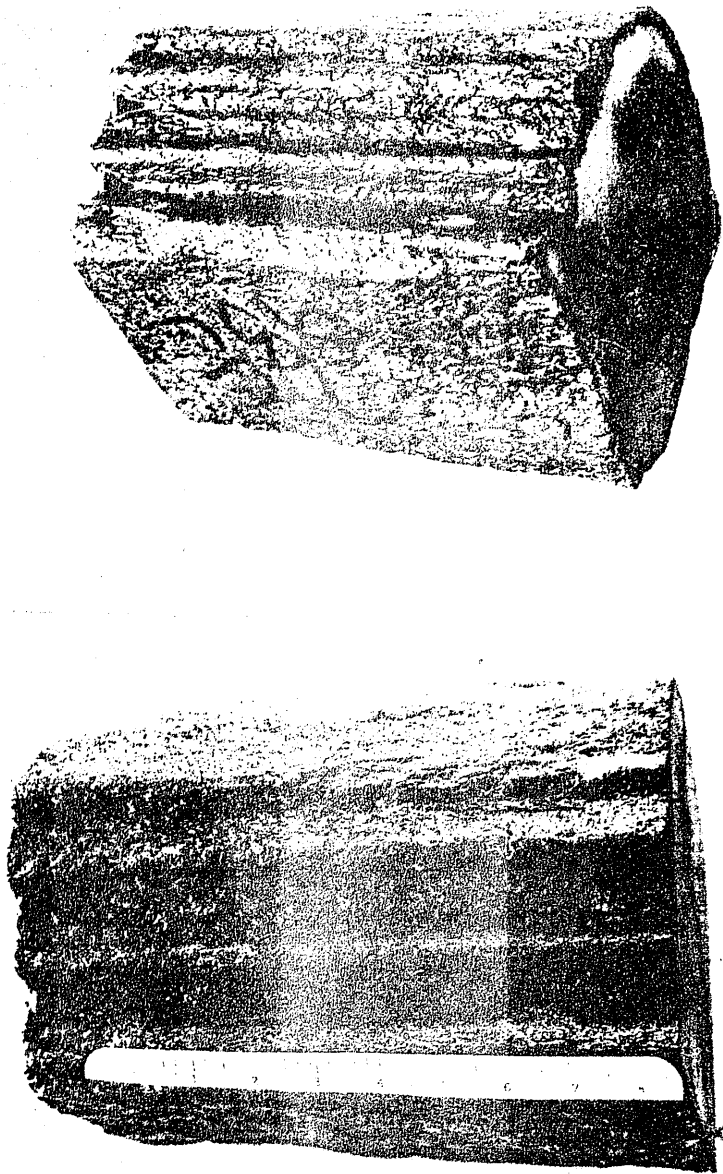


Fig.2-86. Detalle de la esquistosidad de fractura del contacto. En la foto superior el borde oscuro de la sección pulida corresponde a un nivel cuarzoso delimitado por una superficie-S que es plegada por esta esquistosidad. Los pliegues son abiertos de tipo crenulación a escala centimétrica.

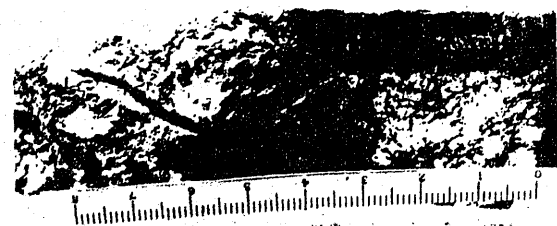
y zircón. El resto parece estar originado durante episodios de recristalización y neomineralización (blastesis), que acompañaron a las fases de deformación expresadas en la roca.

El granate está triturado y adaptado a la que consideramos esquistosidad de flujo, cuyos efectos sobre la matriz de la roca presentan aspecto similar a la cataclasis. Así, hacen de cuarto acintado (ribbons), se estiran según esta esquistosidad que envuelve a los porfiroblastos de ortosa, pero también encierra los granulos de granate triturados. (Fig. 2-88)

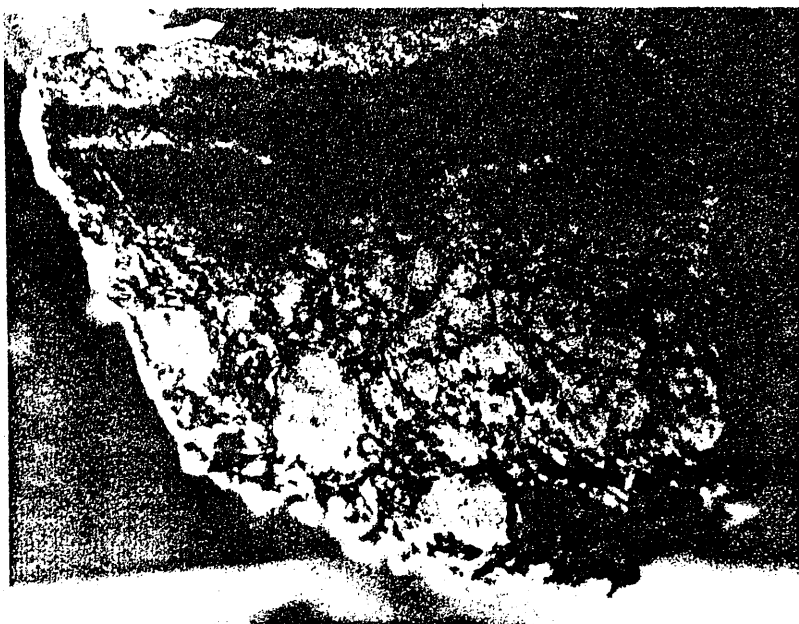
De este modo, cabe suponer al Granate como preorogénico respecto a esta fase de efectos cataclásticos (F_B), aunque no sea posible establecer si su blastesis se produjo con posterioridad (postcinemático) a una anterior fase de deformación cuyos efectos pudieran haber sido borrados ($F_A?$). No es posible, sin embargo, descartar esta posibilidad, que se discutirá más ampliamente al considerar la evolución metamórfica de las metapelitas encajantes. En efecto, en éstas, Formación de la Atalaya, sí existe una esquistosidad de flujo no cataclástico, que es atravesada por granates que deben ser considerados de la misma asociación que los que aparecen en los gneises de Ribera del Fresno. Una fase de deformación de directriz similar a la que denominamos F_B en estos gneises, es decir, de directriz N 170, aparece también en las metapelitas de Atalaya, envolviendo a los granates.

La plagioclasa metamórfica es oligoclasa y crece desorientada respecto a la esquistosidad de F_B . Igualmente aparecen biotita y mica blanca desorientadas y deformadas por la esquistosidad de F_C . Nuevas subfábricas de biotita y moscovita aparecen adaptadas a la F_C y pueden interpretarse como sin F_C .

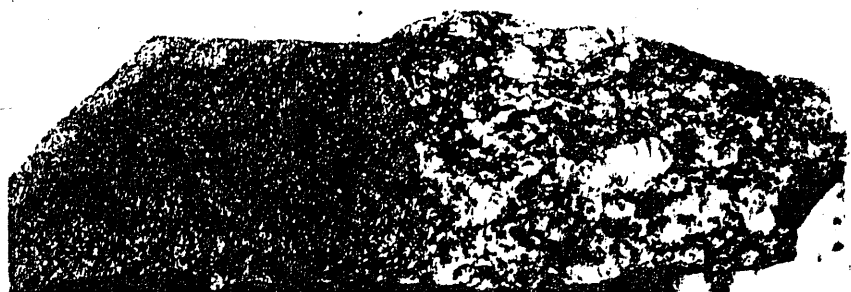
En cualquier caso, el esquema textural no es tan preciso como llega a serlo en las metapelitas. La razón principal es el mayor tamaño de grano y heterogeneidad de la fábrica, debido a la presencia de dominios premetamórficos muy abundantes (más del 40%, ortosa), y de una escasa matriz muy deformada entre los feldespatos, que son relativamente más resistentes. Hay que establecerlas fundamentalmente en la matriz donde se encuentran los



a)



c)



b)

Fig.2-47. Xenolitos de metapelita en el ortogneis de Ribera del Fresno. Los esquistos presentan evidencias de deformación posiblemente anteriores al cuerpo granítico original. En a) y c) se distinguen trazas de esquistosidades perpendiculares prácticamente a las que deforman el ortogneis. La composición química del cuerpo ígneo se ve modificado en la proximidad de los xenolitos como puede verse en el texto.

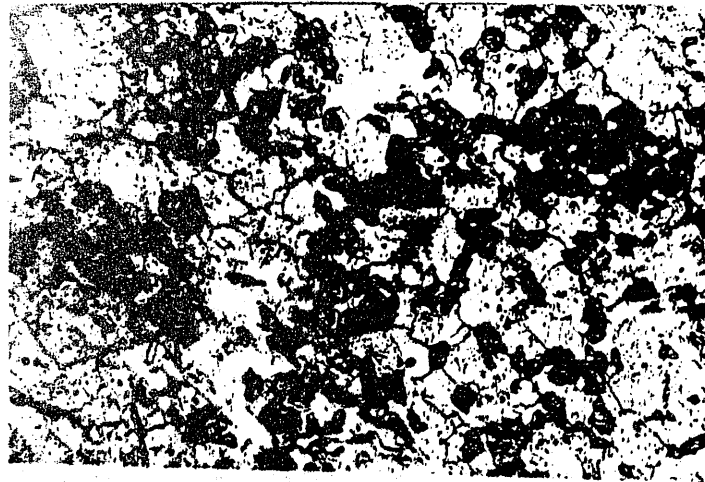
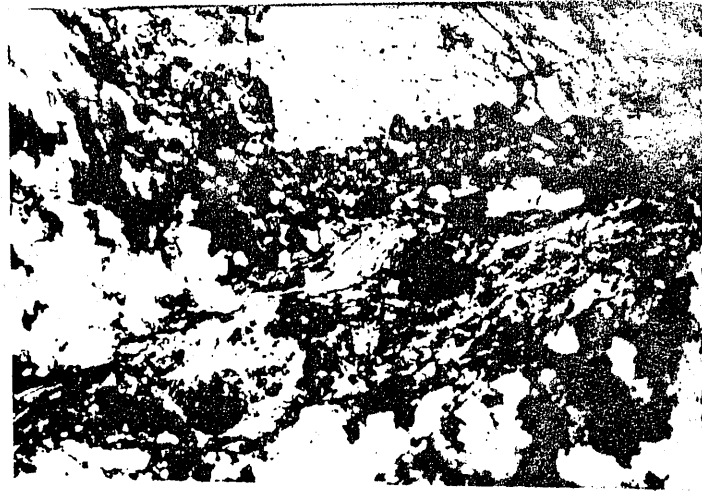


Fig. 4-88. Aspecto microscópico de granates triturados en el ortogneis de Ribera del Fresno. Los fragmentos se ven envueltos por biotita y opacos formados a sus expensas. Cuando la matriz cuarzo-feldespática recristaliza quedan los fragmentos en los intersticios. $\times 75$, $\times 75$, $\times 92$ y $\times 140$.

| | \bar{X} | σ | n | mm. recorrido |
|----------------|-----------|----------|----|---------------|
| $2V_x$ | 69 | 8.45 | 16 | - |
| $N_p \wedge a$ | 7.5 | 3.2 | 7 | - |
| % FdK | 70 | - | - | 265 |
| % Ab | 30 | - | - | 114 |
| Total | - | - | - | 319 |

Tabla II-34. Composición modal, $2V_x$ y ángulo $N_p \wedge a$ de porfiroblastos de ortosa peritítica del ortogneis de Ribera del Fresno. Se expresan la media \bar{X} y desviación típica σ de los ángulos $2V_x$ y $N_p \wedge a$, así como el número n de medidas realizadas.

minerales metamórficos, las relaciones texturales.

Con posterioridad a la fase C se producen etapas de fracturación que, a gran escala, producen fallas N 70, 100 y 130, y a pequeña escala van acompañadas de fracturas y diaclasado, a veces muy poco espaciado.

La Subfábrica de Cuarzo. Los diagramas equiareales de la figura 2-89 expresan la disposición de la subfábrica de cuarzo de los gneises. Se han medido un total de 1.100 ejes 0001 de cuarzo, cuyas orientaciones se han proyectado para dibujar áreas iguales en densidad, distribuidas en un círculo de proyección cuyo centro está ocupado por el eje "b" de la fábrica. Este eje "b" es de dirección general 30 — N150, y está marcado por una linealidad de intersección S_B/S_C . La posición de los ejes "c" y "a", perpendiculares a la foliación principal (esquistosidad C) y al eje "b" respectivamente, está reflejada con menor exactitud en los diagramas. Frecuentemente las secciones no eran exactamente perpendiculares al eje b, por lo que se tomaba como referencia un eje "a'" subparalelo al "a" real. Más difícil era resolver la posición del eje c al tratarse la esquistosidad C de una foliación gneílica más o menos grosera, como corresponde a una esquistosidad de fractura en una roca de este tipo. En consecuencia, el plano b a' de los diagramas no siempre era paralelo al plano de la esquistosidad general, y, en consecuencia, tampoco al eje c' refleja la posición precisa del eje C. A pesar de todas estas aproximaciones, una primera comparación de los diagramas indica una marcada homogeneidad de la subfábrica de cuarzo. Como puede verse, la dispersión de las medidas no es muy elevada, y se producen concentraciones en forma de guirnaldas menores en torno al eje a'. También se concentran en máximos relativos dispuestos en posición oblicua entre los planos ab y bc. En otros casos hay una marcada adaptación de la foliación ab.

Estos máximos concentrados en torno al plano a b y próximos al eje a indican como los ejes 0001 se organizan dentro del plano de foliación pero

transversales a la linealidad "b". Los máximos oblicuos entre a b y b c podrían reflejar orientaciones relictos de ejes 0001 pertenecientes a blastos adaptados a la S_B anterior a la expresada por el plano b a.

De este modo se confirma en la subfábrica de cuarzo la disposición estructural, antes comentada, producto de la superposición de dos fases de deformación.

Predomina la orientación en torno al plano ba (S_C N 140), con ejes 0001 transversales, y permanece otra subfábrica anterior de cuarzos orientados en torno a un plano que tiende a bisectar el ángulo a'bc'.

No hay evidencias de otras orientaciones o subfábricas. Esto indica la escasa penetrabilidad de las deformaciones posteriores a C.

Composición Química del Ortogneis de Ribera del Fresno.

La Tabla II-35 indica la composición química de 11 muestras del ortogneis. Los análisis se realizaron mediante absorción atómica en el laboratorio de Análisis del I.G.M.E., bajo la dirección del químico Dr. MARTIN RUBI. No se dispone de datos de errores estadísticos metodológicos de dicho laboratorio. Tampoco se ha realizado un estudio del error inherente al tamaño y heterometría de grano, y la preselección y selección de las muestras para el análisis químico. Las muestras se recogieron con un peso de 500g, a partir de este peso se seleccionó por fraccionamiento aleatorio 100 g tratado por trituración mecánica. A partir de la muestra de polvo resultante, se obtuvo la pequeña cantidad necesaria para los análisis químicos. El Dr. MARTIN RUBI envió análisis por elementos, que posteriormente se recalcularon en porcentajes de óxidos.

El Fe_2O_3 incluye el Fe total, puesto que no pudo conocerse los porcentajes correspondientes a Fe^{xx} y Fe^{xxx} . Tampoco se analizaron contenidos en fósforo, lo que impide conocer la proporción de apatito que, según los datos petrográficos, no es despreciable. Tampoco se conoce la proporción de agua de hidratación que no se calculó en el laboratorio.

| | 33160 | 33150 | 23060 | 33140 | 33070 | 33060 | 33050 | 33040 | 33110 | 23010 | 33020 | \bar{X} | σ | n |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-----------|----------|----|
| Si O ₂ | 74.79 | 72.91 | 75.74 | 73.74 | 74.15 | 73.69 | 73.12 | 73.83 | 73.95 | 75.16 | 66.45 | 74.11 | 0.84 | 10 |
| Al ₂ O ₃ | 13.60 | 14.20 | 12.84 | 13.86 | 13.86 | 14.43 | 14.36 | 13.86 | 13.86 | 13.56 | 15.90 | 13.84 | 0.43 | 10 |
| K ₂ O | 5.12 | 5.22 | 5.00 | 5.87 | 5.60 | 5.43 | 5.30 | 5.16 | 5.60 | 5.03 | 5.06 | 5.33 | 0.27 | 10 |
| Na ₂ O | 3.79 | 3.60 | 3.77 | 3.54 | 3.46 | 2.76 | 3.71 | 3.61 | 3.46 | 3.64 | 3.66 | 3.53 | 0.28 | 10 |
| Fe ₃ O ₄ | 1.82 | 2.98 | 1.88 | 1.93 | 2.10 | 2.50 | 2.32 | 2.39 | 2.10 | 1.96 | 5.29 | 2.20 | 0.34 | 10 |
| Mg O | 0.28 | 0.35 | 0.15 | 0.30 | 0.28 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.15 | 0.52 | 0.27 | 0.06 | 10 |
| Mn O ₂ | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.03 | 0.02 | 10 |
| Ca O | 0.38 | 0.53 | 0.48 | 0.59 | 0.59 | 0.62 | 0.64 | 0.67 | 0.59 | 0.34 | 1.18 | 0.54 | 0.10 | 10 |
| Ti O ₂ | 0.13 | 0.28 | 0.23 | 0.23 | 0.25 | 0.32 | 0.32 | 0.35 | 0.25 | 0.23 | 0.93 | 0.26 | 0.06 | 10 |
| Zr O ₂ | 0.07 | - | - | - | - | 0.07 | - | - | - | - | 0.55 | 0.07 | - | 2 |
| Cr ppM | 50 | 10 | 26 | 18 | 8 | 4 | 30 | 18 | 16 | 34 | 26 | 21 | 13 | 10 |
| Li ppM | 20 | 24 | 26 | 16 | 30 | 32 | 24 | 34 | 16 | 18 | 22 | 24 | 6 | 10 |
| TOTAL | 99.61 | 100.10 | 100.10 | 100.11 | 100.55 | 100.13 | 100.10 | 100.20 | 100.10 | 100.10 | 99.62 | | | |

Tabla II- 35. Composición química de muestras del Ortogneis de Ribera del Fresno. Se han calculado las medias \bar{X} y desviación típica de las diez primeras. La muestra 33020 corresponde al borde del cuerpo contaminado por la presencia de metapelitas.

La Tabla II-36 ofrece un tratamiento estadístico de los diez primeros análisis, que permite conocer la media \bar{x} , desviación típica σ , límite de confianza de \bar{x} en una distribución de Student para el 99% de la población, dispersión relativa V , que mide la proporcionalidad entre σ y \bar{x} , y límite de confianza de σ al 99% de la población total, reconociendo una distribución de Chi cuadrado y dispersión relativa máxima resultante de la σ máxima admisible en los límites de confianza anteriores.

Entre estos aspectos estadísticos se utilizaron como fuentes principales los trabajos de LAFFITE (1.957) y de SPIEGEL (1.969).

El resultado puede resumirse brevemente teniendo en cuenta que el error expresado, tanto en los límites de confianza como en V aumenta progresivamente conforme es menor el porcentaje del óxido que se considere. Así, las dispersiones relativas V de Si O_2 y $\text{Al}_2 \text{O}_3$ es inferior al 5%, de $\text{Na}_2 \text{O}$, inferior al 10%, de $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ (t) y Ca O , inferior al 20%, de Mg O , Ti O_2 , Li ppm , inferior al 30%, y de Cr ppm y de Mn O_2 , inferior al 70%. Esto, considerando que la población muestreada siga una distribución de Student próxima a la normal, como debería ser, dada la aparente homogeneidad del ortogneis. Si la distribución fuera asimétrica, el modelo estadístico que se utilizaría como referencia sería la distribución Chi cuadrado, y, en este caso, las dispersiones máximas de σ podrían ser superiores al doble de las anteriores.

Téngase en cuenta que V es una medida de la relación entre σ y \bar{x} , y que el límite de confianza de σ al 99% en la distribución de Chi cuadrado expresa la expectativa de variación de σ en la población total respecto a la σ obtenida en una pequeña muestra. Respecto al tamaño de la muestra estudiada, hay que tener en cuenta que $N=10$ representa a una población de muestras de 500 grs., equivalente a $N = 22,4 \cdot 10^{10}$, y este número elevado representa a la población total constituida por los casi 40 Km.² de afloramiento superficial en 1m de espesor, y en representación, a su vez, de la prácticamente infinita de muestras de 500 g, que incluirá al cuerpo gnéisico en su totalidad. Es decir, de forma análoga a como se expresa la composición mineralógica de una roca, a partir de un muestreo o contaje

| | N | \bar{X} | $L_{cSt.}$ | σ | V | $L_{cCh.}$ | $V_{max.}$ |
|--------------------------------|----|-----------|------------|----------|-------|------------|------------|
| Si O ₂ | 10 | 74.11 | +
- 2 | 0.84 | 1.13 | 0.55-2.01 | 2.71 |
| Al ₂ O ₃ | 10 | 13.60 | +
-0.47 | 0.43 | 3.10 | 0.28-1.03 | 7.44 |
| K ₂ O | 10 | 5.33 | +
-0.29 | 0.27 | 5.06 | 0.18-0.65 | 12.19 |
| Na ₂ O | 10 | 3.53 | +
-0.30 | 0.28 | 7.93 | 0.16-0.67 | 19 |
| Fe ₃ O ₄ | 10 | 2.20 | +
-0.37 | 0.34 | 15.45 | 0.22-0.81 | 37 |
| CaO | 10 | 0.54 | +
-0.11 | 0.10 | 18.52 | 0.065-0.24 | 44 |
| MgO | 10 | 0.27 | +
-0.07 | 0.06 | 22.22 | 0.04-0.14 | 53 |
| TiO ₂ | 10 | 0.26 | +
-0.07 | 0.06 | 27.08 | 0.04-0.14 | 55 |
| MnO ₂ | 10 | 0.03 | +
-0.03 | 0.02 | 56.66 | 0.013-0.05 | 160 |
| ZrO ₂ | 2 | 0.07 | - | 0 | - | - | - |
| Cr ppm | 10 | 21.4 | +
-13.1 | 14.2 | 54.58 | 8.52-31.4 | 131 |
| Li ppm | 10 | 24 | +
- 6.7 | 6.2 | 25.79 | 4.03-14.8 | 62 |

N : número de análisis.

\bar{X} : Media aritmética.

σ : desviación típica.

L_{cSt} : Límite de confianza del 99% de \bar{X} en una distribución t de Student.

$L_{cCh.}$: Límite de confianza del 99% de σ para la población total en una distribución de Chi cuadrado.

V : dispersión = $\frac{\sigma}{\bar{X}} \cdot 100$. $V_{max.}$: dispersión para σ al 99% de la población total en distribución Chi cuadrado.

TABLA II - 36. Tratamiento estadístico de los análisis químicos del Ortogneis de Ribera del Fresno.

de puntos en una superficie de escasos cm^2 (CHAYES, 1.956), expresamos aquí la composición química de un ortogneis de varios centenares de Km^3 de volumen, a partir de la composición media de 10 muestras de 500 g de peso.

A pesar de estas limitaciones, destaca la clara homogeneidad en la composición de los óxidos mayoritarios, que constituyen más del 96% del volumen total de las muestras. En efecto, la dispersión relativa ponderada para SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y Na_2O , es del 1,88%, lo cuál implica una homogeneidad impresionante si se parte de 10 muestras escogidas al azar entre una población prácticamente infinita. *

Esto es perfectamente coherente con la impresión de monotonía absoluta que presentan los afloramientos del ortogneis de Ribera del Fresno.

La Tabla II-37 presenta datos de la Norma C IPW de las muestras analizadas, así como la media \bar{x} , desviación típica σ , número de muestras N, y dispersión relativa V de los distintos valores normativos. En este caso, los mayoritarios hyp, ilm y mt presentan dispersiones inferiores al 20%, mientras que an se sitúa por debajo del 30% y c por debajo del 50%. La mínima dispersión corresponde a los sálicos, SAL que constituyen el 96,73% (\bar{x}) de la roca, con una desviación típica muy baja $\sigma = 0,67$ y, en consecuencia, una dispersión relativa inferior al 1% (0.87). Esta es otra forma de expresión de la sensible homogeneidad en la composición del ortogneis. Los félicos aparecen en la norma con un porcentaje medio de 3,66% y presentan desviación típica y dispersión relativas más altas (14%). La proporción entre álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) y CaO asciende a 17,09, con una marcada desviación típica de 4,06, que corresponde a una dispersión relativa de las muestras del 24%.

* En realidad, aún si se toma como referencia una población con distribución asimétrica tipo Chi-cuadrado, la dispersión relativa máxima ponderada sería del 4,5%, en base al muestreo de $N = 10$ realizado. Esta V es igualmente muy pequeña, y sólo conciliable con una población altamente homogénea.

| | 33160 | 33150 | 23060 | 33140 | 33070 | 33060 | 33050 | 33040 | 33110 | 23010 | \bar{x} | σ | N | V% |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|----------|----|----|
| qz | 31.74 | 29.76 | 33.06 | 29.04 | 31.92 | 34.50 | 29.28 | 30.84 | 30.06 | 33.24 | 31.34 | 1.76 | 10 | 6 |
| or | 30.02 | 31.14 | 29.47 | 34.47 | 30.58 | 32.25 | 31.14 | 30.58 | 33.36 | 30.02 | 31.30 | 1.51 | 10 | 5 |
| ab | 31.96 | 30.39 | 31.96 | 29.87 | 29.34 | 23.58 | 31.44 | 30.39 | 29.34 | 30.92 | 29.92 | 2.30 | 10 | 8 |
| an | 1.95 | 2.50 | 2.50 | 3.06 | 3.34 | 3.06 | 3.06 | 3.54 | 3.34 | 1.67 | 2.78 | 0.64 | 10 | 23 |
| c | 1.12 | 1.63 | 0.31 | 0.61 | 1.53 | 2.75 | 1.43 | 1.12 | 1.94 | 1.43 | 1.39 | 0.64 | 10 | 46 |
| mt | 1.39 | 2.09 | 1.39 | 1.39 | 1.62 | 1.86 | 1.62 | 1.62 | 1.62 | 1.62 | 1.60 | 0.22 | 10 | 14 |
| hyp | 1.40 | 1.99 | 1.03 | 1.46 | 1.66 | 1.56 | 1.56 | 1.66 | 1.32 | 1.03 | 1.47 | 0.28 | 10 | 19 |
| ilm | 0.30 | 0.61 | 0.46 | 0.46 | 0.61 | 0.61 | 0.61 | 0.61 | 0.61 | 0.46 | 0.53 | 0.10 | 10 | 19 |
| zr | 0.18 | - | - | - | - | 0.18 | - | - | - | - | 0.18 | - | 2 | - |
| SAL | 96.79 | 95.42 | 97.30 | 96.51 | 96.71 | 96.39 | 96.35 | 96.47 | 98.04 | 97.28 | 96.73 | 0.67 | 10 | 1 |
| F | 63.93 | 64.03 | 63.93 | 67.40 | 63.26 | 58.89 | 65.64 | 64.51 | 66.04 | 62.61 | 64.01 | 2.17 | 10 | 3 |
| FEM | 3.27 | 4.69 | 2.88 | 3.31 | 3.89 | 4.21 | 3.79 | 3.89 | 3.55 | 3.11 | 3.66 | 0.52 | 10 | 14 |
| $\frac{K_2O+Na_2O}{CaO}$ | 23.45 | 16.64 | 18.27 | 15.95 | 15.36 | 13.21 | 14.08 | 13.09 | 15.36 | 25.50 | 17.09 | 4.05 | 10 | 24 |
| $\frac{K_2O}{Na_2O}$ | 1.35 | 1.45 | 1.33 | 1.66 | 1.62 | 1.97 | 1.97 | 1.43 | 1.62 | 1.38 | 1.52 | 0.19 | 10 | 12 |

Plagioclasa media : ab:an=30:3. $Ab_{91}An_9$. Q + Or + ab : 100. Media: Q/Or/ab: 34/34/32.

Cantidades moleculares : $Na_2O:6$. $K_2O:6$. $CaO:1$. $Al_2O_3:14$. $SiO_2:124$. $nNa_2O + nK_2O:12 \leq nAl_2O_3:14 < \frac{1}{2}nSiO_2:62$.

TABLA II-37. Parámetros de la norma CIPW y otros para el ortogneis de Ribera del Fresno.

La figura 2-90 permite comprobar la posición de las composiciones correspondientes a las 10 muestras estudiadas, y a su media \bar{x} , en los triángulos Or-Ab-Qz de TUTTLE y BOWEN (1.960) y AFM. En el primero de ellos se puede comprobar cómo las muestras se sitúan en el centro del triángulo abc, reservado a rocas graníticas o riolíticas, mientras que en el segundo se observa una absoluta coincidencia en la posición de las muestras y \bar{x} , y el campo en que se sitúan granitos del batolito de California, según CARMICHAEL et alii, (1.974).

Ambos datos señalan, pues, que la composición química de estas rocas, y de la media \bar{x} , coincide con la del granito medio.

La roca sería saturada y subaluminosa, por cuanto contiene cuarzo (Qz= 34%), y la relación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ es, en proporciones moleculares, sólo ligeramente inferior a la de Al_2O_3 ($12 \approx 14$). De manera consecuente, an es pequeño (2,78%), y sólo los feldespatos deben contener Al_2O_3 en cantidad esencial.

En cuanto a la plagioclasa normativa, sería más bien albita (An9), lo cuál está en correspondencia con la gran abundancia de albita en las venas perfiticas de la Ortosa. La menor abundancia de oligoclasa hace que la composición media sea, expresada en la norma, más sódica.

Donde es más insatisfactorio el resultado de estos análisis es, indudablemente, en los elementos menores Zr O_2 , Ti O_2 y Mn O_2 . La presencia de zircón, titanita, rutilo y granate determina una relativa abundancia, entre los minoritarios, de estos óxidos, circunstancia que no se refleja en los incompletos resultados del Zr O_2 , y escasas proporciones con alta dispersión para Ti O_2 (0,026, 27-35%), y Mn O_2 (0,03, 66 a 160 %).

Finalmente, insistiremos en la necesidad de disponer de adecuados métodos analíticos que permitan conocer las proporciones de Fe O , Fe_2O_3 y P_2O_5 , muy necesarios para el estudio de la norma y comprensión del quimismo de la roca, así como el interés del tratamiento estadístico en las tres fases (muestreo, fraccionamiento y análisis) con el objeto de tener una precisa valoración del significado de la tabla de porcentajes en óxidos obtenida.

2.3.2.4.1.- LA POBLACION DE ZIRCONES DEL ORTOGNEIS DE RIBERA DEL FRESNO.

El estudio estadístico de la población de zircones, expresado en la distribución relativa de sus longitudes y anchuras, permite inferir la procedencia de la roca que la contiene. Esto es especialmente útil en rocas metamórficas en que se puedan admitir distintas posibilidades "orto" y "para", en cuanto al origen de la roca inicial. (LARSEN POLDERVAART, 1.957; POLDERVAART, 1.955, 1.956; KALSBEER, 1.962).

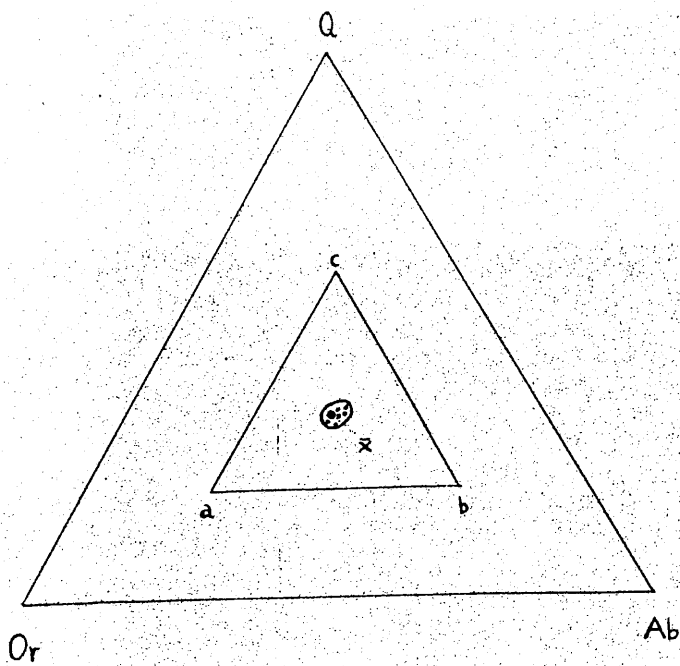
El procedimiento o protocolo de Laboratorio es relativamente simple, y se describe con claridad en el trabajo de LARSEN y POLDERVAART (1.957).

En el caso presente, se procedió del siguiente modo:

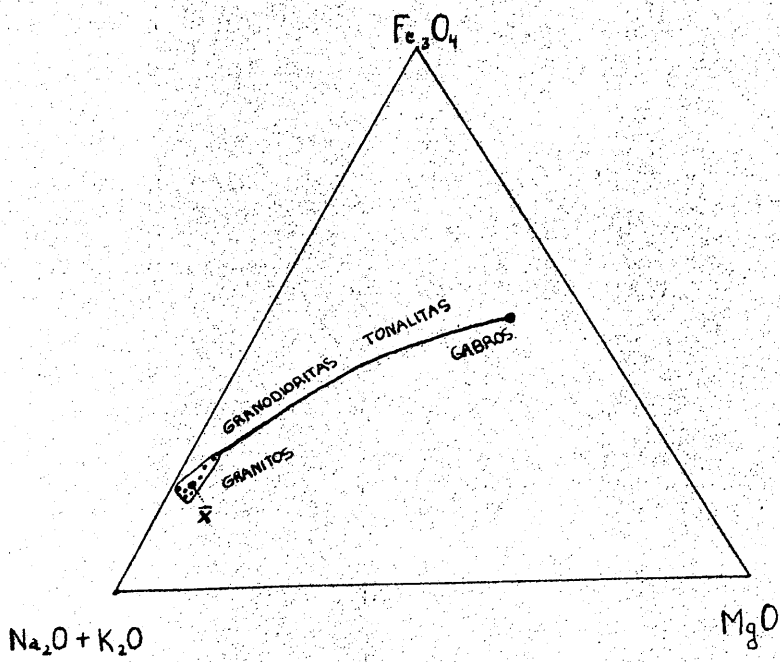
- 1.) Se trituró manualmente 1 Kg. de muestra. Después se completó mecánicamente.
- 2.) Se separó una fracción de 300 grs. que, tras ser tamizada, se distribuyó en tres diferentes fracciones: 91,18 g de tamaño de grano superior a 0,2mm, 97,72 grs., de tamaño de grano inferior a 0,150 mm, y 110,10 grs. de tamaño de grano comprendido entre 0,2 y 0,15 mm.
- 3.) Las fracciones gruesa e intermedia se consideraron apropiadas para el tratamiento posterior.
- 4.) Durante 2 horas se mantuvieron en Cl H concentrado.
- 5.) Lavado y secado.
- 6.) Separación de fracción pesada mediante $\text{CH}_3 \text{ Br}$.
- 7.) Montaje en lámina delgada.
- 8.) Contaje y medición de zircones con ocular micrométrico y objetivo de 6,3 X.

Al no haber realizado una separación magnética previa, la muestra contenía gran cantidad de impurezas que, no obstante, al ser fácilmente diferenciables, no supusieron obstáculo alguno en la medición de zircones.

El objetivo del estudio era, específicamente, conocer la distribución es-



a)



b)

Fig.2-90. Proyección de la composición media del Ortogneis de Ribera del Fresno \bar{X} en los triángulos Q-Or-Ab y $Fe_3O_4/Na_2O + K_2O / MgO$. La posición de \bar{X} indica que la composición química de este cuerpo corresponde plenamente al Granito normal de TUTTLE y BOWEN (1960) (a) y a los granitos del batolito de California según CARMICHAEL et al. (1971) (b).

tadística de longitudes/anchuras y comprobar si se trataba de una población ígnea o bien redondeada por procesos sedimentarios y, por tanto, una población rodada o detrítica.

Los criterios esenciales a tener en cuenta serían los expresados en la Tabla II-38.

El procedimiento adecuado para conocer la distribución de la población de zircones consiste en determinar el Eje Mayor Reducido de la población, según la formulación de POLDERVAART (1.955).

Este eje tiene la propiedad de expresar la correlación dinámica entre grupos de medidas (anchuras y longitudes), y éstas se han utilizado en paleontología para describir las medidas del crecimiento de invertebrados fósiles (IMBRIE, 1.956). Se expresa en una línea de pendiente y posición determinada, representativa de la variación entre anchura y longitud de la población de zircones estudiada, y sirve para compararla con las pendientes de otras poblaciones definidas igualmente por el Eje Mayor Reducido.

Durante el proceso de separación de zircones, una parte de ellos se rompe, mientras que otra parte significativa presenta morfologías anómalas que pueden corresponder o no a zircones rotos. Para evitar imprecisiones, se realizan los cálculos tanto a la población rota (PR), como a la no rota (PNR), y se resume en la población total (PT).

La Tabla II-39 indica los resultados obtenidos del contaje y medición de 533 zircones, de los cuáles 243 parecían estar rotos y 290 parecían completos o idiomorfos (Fig. 2-91).

La elongación media oscilaba entre 1,94 (PR) y 2,44 (PNR), con una resultante de 2,20 (PT).

Estos valores son superiores a los estimados como límite entre poblaciones ígneas y detríticas.

Igualmente, el eje mayor reducido de la población total era suficientemente bajo ($24^{\circ}55'20''$), más aún el de la PNR ($20^{\circ}9'15''$), para considerar la población de zircones como correspondiente a una roca ígnea. La po-

| Criterios | Referencias | Origen | |
|----------------------------|-----------------------------|--------|--------------|
| | | Ígneo | Sedimentario |
| Elongación media | Poldevaart(1955) | 2 | 2 |
| Índice de redondeamiento. | Poldervaart(1956) | débil | alto |
| % de cristales euhedrales. | Poldervaart(1955,
1956) | grande | muy pequeño. |

Tabla II-38. Criterios significativos en la clasificación genética de las poblaciones de zircón.

| | N | \bar{X} mm. | \bar{Y} mm. | \bar{e} | S_x mm. | S_y mm. | α | σ_α | Dd | r |
|--|-----|---------------|---------------|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------------|---------|--------|
| P.T. | 533 | 4.8455 | 2.2044 | 2.1981 | 1.6814 | 0.7812 | 24° 55' 20" | 0.0172 | 29.6831 | 0.5056 |
| P.N.R. | 290 | 4.9351 | 2.0220 | 2.4407 | 1.9320 | 0.7092 | 20° 9' 15" | 0.0213 | 38.5800 | 0.1637 |
| P.Á. | 243 | 4.6989 | 2.4220 | 1.9400 | 1.5740 | 0.8093 | 27° 13' 37" | 0.0643 | 46.861 | 0.0240 |
| <p>N: número de cristales de zircón medidos. \bar{X}: media aritmética de longitud. \bar{Y}: media aritmética de anchura.
 \bar{e}: elongación media=\bar{X}/\bar{Y}. S_x: desviación típica de longitud. S_y: desviación típica de anchura.
 α: pendiente del eje mayor reducido. σ_α: error típico de la pendiente. Dd: coeficiente de dispersión relativa en torno al eje mayor reducido. r: coeficiente de correlación entre \bar{x} e \bar{y}.</p> | | | | | | | | | | |

Obsérvese que la Dd menor aparece en torno al eje mayor reducido de la población total.

TABLA II-39. Datos obtenidos de la medida de zircons de la población contenida en el ortogneis de Ribera del Fresno.

A

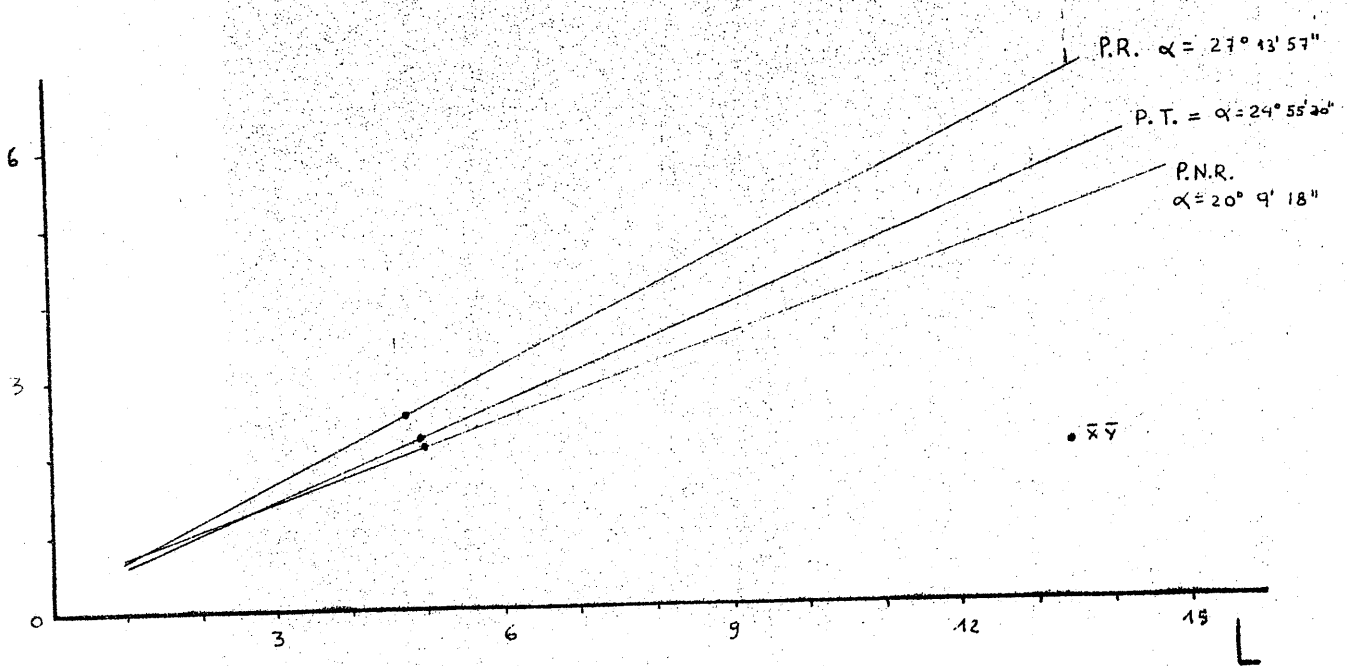


Fig.2-91. Proyección en el sistema de coordenadas anchura(A) longitud(L) de los zircons medidos en muestras del ortogneis de Ribera del Fresno de los ejes mayores reducidos (E.M.R.) de las poblaciones de zircons rotos(P.R.) ,no rotos(P.N.R.) y total(P.T.). Los puntos situados en cada una de las líneas representan las medias \bar{x} y \bar{y} de las respectivas poblaciones. El ángulo α señala la inclinación de cada una de las líneas y es útil para establecer comparaciones.

blación de zirrones de ortogneises y ortoanfibolitas del Macizo Belle-donne presentaba una E.M.R. con pendiente media de $26^{\circ}57'35''$ (KALSBECK, 1.962).

Finalmente, con esta experiencia se comprobó que la influencia de la PR no es demasiado intensa, lo cuál puede deberse a que se pudo confundir zirrones de morfología ipidiomorfa con zirrones verdaderamente triturados.

El resultado indica la posibilidad de utilizar ampliamente este método en problemas similares, que pueden ser aclarados con suficiente rigor.

2.3.2.4.2.- CRITERIOS QUE DEFINEN EL CARACTER ORTO.

Se han obtenido tres series de evidencias que apoyan este origen "orto":

A.) DEL CAMPO. Relativas a la disposición del contacto: presencia de xenolitos de metapelitas en el "ortogneis" y de "diques" genisificados en el seno de las metapelitas (fig. 2-87). Homogeneidad aparente del afloramiento que no presenta intercalaciones de rocas diferentes.

B.) MICROSCOPICOS. 1.- Carácter "mesopertítico" de los fenoblastos de orto sa incompatibles con un origen metasedimentario, toda vez que el grado metamórfico alcanzado no supera la zona de granate (estadio bajo).

2.- Abundancia de zircón, rutilo, apatito y titanita.

3.- Estudio estadístico de la población de zirrones que señala un origen "orto" de la misma, y ausencia de procesos sedimentarios que redondearan la población.

C.) QUIMICOS. La composición química de las muestras estudiadas señala los siguientes aspectos:

1.- Gran homogeneidad en la composición química, marcada por la débil dispersión de los óxidos sálicos en la norma ($V < 1\%$), y en las dispersiones relativas de Si O_2 , $\text{Al}_2 \text{O}_3$, $\text{Na}_2 \text{O}$, y $\text{K}_2 \text{O}$.

2.- Composición normativa QZ-Or-Ab propia de un granito s. stricto en el diagrama de TUTTLE y BOWEN (1.960).

- 3.- Composición química propia de granito en el diagrama triangular AFM y en comparación con los datos del batolito de California, se gún CARMICHAEL et alii (1.974).
- 4.- Composición química expresada en moles de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, similar a la de Al_2O_3 , lo que señala hacia un magma original Subalumínico (CARMICHAEL et alii, 1.974).
- 5.- Contenido medio en SiO_2 de 74,11%, ligeramente superior al contenido medio de los granitos (72%).

Todo ello parece respaldar de manera suficientemente rigurosa la calificación de Ortogneis y la aseveración de que la roca original fué un granito subalumínico. Este tipo de granito sería intermedio en composición entre los granitos hiperalcalinos ($\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) y aluminicos ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$). Las figuras 2-92 y 2-93 ofrecen aspectos mesoscópicos y microscópicos del ortogneis de Ribera del Fresno.



Fig.2-92. Afloramiento del ortogneis de Ribera del Fresno
en la carretera Hinojosa del Valle- Hornachos.

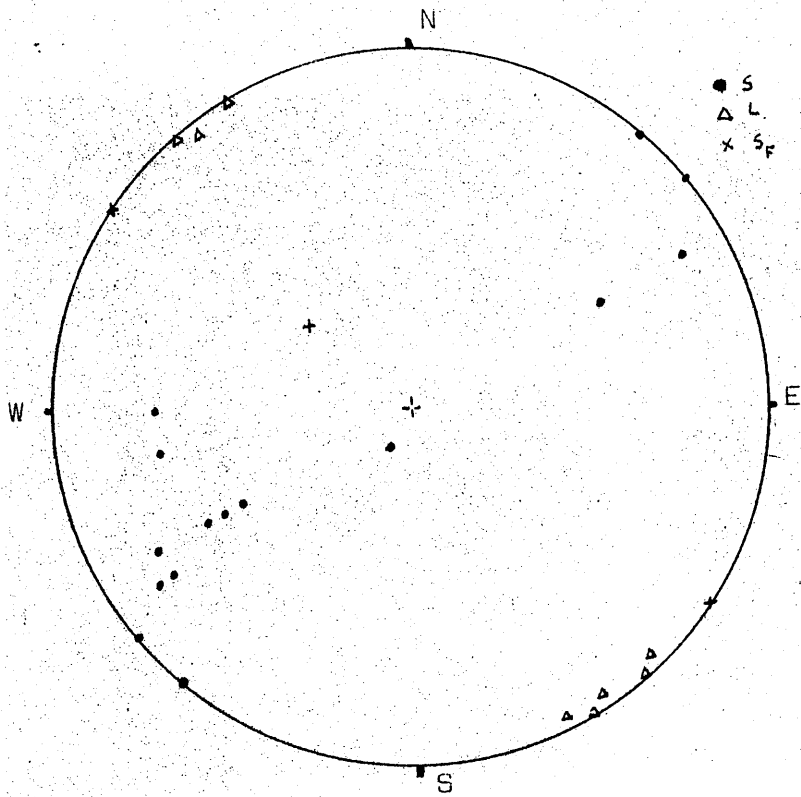


Fig.2-92. Elementos de fábrica mesoscópica del ortogneis de Ribera del Fresno. Polos de esquistosidad dominante (\cdot), linealidad de intersección (Δ) y esquistosidad de fractura espaciada (\times).

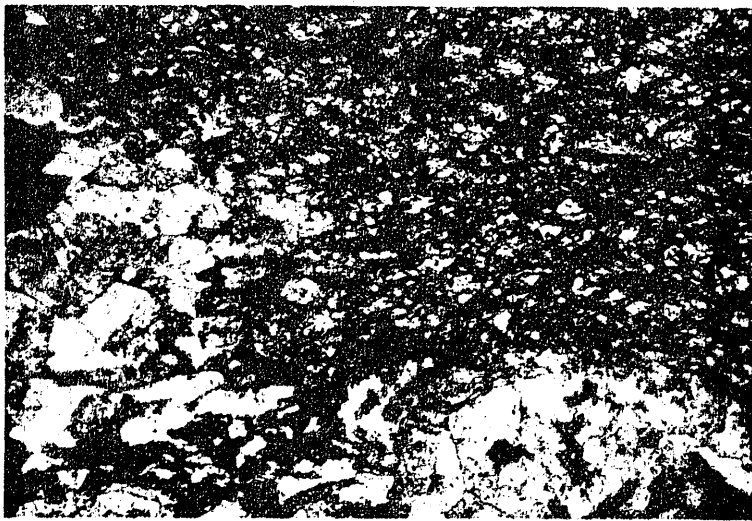


Fig.2-93. Aspecto microscópico del ortogneis de Ribera del Fresno. Arriba porfiroblastos de ortosa en matriz cuarzosa fuertemente granulada en microfábrica cataclástica. x 10 aumentos. Abajo: fenoblastos de ortosa en matriz granulada rica en biotita roja .Se aprecia un enriquecimiento en ferromagnesianos resultado de la contaminación que produce un xenolito de metapelita. x 10 aumentos.

2.3.2.5.- ORTOGNEISES DE ACEUCHAL Y ALMENDRALEJO.

Estos cuerpos intrusivos afloran unos veinte kilómetros al W del área estudiada y constituyen, junto al complejo metamórfico que los envuelve, afloramientos de reducida extensión en el borde oriental de la Tierra de Barros (fig. 2-94).

La Tabla II-40 expone la composición mineralógica de las muestras que se han estudiado.

Hay diferencias claras entre estos ortogneises y el de Ribera del Fresno. Tales diferencias aparecen en la composición mineralógica, por un lado, y en la fábrica de la roca por otro.

En cuanto a la mineralogía, señalaremos la presencia de Hastingsita en el afloramiento de Aceuchal y de Arfvedsonita en el de Almendralejo, y, más importante aún, la ausencia de cuarzo en el afloramiento de Almendralejo. Se trataría por tanto de un ortogneis granítico (granodiorítico?), con tendencia alcalina el de Aceuchal, y un ortogneis sienítico alcalino el de Almendralejo.

Por lo que se refiere a la fábrica de la roca, se aprecian relaciones diferentes a los de los Ortogneis de Ribera del Fresno (Fig. 2-95 y 2-96).

En los tres casos se pueden distinguir dos esquistosidades (fig. 2-97); sin embargo, no presentan una recristalización metamórfica sin F_A . Los minerales aparecen estirados y deformados por la F_B , que tiene efectos cataclásticos.

Por otra parte, no existen evidencias de una paragénesis metamórfica similar a la de Fase A del Ortogneis de Ribera del Fresno, en que se forman granates. De esta forma, parece claro que los cuerpos ígneos que darían lugar a los ortogneises de Aceuchal y de Almendralejo serían menos antiguos que el ortogneis de Ribera del Fresno.

La Tabla II-41 establece correlaciones entre fases de deformación y momentos de intrusión de estos cuerpos gnéisicos. Según este esquema, los cuer-

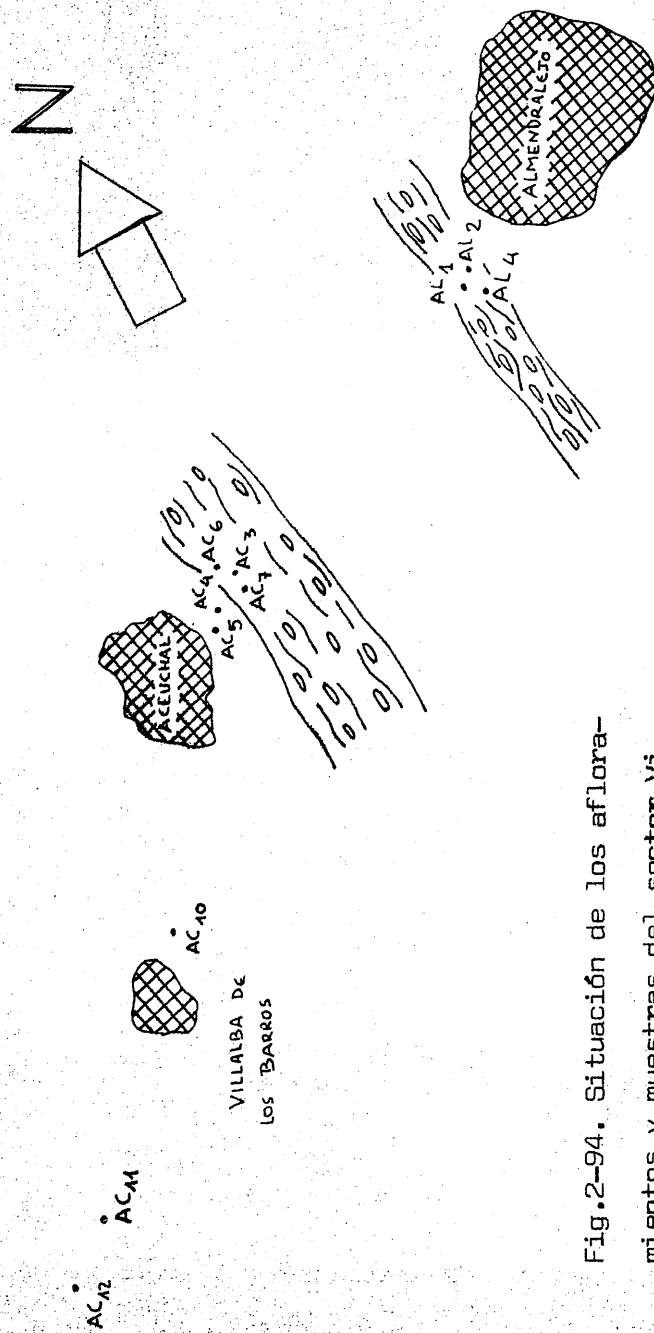


Fig.2-94. Situación de los afloramientos y muestras del sector Villalba, Aceuchal y Almedralejo. Se indican los afloramientos gneissicos de Aceuchal y Almedralejo con sendas bandas rellenas de onos envueltos por tra-

ZAS.

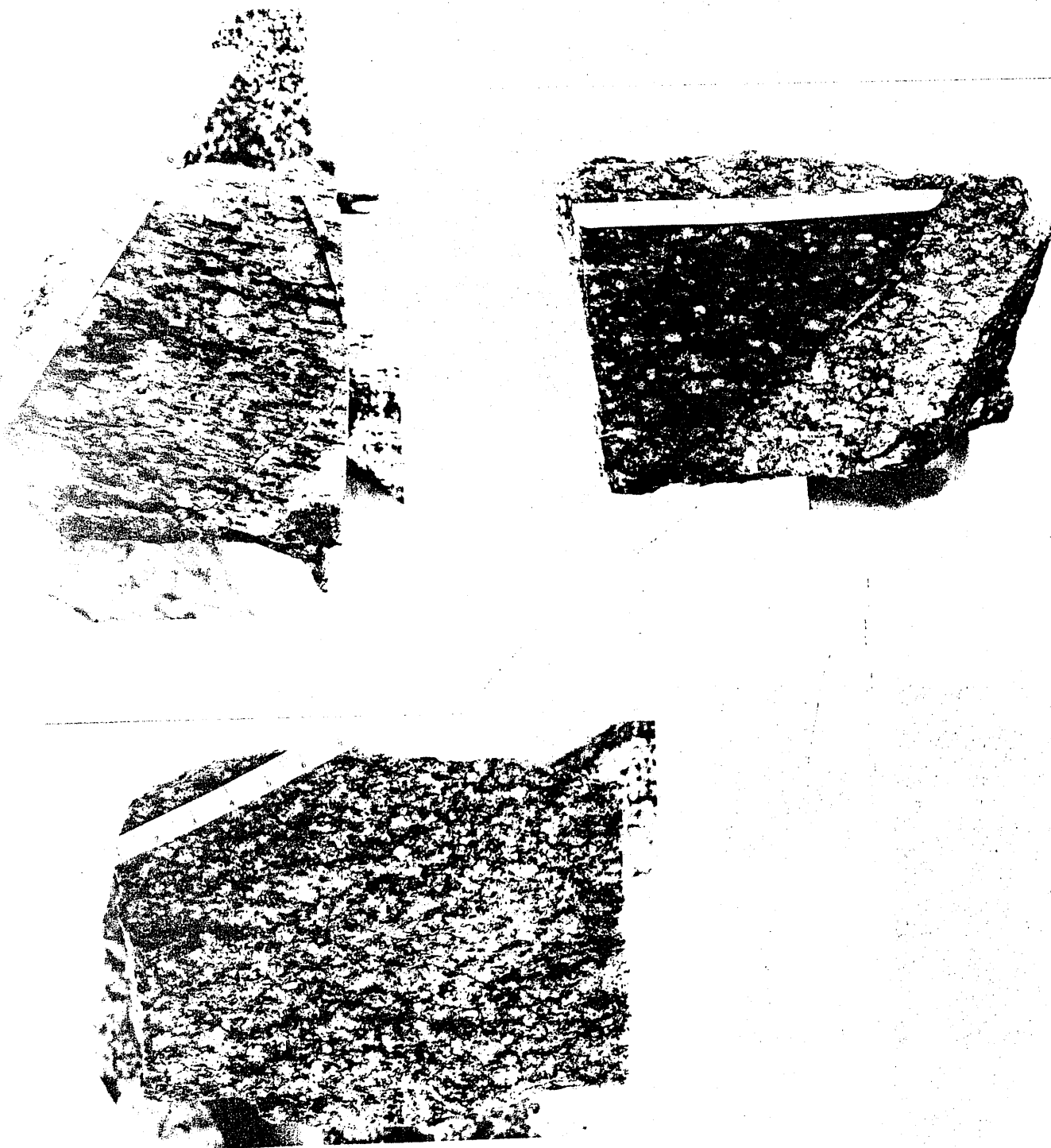


Fig.2-95. Aspecto de la fábrica mesoscópica de los gneises de Almendralejo. Tómesese nota del tamaño de grano de los blastos, la estructura interna aparentemente sencilla y la proporción blastos/mesostásis para comparar con los restantes tipos de gneises descritos.

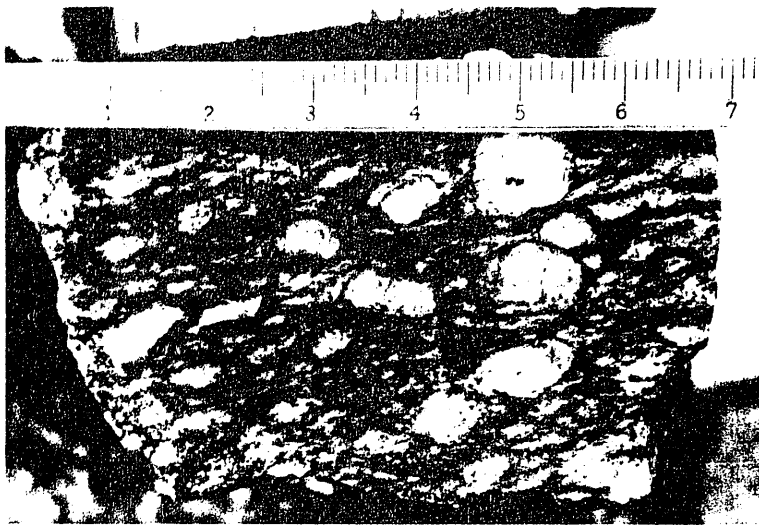
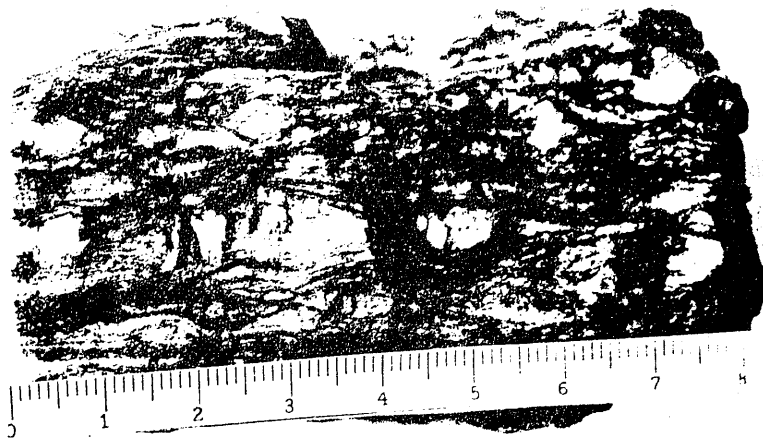


Fig.2-96. Aspecto mesoscópico de la fábrica del orto gneis de Aceuchal. Anótese el sencillo cuadro que presenta su estructura interna , la heterometría de grano , la escasa rotación de los blastos y la abundancia de melanocratos.

| Referencia | | Cuarzo | Ortosa | Microclina | Albita | Oligoclasa | Andesina | Labradorita | Mica blanca | Biotita | Clorita | Granate | Hastingsita | Hornblenda | Actinolita | Apatito | Pistacita | Zoisita | Zircón | Titanita | Ilmenita | Turmalina | Calcita | Opacos | Clasificación | |
|------------|-------|--------|--------|------------|--------|------------|----------|-------------|-------------|---------|---------|---------|-------------|------------|------------|---------|-----------|---------|--------|----------|----------|-----------|---------|--------------------------------|----------------------|-----------------|
| AC | 3 | x | x | | | x | | | x | x | x | | x | | | x | | | | x | | | x | Gneis anfibólico.
Cuarcita. | | |
| | 4 | x | | | | | | | | x | x | | | | x | | | | | x | | | x | Gneis anfibólico.
Cuarcita. | | |
| | 5 | x | x | | | x | | | x | x | x | | | x | | | | | | x | | | x | Gneis anfibólico.
Cuarcita. | | |
| | 5 bis | x | | | | | | | x | x | x | x | x | | | | | | | | | x | | x | Gneis plagioclásico. | |
| | 6 | x | | | | x | | | x | x | | | | | | | | | | | | x | | x | Gneis plagioclás. | |
| | 7 | x | | | | x | | | | x | | | | | | | | | | | | | | x | Gneis. | |
| | 10 | x | x | | | x | | | | | x | | | | | | | | | x | | | | x | Anfibolita. | |
| | 11 | | | | | | | x | | | | x | | | | | | x | | | | | | x | Gabro. | |
| | 12 | | | | | | | | x | | x | | | | | | | x | | | | x | | x | Gabro. | |
| | AL | 1 | | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | x | | | | x | Gneis alcalino. |
| | | 2 | | x | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | x | | | | x | Gneis alcalino. |
| | | 4 | | | | | | | x | | | x | | | | | x | | x | | | | | | x | Anfibolita |

Tabla II-40. Composición y clasificación de muestras del sector Aceuchal - Almendralejo.

pos de Aceuchal y Almendralejo serían de edad hercínica precoz, y estarían afectados por las fases hercínicas. Su edad podría ser Ordovícica, de modo similar al cuerpo gnéisico granítico alcalino de Portalegre (PRIEM et alii, 1.970).

Sin embargo, el ortogneis de Ribera del Fresno correspondería a un granito precoz respecto a la Fase II, diferenciada en el Dominio Septentrional (ver Tabla II-23), y su edad debería ser más bien Proterozóico Terminal.

Los cuerpos gnéisicos de Aceuchal y Almendralejo encajan en una serie metamórfica compuesta de blastomilonitas y anfibolitas (Aceuchal, Carretera Aceuchal-Villalba y SW de Villalba de los Barros), y metapelitas (NE de Aceuchal).

Este esquema es correlacionable con las bandas complejas que se han definido en el área estudiada, situada al SE de Aceuchal.

De este modo, cabría proponer el esquema que se expone en la Tabla II-40, para expresar el momento de las diferentes intrusiones respecto a la Fase 3.

En cuanto a las rocas encajantes, se observaron en el Corte de la Carretera Aceuchal-Villalba de los Barros y Santa Marta los siguientes materiales, de NW a SE:

- Ortogneis de Aceuchal: a la salida NE de Aceuchal.
- Blastomilonitas semejantes a las del Grupo de Azuaga: en el contacto.
- En el mismo pueblo: serie metapelítica con biotita.
- Entre Aceuchal y Villalba: blastomilonitas y anfibolitas.
- Al SW de Villalba: Anfibolitas y blastomilonitas, después, gabros.

Este conjunto, grosso modo, es asimilable al Grupo de Azuaga, tal como se definió anteriormente.

Es de señalar que las esquistosidades predominantes en esta región son de Fase III, y buzan hacia el SW, o bien son verticales.

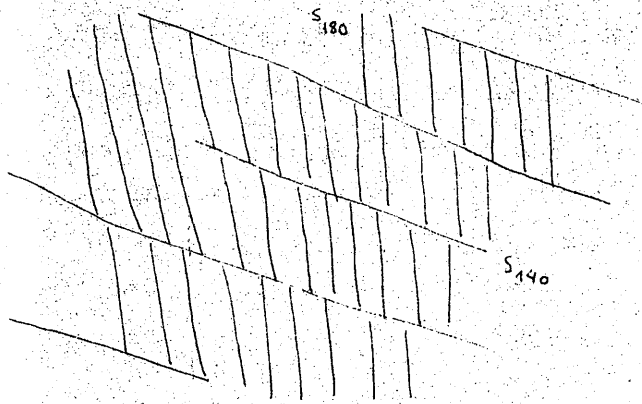


Fig.2-97. Esquema de esquistosidades características de los ortogneises de Aceuchal, Almendralejo y Ribera del Fresno . Las diferencias se establecen en la presencia de otras estructuras anteriores en el ortogneis de Ribera del Fresno según se describió anteriormente.

| | F _A | | | F _B | | F _C | | F _D | | F _E | | Posible edad de intrusión | |
|---------------------------------|----------------|-----|------|------------------|------|----------------|------|------------------------------|------|--------------------------------|------|---------------------------|---------------------|
| | Pre | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | Sin | Post | | |
| Ortogneis de Ribera del Fresno | | | | | | | | | | | | | Proterozoico final. |
| Ortogneis de Aceuchal | | | | | | | | | | | | | Paleozoico medio.? |
| Ortogneis de Almendralejo | | | | | | | | | | | | | Paleozoico medio ?. |
| Grado de metamorfismo alcanzado | Medio | | | Medio a bajo | | Bajo | | Muy bajo | | Muy bajo | | | |
| directriz | ? | | | N 170 | | N 140 | | N 140 | | N 30,70, 110, 130. | | | |
| S formada | S flujo | | | S flujo-fractura | | S fractura | | S discontinua fallas invers. | | S discontinua fallas normales. | | | |

Tabla II-41. Intrusión y deformación de los cuerpos ígneos mayores del Dominio Septentrional.

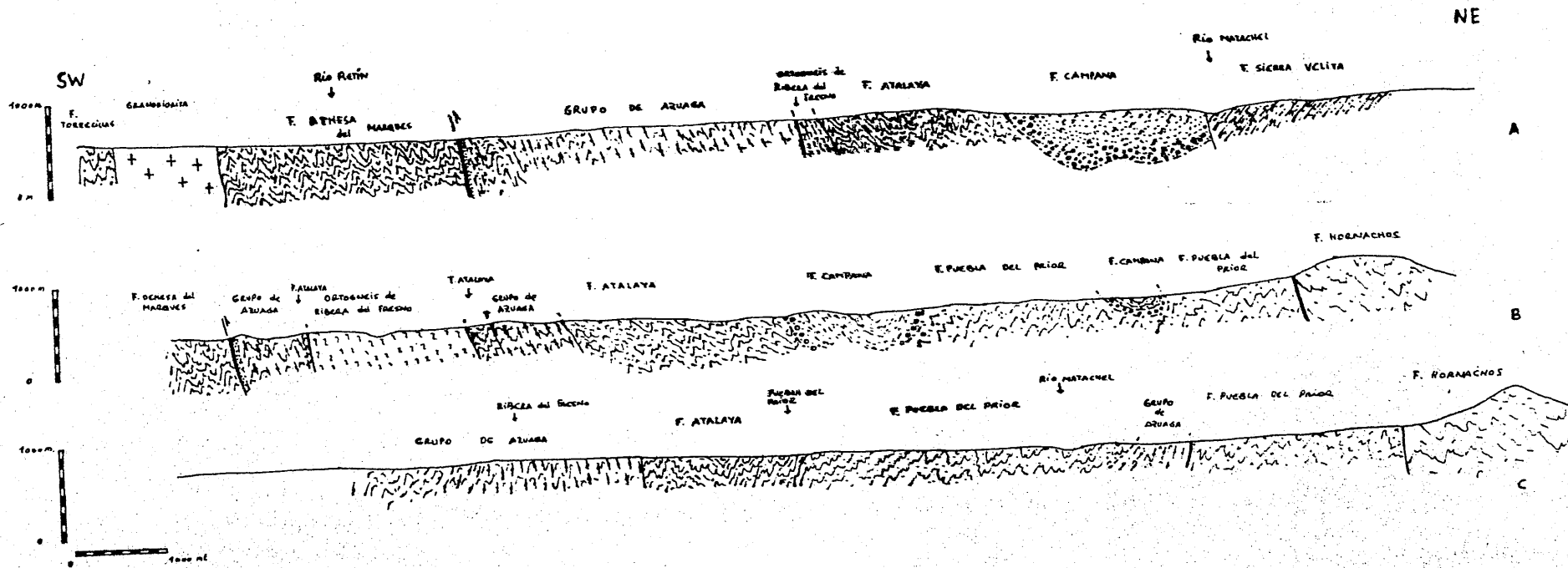


Fig.2-9B. Cortes estructurales del Dominio Septentrional. A. Transversal por el sector de Valencia de las Torres. B. Transversal por el sector occidental de Llera. C. Transversal por Puebla del Prior. Todos ellos tienen carácter interpretativo y suponen una amplia extrapolación de datos dada la frecuente ausencia de continuidad de los afloramientos. (Escala megascópica).

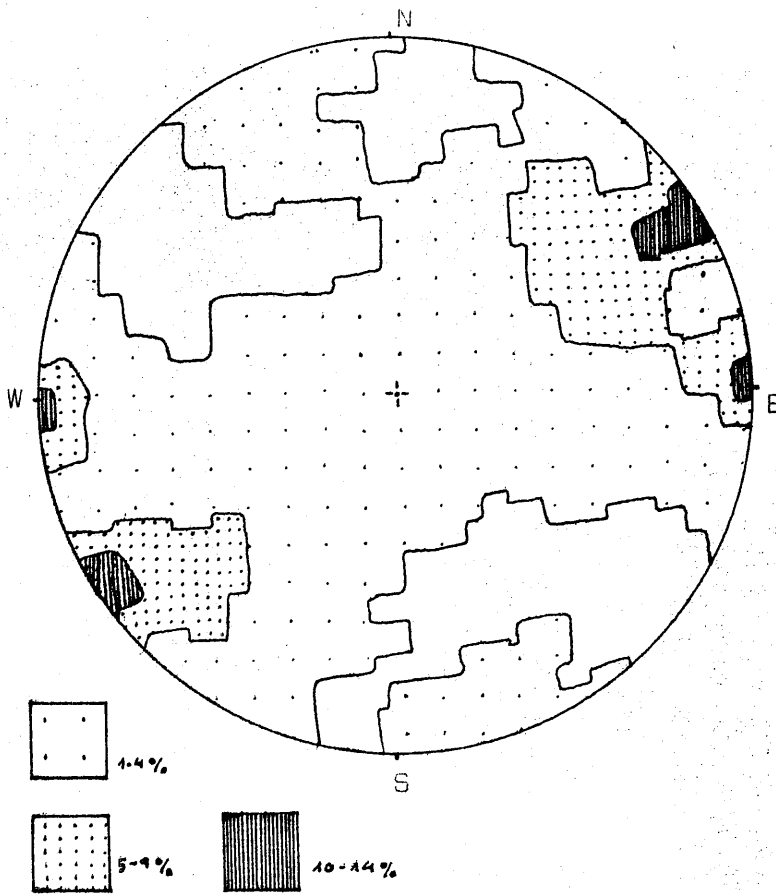


Fig.2-98.(b). Diagrama equiareal de 550 medidas de esquistosidad del Dominio Septentrional.

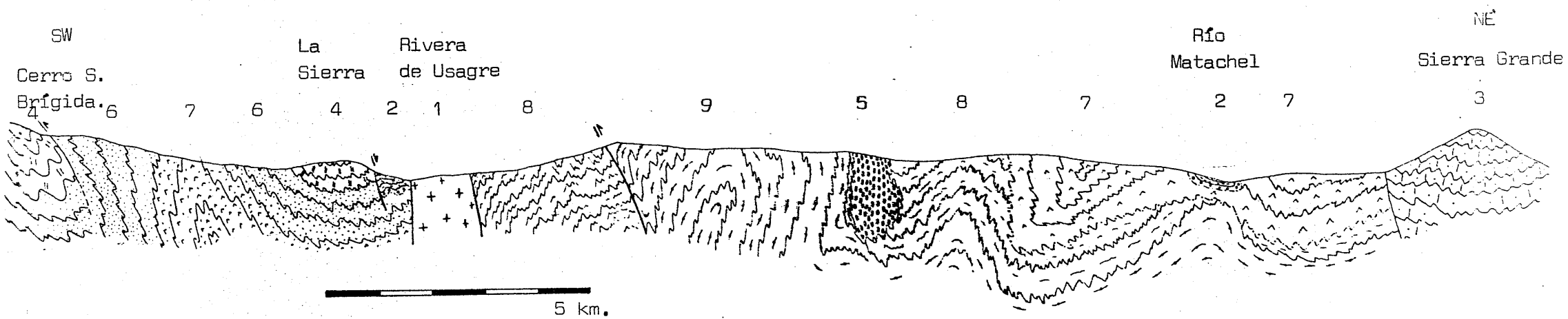


Fig. 2-99. Corte geológico general del sector central del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba en la transversal de Hornachos-Usagre. Interpretación estructural. Se representan las siguientes unidades cronoestratigráficas y litológicas:

- | | |
|------------------------------------|------------------------------------|
| 1. Cuarzodioritas y granodioritas. | 5. Ortogneis granítico. |
| 2. Carbonífero medio y superior. | 6. Proterozoico superior-terminal. |
| 3. Ordovícico. | 7. Proterozoico superior. |
| 4. Cámbrico inferior medio. | 8. Proterozoico medio-inferior. |
| | 9. Proterozoico inferior-Arcaico?. |

Escala vertical exagerada.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA.

- ALTHAUS E. (1.967).- The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite.
Cont. Min. Petrol. 16, 29-44.
- ALTHAUS, E. (1.969b).- Experimental Evidence that the Reaction of Kyanite to form Sillimanite is at least bivariant.
Am.J.Sci. 267, 273-277.
- CARMICHAEL D.M. (1.969).- On the Mechanism of Prograde Metamorphism Reactions in Quartz-Bearing Pelitic Rocks. Cont.Min.and Pet. 20, 244-267.
- CARMICHAEL D.M. ; TURNER F. y VERHOOGEN J. (1.974).- Igneous Petrology. McGraw-Hill Book Company, 739 pp.
- CARR R.M. (1.963).- Synthesis Fields of Some Aluminium Silicates.- Further Studies. Geoch. et Cosmoch.Acta. 27,2; 133-135.
- CHAYES F. (1.956).- Petrographic Modal Analysis. New York, 113 pp.
- ESKOLA P. (1.932b).- On the Origin of Granitic Magmas. Min.Petrog.Mit. 42, 455-481.
- GANGULY J. and NEWTON R. (1.969).- Thermal Stability of Chloritoid at High Pressure and Relatively High Oxygen Fugacity. J.Petrol.9, 444-466.
- GRUBENMANN U. y NIGGLI P. (1.924).- Die Gesteinshetamorphose. Berlin, Gebrüder Bornträger.
- HEIMANN R. (1.972).- An Experimental Approach to the Replacement of Quartz by Feldspar. Nb. Sb. Minner.Mh 2, 62-74.
- HIGGINS M. (1.971).- Cataclastic Rocks. Geolog.Surv. Prof. Paper. 687, 77 pp.
- HOSCHEK G. (1.967).- Vintersuchungen Zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Miner.Petrol.14, 123-162.
- IMBRIE J. (1.956).- Biometrical Methods in the Study of Invertebrate Fossils. Bull.Am.Mus.Nat.Hist. 108,2111252.
- KALSBECK F. (1.962).- Petrology and Structural Geology of the Berlanche-Valloire Area (Belledonne Massif, France). Proefschrift ter Verkrisgiw van de Graad van Doctor Rijksuniv. Leiden 136pp.
- KNOFF E.B. (1.931).- Retrogressive Metamorphism and Phyllonitization. Am.Journ.Sc. 5, 21. 1-27.

- KUSHIRO (1.972a).- Effect of Water on the Composition of Magmas Formed at High Pressures. *J.Petrol.* 19, 311-334.
- LAFITTE P. (1.957).- Introduction à l'Etude des Roches Metamorphiques et des Gîtes Métallifères. *Physico-Chimie et Thermodynamique.* Masson et Cie. Ed. 343 pp. Paris VI.
- LAPWORTH C. (1.885).- The Highlands Controversy in British Geology: its Casues, Course and Consequence. *Nature*, London, 32; 558-9.
- LARSEN H. y POLDERVAART A. (1.957).- Measurement and Distribution of Zircons in some Granite Rocks of Magmatic Origins. *Min. Mag.* 31. 238, 544-564.
- LIU J.G. (1.971).- Stilbite-Laumontite Equilibrium. *Cont.Mineral. and Petrol.* 31, 171-177.
- MENHERT (1.968).- Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam. 393 pp.
- METZ P. and WINKLER H. (1.964).- Experimentelle Untersuchung der Diopsid Bildung an Tremolit, Calcit und Quarz. *Naturwiss* 51, 460.
- MIYASHIRO A. (1.961a).- Evolution of Metamorphic Belts. *S. Petrol.* 2, 277-311.
- MIYASHIRO A. (1.967).- Orogeny, Regional Metamorphism and Magmatism in the Japanese Islands. *Medd. Dan.Geol.Foren.* 17, 390-446.
- MIYASHIRO A. (1.971).- Pressure and Temperature Conditions and Tectonic Significance of Regional and Ocean-Floor Metamorphism. *Tectonophys.* 13, 1-4, 141-159.
- MIYASHIRO A. (1.973).- Metamorphism and Metamorphic Belts. London: George Allen and Unwin Ltd. 492 pp.
- OTHA Y. (1.969).- On the Formation of Augen Structure. *Lithos* 2, 109-132.
- POLDERVAART A. (1.955).- Zircon in Rocks 1-Sedimentary Rocks. *Am.Journ. Sc.* 253, 433-461.
- POLDERVAART A. (1.956).- Zircon in Rocks. 2- Igneous Rocks. *Am.Journ. Sc.* 254, 529-541.
- PRINZ M. and POLDERVAART A. (1.964).- Layered Mylonite from Beartooth Mountains, Montana. *Geol. Soc. Am., Bull.* 75, 8, 741-744.
- RAMBERG H. (1.952).- The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago, Univ.Chicago Press.

- READ H. (1.949).- A Contemplation of Time in Plutonium.
Quart. J. Geol. Soc. London 105, 101-156.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. y BELL P.M. (1.968).- Kyanite-Sillimanite
Equilibrium Between 700° and 1.500°.
Am. Journ. Sc., 266. 513-541.
- RICHARDSON S.W.; GILBERT M.C. and BELL P.M. (1.969).- Experimental Determination of Kyanite-Andalucite and Andalu-
cite-Sillimanite Equilibria: the Aluminium Silicate Triple Point. Am.S.Sc. 267,
259-272.
- ROEVER W.P. (1.972).- Application of the Facies Principle to Rocks Meta-
morphed in more than One Metamorphic Facies, With Special Refer-
ence to Plurifacial Metamorphism in Souther Spain. Proc.Roy.
Neth.Acad. Sc. 17,B. 253-260.
- SANDER R. (1.912).- Gefügekunde der Gesteine, p.1. Springer, Berlin.
- SAN MIGUEL A. y MONTOTO M. (1.965).- Sobre las Estructuras de Intercreci-
miento: Mirmequitas. I.I. Geol. Univ. Barcelona, 19. 3-13.
- SASSI F.P. (1.972).- The Petrological and Geological Significance of the
b values of Potassic White Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks.
An application to the Eastern Alps. Tech.Min.Pet.Mitt.18, 105-
113.
- SCHMIDT W. (1.932).- Tektonik und Verformungslehre: Berlin.
Borntraeger, 208 pp.
- SHEPPARD R.A. (1.973).- Zeolites in Sedimentary Rocks. U.S.Geol.Survey
Prof.Paper 820, 689-695.
- SPIEGEL (1.969).- Estadística.
Mc.Graw-Hill, México. 357 pp.
- SPRY A. (1.969).- Metamorphic Textures.
"Pergamon Press", 350 pp.
- STILWELL F. (1.918).- The Metamorphic Rocks of Adelie Land : Australa-
sian Antarctic Exp. 1911-1914. Sci.Repts. Serv. 3, 1-230.
- STRECKEISEN A. (1.965).- Die Klassifikation der Eruptivgesteine.
N Sb. N nor, 107, 144-240.
- TEX DEN E. (1.971).- The Facies Groups and Facies Series of Metamorphism
and their Relation to Physical Conditions in the Earth's Crust.
Lithos 4, 23-41.
- TILLEY C.E. (1.924).- Contact Metamorphism in the Comrie Area of the Perth-
shire Highlands. Q.J.Geol.Soc.Land. 80, 22-70.

- SUTTON, J. (1.976).- Tectonic Relationships in the Archaean. En: The Early History of the Earth. Ed. Windley-Wiley.
- SUTTON J. (1.977).- Some Consequences of Horizontal Displacements in the Precambrian. Tectonophysics 40, 1-21. 161-181.
- SUTTON J. and WATSON J.W. (1.974).- Tectonic Evolution of Continents in Early Proterozoic Times. Nature 247; 433-435.
- STEWART J.H. (1.976).- Late Precambrian Evolution of North America: Plate Tectonics Implication. Geology, 4, 11-15.
- TODT, W. (1.971).- U/Pb Age Determinations of Gneisses from the Schwarzwald SW Germany. Abst. Ecog. V. (Pisa).
- UBANEL A.G. (1.977).- Tectónica Tardihercínica de Bloques en la Región Central de la Meseta Ibérica. B.I.G.M.E. 83, VI, 40-45.
- VAN BEMMELEN (1.972).- Geodynamic Models. Elsevier Pub. Co., Londres, 430 pp.
- VAN DER VOOR. (1.969).- New Paleomagnetic Evidence for the Rotation of the Iberian Peninsula. En: Paleogeophysics (S.K. Runcorn Ed.) Academic Press, London. 319-332.
- VEGAS R. (1.974).- Las fallas de despegue de S.O. de la Península Ibérica. B.I.G.M.E. 85 II.
- VEGAS R. (1.975).- Wrench (Transcurrent) Fault System of the Southwestern Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural Implications. Geol. Rundschau Gh. 266-278.
- VEGAS R. y MUÑOZ A. (1.976).- El Contacto entre las Zonas Surportuguesa y Ossa Morena en el SW de España; una nueva Interpretación. Faixa Piritosa Ibérica. Cm.Serv.Geol. Portugal t.LX 31-52.
- VEGAS R.; ROIZ J.M. y MORENO F (1.977).- Significado del Complejo Esquisto-Grauwáquico en relación con otras Series "pre-arenig" de España Central. Stud.Geol. 12, 207-245.
- VIDAL Ph. (1.977).- Limitations Esotopiques à l'Age et l'Evolution de la Crôte Continentale en Europe Moyenne et Occidentale. Coll.Intern C.N.R.S. Rennes 243, 129-141.
- WEBBS G.W. (1.969).- Paleozoic Wrench Faults in Canadian Appalachians. Am. Assoc. Petro.Geolog. Mem 12, 754-786.
- VINOGRADOV A.P. y TUGARINOV A.J. (1962).- Problemy Geokhronologii Dokembriya. Akad.Nauk.SSSR. Kom.opred.Absolyut Vozrasla Geol.Formatssii B 5; 8-11.
- WILCOX R.; HARDIN, G.T.P. and SEELY D.R. (1.973).- Basic Wrench Tectonics. Am.Assn. Petrol.Geolog. Bull.57, 74-96.

- WILSON (1.968a).- Static or Mobile Earth: the Current Scientific Revolution. Proc.Am.Philos.Soc. 112; 309-320.
- WINDLEY B.F. and BRIDGEWATER D. (1.971).- The evaluation of Archen Low and High Grade Terrains. Geol.Soc.Spec.Pub. 3, 33-46.
- ZWART H.J. (1.967).- Orogenesis and Metamorphic Facies Series in Europe. (Symposium on Metamorphic Facies and Facies Series). Meddel Dansk. Geol. For. 17, 504-16.
- ZWART H.J. and DORNSIEDEN V.F. (1.978).- The Tectonic Framework of Central and Western Europe. Geol. Mijnb. 57 (4). 627-654.

III PARTE.

DISCUSION, GENERALIZACIONES TECTONICAS Y CONCLUSIONES DEL
ESTUDIO DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO PORTO-BADAJOZ-

CORDOBA.

3.1. INTRODUCCION

Cuando se trata de elaborar un modelo tectónico general que explique la mayor cantidad posible de hechos observados mediante procesos geológicos conocidos, la extensión del área correspondiente a un trabajo de geología regional como el presente (más de 1.500 km²) en la cadena hercínica se hace insuficiente. No proporciona los datos suficientes a causa de la enorme envergadura de las estructuras que caracteriza a esta cadena. Y, más específicamente en el caso del borde oriental de la Tierra de Barros, por las dificultades, a veces insuperables, que plantea la escasez de afloramientos.

Sin embargo, se conocen con cierta precisión los rasgos geológicos de áreas importantes del Macizo Ibérico, como se vió en la primera parte, y se podría llegar a una interpretación basada en un número más elevado de datos de observación.

Esta labor de síntesis, que evidentemente está por hacer, nos proporcionaría una visión global que tomar como referencia ante las grandes interpretaciones que se admiten actualmente por unas u otras escuelas en cuanto a Geotectónica se refiere.

De este modo llegamos a la necesidad de estudiar los modelos geotectónicos generales elaborados por diferentes autores desde diversos puntos de vista con el objeto de comprobar cual de ellos puede explicar más fielmente los rasgos geológicos del área estudiada.

Por esta razón se pasará revista a los dos grandes grupos de opinión de la tectónica moderna (Teorías fijistas y movelistas) y, trataremos, en nuestra modesta medida, de ofrecer alguna opinión personal sobre la interpretación del área estudiada y la mayor o menor utilidad de unos y otros modelos al aplicarlos al Macizo Ibérico meridional.

El estudio de la vida de este tipo de organismos en sus hábitats naturales es de gran importancia para comprender los procesos biológicos que ocurren en ellos.

En el presente trabajo se describen los hábitos de vida de un tipo de organismo que vive en las aguas profundas del océano.

Los organismos que viven en las aguas profundas del océano presentan características muy particulares que los diferencian de los que viven en las aguas superficiales.

Una de las características más importantes de estos organismos es su capacidad para sobrevivir en condiciones de alta presión y poca luz.

Además, estos organismos tienen una vida muy larga y se reproducen muy lentamente.

Estas características son el resultado de las condiciones ambientales en las que viven.

En las aguas profundas del océano, la luz es muy poca y la presión es muy alta.

Por lo tanto, los organismos que viven allí deben tener adaptaciones especiales para sobrevivir en estas condiciones.

Una de las adaptaciones más importantes es la capacidad de estos organismos para almacenar grandes cantidades de energía.

Esto les permite sobrevivir durante largos períodos de tiempo sin necesidad de alimentarse.

Otra adaptación importante es la capacidad de estos organismos para soportar altas presiones.

Esto se logra gracias a la presencia de proteínas especiales que les permiten resistir la presión.

Además, estos organismos tienen una vida muy larga y se reproducen muy lentamente.

Estas características son el resultado de las condiciones ambientales en las que viven.

3.2.- MODELOS OROGENICOS FIJISTAS

Hasta el presente han existido varias concepciones tectónicas que pueden denominarse fijistas, es decir, modelos orogénicos que explican la evolución de la corteza terrestre y la formación de las cordilleras mediante el predominio determinante de movimientos verticales.

Entre los más antiguos se encuentran la teoría o hipótesis de la CONTRACCION expuesta hace unos 150 años por Ellie de BEAUMONT (1828). Sin entrar en la exposición detallada de este primer modelo digamos que se fundamenta en la idea del enfriamiento progresivo de la Tierra a partir de una fase fluida inicial. La formación de la corteza en torno a un interior fundido supondría su continuo plegamiento durante la progresiva pérdida de calor que llevaría a la pérdida de volumen del globo. Las áreas situadas entre cratones estables se plegarían y serían empujados hacia los antepaíses dando lugar a estructuras en abanico.

Modificaciones posteriores de la teoría de la CONTRACCION se deben a WILLIS (1920) con su "teoría de la rampa", STILLE (1924) que la aplicaría al desarrollo de las cadenas montañosas a partir de orogénos simultáneos y periódicamente espaciados en el tiempo, KOBER (1942) y JONDERS (1956) que apoya la teoría de la "neo-contracción" o contracción no uniforme en espacio y tiempo, etc.

En conjunto estas teorías adolecen de una justificación física del fenómeno de la contracción, toda vez que los datos geofísicos tienden a señalar la constancia de la temperatura en el interior del globo e incluso su aumento ligado a procesos radioactivos.

Por otro lado desde el punto de vista geológico no se justifica esta hipótesis por cuanto los datos actuales demuestran la concentración de las deformaciones corticales en determinadas áreas y, en consecuencia, la distribución no uniforme de los esfuerzos orogénicos. Actualmente está totalmente abandonada esta teoría.

Posteriormente se propuso la hipótesis de la PULSACION (JOLY, 1926) que trataba de explicar la existencia de estructuras compresivas y distensivas simultáneas. Se basa en la hipotética existencia de procesos cíclicos de fusión y solidificación en el interior del globo que inducirían a procesos cíclicos de expansión y contracción. Ello provocaría pulsaciones lentas en la superficie. La principal objeción no superada por esta hipótesis es que difícilmente pueda tener un desarrollo cíclico una fuente activa y uniforme de calor. No existen fenómenos geofísicos conocidos que expliquen tales ciclos pulsatorios.

La teoría de la OSCILACION debida a HAARMANN (1931) abandona el proceso de contracción para señalar como proceso tectogenético fundamental la existencia de corrientes en el sial. Las acumulaciones de este sial movilizado en determinadas áreas infracorticales producirían GEOTUMORES y GEODEPRESIONES. Estos abombamientos serían causantes de posteriores deslizamientos gravitatorios de la cobertera. Este modelo no respondería tampoco a las evidencias geológicas especialmente en lo referente a la incorporación del zócalo en estructuras de mantos de corrimiento, la gran magnitud de ciertos desplazamientos horizontales y la explicación del proceso orogénico.

No obstante BELOUSOV (1938, 62, 66, 67) admite también grandes modificaciones internas en el Globo. Se fundamenta en su teoría de la RADIOMIGRACION o migración de magma granítico por elevación de temperatura debida a procesos radioactivos que ocurrirían en la capa granítica primitivamente continua. Mediante la "oceanización", o destrucción y asimilación de la corteza inferior por ascensión de "astenolitos básicos" se llegaría a la repartición irregular de océanos y continentes. Esto se produciría durante procesos cíclicos de calentamientos y enfriamientos sucesivos de la corteza que darían lugar a GEOTUMORES y GEODEPRESIONES seguidas de otros marginales secundarios. Tampoco ofrece una suficiente explicación de los movimientos tectónicos horizontales tal como se conocen actualmente.

Finalmente mencionaremos a VAN BEMMELEN (1953, 1965, 1966, 1972, 1973, 1974) que desde posiciones fijistas iniciales con su teoría de la UNDAACION ha evolucionado después a posiciones moviistas con la teoría de la MEGAUNDAACION.

La teoría de la UNDAACION propondría la existencia de movimientos oscilatorios verticales que se propagarían a la manera de ondas por la corteza terrestre. Estos movimientos serían periódicos y estarían ligados a la ascensión gravitatoria de astenolitos procedentes de diferenciados graníticos que intruirían en la corteza inferior. Se produciría la estructuración de las cordilleras según tres niveles tectónicos: Batiderma, Derma y Epiderma. En la cobertera (epiderma) los mecanismos gravitatorios producirían el despegue de mantos de corrimiento desde los "geotumores" y su traslación favorecida por el movimiento centrífugo de los astenolitos. Sería el peso de la cobertera en los geotumores el que induciría este movimiento centrífugo de los astenolitos.

Desde el punto de vista geológico cabría esperar que si este modelo fuese correcto en las zonas internas de las cordilleras de plegamiento predominaran las estructuras gravitatorias. No es así en absoluto. Por otro lado tampoco es posible explicar por mecanismos gravitatorios las magnitudes elevadas de las traslaciones de los mantos de corrimiento alpinos. Los geotumores deberían haber sido, para explicarlas, de unas elevaciones inimaginables.

Posteriormente VAN BEMMELEN (1965, 1972, 1974) expondría la teoría de las MEGAUNDAACIONES mediante la cual trata de explicar las traslaciones continentales por movimientos gravitatorios de la corteza oceánica y el manto superior. Según esto existirían en la corteza elevaciones y depresiones que afectarían a áreas muy extensas de la corteza (MEGAUNDAACIONES). Las elevaciones se situarían en las dorsales oceánicas donde el magma básico tendería a ocupar el vacío generado por la "subducción pasiva"

en las geodepresiones o surcos oceánicos. De esta manera evolucionó este autor hasta posiciones movi listas desde presupuestos inicialmente fijistas.

3.2.1.-MODELOS FIJISTAS PARA LA CADENA HERCINICA

KREBS (1976, 1975b) y KREBS and WACHENDORF (1973) proponen el llamado "MODELO DE TECTONICA VERTICAL" (VERTICAL TECTONICS MODEL). Para ellos la cadena hercinica se caracteriza por la migración desde los núcleos precámbricos hacia las depresiones sedimentarias de la subsidencia, sedimentación, fases de plegamiento y metamorfismo. Los núcleos precámbricos se caracterizarían por presentar un flujo calorífico elevado. Estos centros de flujo calorífico serían el resultado de la ascensión de diapiros astenolíticos. Los frentes de calor procedentes de estos núcleos causarían el metamorfismo regional intracortical, anatexia, diferenciación y formación de fundidos graníticos. Estos magmas graníticos ascenderían favorecidos por la mayor densidad de las series metamórficas suprayacentes y provocarían la elevación continental y la consiguiente erosión. Este mecanismo explicaría la vecindad de ciertos afloramientos de conglomerados respecto a los núcleos ascendentes. La subsidencia de las depresiones correspondientes sería simultánea de la elevación y erosión de los núcleos. De este modo estas cuencas presentarían deslizamientos submarinos, flysch, olistostromas, pliegues gravitacionales y despegues superficiales de las laderas de las cuenca subsidente. "Melanges" tectónicos aparecerían en la base de escamas y mantos de corrimiento como el complejo de LIZARD en la zona de trituración de Meneage(Cornualles) .

Entre las zonas de movimientos verticales intensos se producirían fracturas profundas que podrían aprovechar para ascender fundidos básicos procedentes del manto superior o corteza inferior. Se diferenciaría una tectogénesis primaria con elevación vertical y una tectogénesis secundaria con pliegues, cabalgamientos y complejos alóctonos distribuidos de forma centrífuga.

Como puede verse este modelo no es sino una aplicación de la teoría de la UNDAION (VAN BEMMELEN, op. cit.) al caso de la cadena hercínica.

Esta teoría tiene graves objeciones de tipo petrológico, tectónico y geofísico ¿Cual sería la causa de la continua ascensión de astenolitos? ¿Como podría ascender del manto magma de tipo granítico y en cantidades tales que provocaran la ascensión de la corteza? ¿Que desniveles serían necesarios para crear una tectónica tangencial de fuerte componente horizontal? ¿De donde procedería la enorme cantidad de calor generado?

Para nuestro compañero PEREZ-LORENTE (1977) el orógeno hercínico se habría formado igualmente sobre una zona de anomalías en el manto. Fallas tensionales profundas crearían desde el Paleozoico inferior horst (geanticlinales) y graben (geosinclinales) estos últimos rellenos de turbiditas con coladas básicas en la base. La ascensión de magma basáltico induciría la fusión parcial de la corteza inferior con inyección de cuerpos ácidos. Tras la etapa de relleno turbidítico, una vez acabados los movimientos verticales, se iniciaría la fase de compresión. Después movimientos isostáticos de reajuste, probablemente inducidos por el substrato fundido, provocan desniveles fuertes y la formación de cuencas intramontañosas limitadas por fallas. En este momento comenzaría la ascensión de masas magmáticas mientras se producirían nuevas fases de deformación con vergencia inversa a las anteriores, esto como resultado del nuevo campo de esfuerzos generados por las intrusiones y como respuesta a los primeros esfuerzos compresivos. Finalmente, intruirían masas magmáticas tardías y se produciría la peneplanización del área.

El área estudiada por este autor (transversal Pedroches-Villaviciosa) se localizaría en la zona interna del orógeno donde la distancia entre las fallas profundas sería menor. Hacia las zonas externas metamorfismo y magmatismo serían menos intensos y esto debido a la mayor separación entre las fracturas tensionales profundas y la variación de las condiciones termodinámicas y, ó químicas del manto en las diferentes verticales.

Esto explicaría, según él, la asimetría del orógeno por cuanto la tectónica vertical predominaría en zonas de mayor densidad de fracturas tensionales profundas (zonas internas) mientras que la tectónica horizontal y la escasez de magmatismo caracterizaría las zonas de menor densidad de fracturas (zonas externas).

Los intensos plegamientos de las rocas, y los acortamientos consecuentes, se explicarían por esfuerzos horizontales.

Si el "MODELO DE TECTONICA VERTICAL" de KREBS (1976, etc.) es asimilable fácilmente a la teoría de la UNDAION ¿como relacionar la hipótesis de PEREZ LORENTE (1977) con alguna teoría vigente?

La tectónica distensiva infrapaleozoica, que al parecer va a determinar la evolución del orógeno, se podría producir por resquebrajamiento continental "rifting" e ir acompañada de adelgazamiento de la corteza continental en zonas que sufrirían fusión parcial al hundirse en la corteza oceánica. El relleno de profundas depresiones intracratónicas por turbiditas parece anticipar un episodio de ruptura continental y quizás el modelo sea referible a una orogenia ensiálica provocada por un "rifting" abortado.

Pero las atribuciones otorgadas a las fallas tensionales profundas desbordan, en mi opinión, todos los modelos geológicos. Además, ¿cómo puede pensarse en una tectónica gravitatoria intracortical con deslizamientos hasta el manto?; ¿Cómo podrían explicarse los inmensos afloramientos de rocas graníticas y las amplias áreas metamórficas mediante la mayor o menor abundancia de fracturas tensionales profundas? ¿Qué tipo de anomalías en el manto producirían tales flujos de calor asociados a astenolitos, oceanizaciones, "fluidos ascendentes a través de las fracturas", etc.?

El modelo queda, pues, bastante incompleto y desprovisto del rigor mínimo para considerarlo como tal, de modo que optaremos por reconocer en él una simple ordenación de hechos geológicos, sin matizar su importancia

relativa, ni buscar relaciones tectónicas a mayor escala.

3.3.-MODELOS MOVILISTAS

3.3.1.-TECTONICA DE PLACAS Y EL OROGENO HERCINICO

Según KREBS (1976) los modelos de subducción y colisión continental publicados en esa fecha para explicar el origen de la cadena hercínica, se podrían agrupar en dos grupos generales.

1) Modelos que suponen un océano Medio Europeo (Mid-European Ocean) con corteza oceánica que estaría situado entre el límite meridional del continente de la Old Red Sandstone y el borde septentrional de la masa continental de Europa Centro-meridional. Estos modelos varían en la localización y el buzamiento de la zona de subducción:

a) Zona de subducción buzante al Norte bajo el continente de la Old Red Sandstone (JOHNSON, 1973; RIDING, 1974).

b) Zona de subducción buzante al sur bajo el continente de Europa central o meridional (LAURENT, 1972; MITCHELL, 1974; ANDERSON, 1975).

c) Zonas de subducción tanto hacia el norte como hacia el Sur (BURRET, 1972; BURNE, 1973).

2) Modelos que presuponen la existencia de un océano (TETHIS (océano Proto-Mediterráneo) entre las placas continentales Europeas y Africanas. (NICOLAS 1972; LAURENT 1972; FLOYD 1972; CARVALHO 1972; SOLER 1973; BARD et al. 1973, RIDING 1974, SCHEMERHORN 1975). Igualmente algunos de estos modelos difieren en la posición de la zona de subducción aunque todos ellos coinciden en que la litosfera fué progresivamente consumida durante la colisión de las masas continentales mencionadas antes.

A estos modelos cabría añadir el de BERTRAND y SOLER (1971, 1974) que propone una zona oceánica al norte del área Sudportuguesa y una placa continental al sur que no sería ni el TETHIS; ni el Océano Medio Europeo.

Tal hipótesis ha sido refutada por los autores que defienden la existencia del océano Protomediterráneo.

KREBS (1976) critica radicalmente todos estos modelos basándose en los siguientes argumentos procedentes de diversos autores.

- Los esquemas propuestos no guardan relación con los contactos geológicos visibles en el campo.
- No tienen en cuenta las diferentes vergencias de las cadenas hercínicas.
- La subducción bajo el continente de la Old Red Sandstone no concuerda con el buzamiento opuesto de cabalgamientos y planos axiales de pliegues en las zonas Subvarisca y Renoherciniana.
- Ningún modelo explica los cambios de vergencia en la Meseta Ibérica, centro Europa y la migración hacia el este de la subsidencia en el Carbonífero.
- No se tiene ninguna explicación para los procesos metamórficos ocurridos durante el Paleozoico inferior que se observan en los núcleos precámbricos.
- En Europa central no se observan fajas metamórficas pareadas, ofiolitas verdaderas, metamorfismo de alta presión, melanges, zonas lineares de andesitas. Por el contrario la amplia distribución de granitos carboníferos sobre el conjunto de la cadena excluye cualquier origen basado en la existencia de una o varias zonas de BENIOFF.
- No hay evidencias de corteza oceánica Devónica o Carbonífera precoz al Sur del continente de la Old Red Sandstone. Las secuencias de espilitas Devono-Dinantienses en la zona Renoherciniana representan un vulcanismo basáltico alcalino continental muy diferente de los basaltos oceánicos tholeíticos. En general las asociaciones espilita-Keratófido del Paleozoico no son ofiolíticas y no tienen que ver con relictos de corteza oceánica, tal como sugieren HERRMANN and WEDEPOHL (1970);

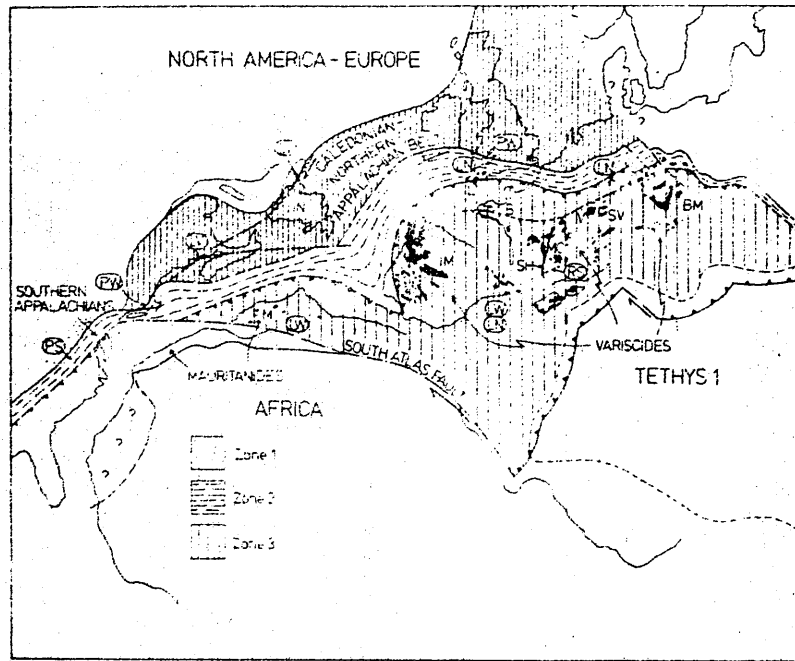


Fig.3-1. Reconstrucción de los continentes situados en torno a la región central y septentrional del Atlántico según DEWEY y BURKE(1974). Se expresan las relaciones entre los Variscides, Mauritánides y los Apalaches meridionales en el Permotriásico. Las letras cercadas indican la edad de la deformación: PS, postestefaniense; RS, preestefaniense; PW, postwestfaliense; LN, Namuriense final; LV, Visense final. Regiones: B: Bretaña; BM, Macizo de Bohemia; IM, Macizo Ibérico; L, Lizard; M, Marruecos; MC, Macizo Central; N, Terranova; SH, Sillón hullero; SV, Selva Negra; V, Vosgos. Rasgos geológicos: Negro: Granitos carboníferos. Línea discontinua dentada: Límite norte del metamorfismo varisco. Línea discontinua punteada: posible falla transformante. Línea discontinua dentada: zona de subducción Permo/Carbonífera sugerida.

FLOYD (1972); AGER (1975); ZWART (1967); SCHERMERHORN (1975).

-Argumentos similares son válidos contra la existencia de un PROTO-MEDITERRANEO u. océano THETHIS con corteza oceánica y procesos de subducción asociados (cf. SCHERMERHORN, 1975).

-El llamado "FRENTE VARISCO" (Variscan Front) que pasa por el sur de Irlanda e Inglaterra, noreste de Francia y Bélgica y al norte del Macizo Esquistoso Renano, se refiere a hechos diferentes en los diferentes lugares. No hay razón para suponer que sea una línea de sutura profunda uniforme o un límite de placa (MATTHEWS 1974).

No obstante, diversos autores (LORENZ 1976; ANDERSON 1975; BARRET 1972; etc.) han apoyado con posterioridad versiones de modelos de tectónica de placas más o menos parecidos a los anteriormente citados.

Desde DEWEY y BURKE (1973) parece frecuentemente aceptada entre los autores movilistas la idea de que el orógeno hercínico se originó mediante la colisión de placas continentales. El esquema de estos autores reconstruye la cadena hercínica en el PERMOTRIAS cuando, terminados los episodios orogénicos propiamente dichos, la situación de las placas continentales muestra, según su hipótesis, un cuadro de colisión. Las placas continentales norteamericano-europea y africana colisionarían de manera progresiva y oblicua y según un contacto que cruzaría desde el nordeste hacia el sudoeste.

Según estos autores cabría diferenciar tres zonas en las cadenas hercínicas (fig. 3.1).

Zona 1. - De plataforma durante el Carbonífero inferior y caracterizada por cuencas parálicas discontinuas ricas en carbón durante el Carbonífero superior.

Zona 2. - Sería la zona paratectónica con vulcanismo básico Givetiense depósito de lutitas durante el Devónico medio al Carbonífero inferior y acumulaciones de flysch Namuriense migrantes hacia el norte. La principal fase de deformación ocurriría en la fase sudética, previa al

Westfaliense. En esta zona quedaría la "zona sudportuguesa" de la subplaca ibérica.

Zona 3.- Sería una vasta región en general asentada en basamento Cadomiense que sufriría una reactivación más o menos intensa. Tras una relativa estabilidad como zona de plataforma, pasaría durante el Estefaniense a fragmentarse en cuencas limnicas intramontañosas con sedimentos clásticos y carbón, y un extenso vulcanismo ignimbrítico. Esta zona incluiría, como puede verse en Fig. 3.1., toda la subplaca ibérica a excepción de la "zona sudportuguesa".

DEWEY y BURKE (1973) encuentran evidencias de zona de subducción en la zona 2 que sería la zona de sutura. Esta zona presentaría según estos autores y otros (BARRET 1972; LAURENT 1972) estructuras alpinotípicas tales como ofiolitas, "melange", zonas de milonitización. La colisión se produciría primero entre Europa meridional y septentrional en el Namuriense inferior, produciendo la zona de sutura (zona 2), y se completaría en el Westfaliense. Como resultado se produciría el engrosamiento de la placa continental en la zona 3 con fusión parcial de la corteza inferior, con intrusión de abundante magma granítico potásico, e intensa deformación que constituiría la fase Astúrica. Durante el Estefaniense se produce el levantamiento una vez completada la anterior deformación y se producen fallas normales que delimitan cuencas intramontañosas acompañadas de intenso vulcanismo ignimbrítico potásico. Después del Estefaniense la placa africana se mueve hacia el W a favor de la falla del Atlas meridional (ver fig. 3.1.) hasta cerrar el océano sudapalachiano. Este trabajo, más interesado en mostrar la utilidad general del modelo de colisión continental que en explicar el máximo de hechos geológicos no tiene en cuenta los datos de que se dispone en cuanto se refiere a geología de la subplaca ibérica. La zona sudportuguesa no coincide con las características aducidas por la zona 2, y el resto de la subplaca ibérica no presenta, en absoluto, características tan homogéneas como aparentemente ha de presentar la zona 3. Sobre esto, después de los capítulos anteriores, no parece preciso insistir más.

Otro modelo más sofisticado que el anterior es el de LORENZ (1976) que, siguiendo a ANDERSON (1975), BURRET (1972), DEWEY y BURKE (1973), JOHNSON (1977) y LAURENT (1972), supone la existencia de una placa (sudeuropea) entre AFRICA y el TETHIS al sur y la placa NORTE-AMERICANO EUROPEA y el Océano Medio-europeo al norte (fig. 3.2.). Para este autor las placas meridional y septentrional (Africa-Tethys y Norte América-Europa) serían grandes placas. Por el contrario la placa sudeuropea sería de gran longitud y de anchura escasa aunque variable, como consecuencia de haberse originado por crecimiento de nueva corteza en un sistema de arcos insulares. Las rocas más antiguas de esta placa aparecerían en un umbral central que se extiende a través de Bohemia, Macizo Central, Bretaña, Iberia y Meseta marroquí. Tanto la distribución de las rocas más jóvenes (paleozoicas) y de sus facies, como la de las deformaciones (vergencias) del metamorfismo y de las intrusiones graníticas, muestran una migración en el tiempo hacia el N y el S, centrífuga respecto a la dorsal central. Todo esto sería el resultado de la subducción de ambos océanos (Medio-europeo al N y Tethys al Sur) bajo la placa sudeuropea mediante sendas zonas de Benioff.

La placa sudeuropea no sería estable sino que como resultado de la colisión se fragmentaría en numerosas subplacas cuyos contornos y evolución espacial (giros y desplazamientos) estarían condicionados por la forma irregular de los márgenes continentales de las placas colisionantes. (fig. 3.2. y 3.3.). De esta manera, por ejemplo, la convexidad hacia el norte del borde de la masa continental Norteamericano-europea entre el sur de Terranova y Cornualles, la forma rectilínea del borde de la masa africana, de orientación ESE, determinarían durante la colisión la fragmentación de la zona central de la placa sudeuropea para formar las subplacas del Macizo Central francés e Ibérico, que girarían en sentido de las agujas del reloj y en sentido contrario, respectivamente, mientras se desplazaban a lo largo de la falla transformante nortepirenaica (fig. 3.3.). Al mismo tiempo se formarían numerosas microplacas tales como las que constituyen actualmente parte de Marruecos, Argelia, Béticas,

Córcega-Cerdeña, que condicionarían posteriormente el desarrollo del orógeno alpino. Esta fragmentación litosférica también es apoyada por LE PICHON et al. (1977). Este comportamiento inestable estaría condicionado igualmente por la naturaleza de la placa sudeuropea y su evolución durante las subducciones previas. Durante el Carbonífero se produce la subducción de corteza oceánica a Norte y Sur (fig. 3.2.), y su consiguiente deshidratación y fusión parcial. Esto induciría a la formación de material semifundido en el manto superior instalado sobre las dos zonas de subducción opuestas, y como consecuencia, la fusión parcial generalizada en la corteza inferior y un metamorfismo de baja presión alta temperatura en la corteza superior. Con todo ello la placa sudeuropea sería delgada y caliente y poseería una corteza rígida de unos 20 km de espesor intruida por abundantes granitos. El desplazamiento de las placas oceánicas, y en consecuencia el desplazamiento de la zona semifundida del manto superior, motivaría la migración en el espacio y el tiempo de las intrusiones graníticas. Probablemente como la ascensión de material procedente del manto causaría también elevaciones, erosión regional, formación de depresiones intramontañosas, la distribución de estos fenómenos demostraría asimismo su migración en el espacio y el tiempo. Todo ello persistiría en el Pérmico inferior a causa de la colisión entre Europa meridional y las placas limítrofes una vez que la subducción debió cesar ya en el Carbonífero superior.

De acuerdo con el modelo propuesto, una cadena inicialmente colinear acabaría finalmente apareciendo en forma de numerosos afloramientos con directrices fuertemente arqueadas, y, en conjunto, plagadas de intrusiones graníticas en el seno de rocas proterozoicas y paleozoicas afectadas por metamorfismo regional de gradiente de bajas presiones. El giro de la Península Ibérica sería sinextroso y valdría en al menos 40° según VAN der VOO (1969), que realizó medidas paleomagnéticas en rocas del Paleozoico.

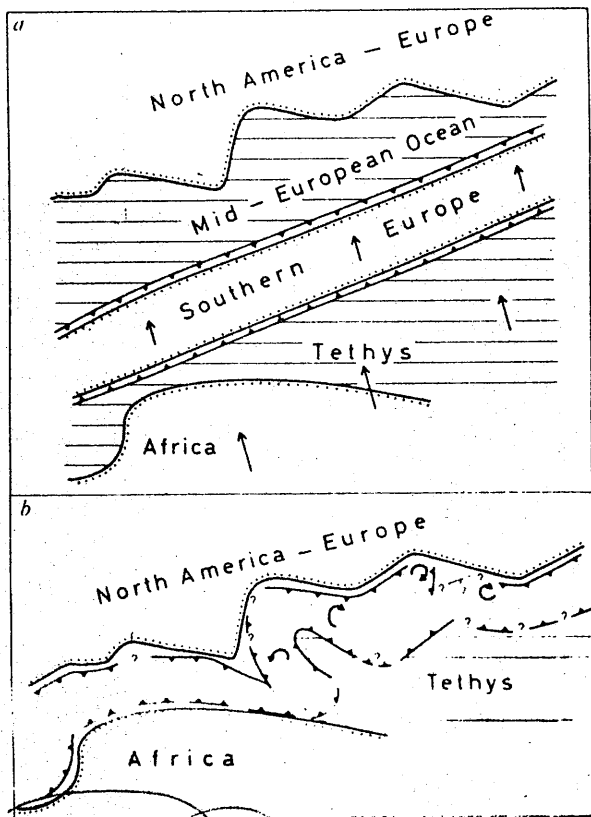


Fig.3-2. Distribución de placas durante la evolución orogénica hercínica según LORENZ (1976).

a) Esquema de la placa Sudeuropea antes de la colisión con sus dos zonas de subducción (líneas de cabalgamiento), los océanos circundantes y los márgenes irregulares de los continentes de Norte América-Europa y Africa. Las flechas indican la dirección potencial de deriva.

b) Esquema de la placa Sudeuropea cerca del final de la colisión continente-continente. La placa Sudeuropea se adaptó a los bordes irregulares de las placas vecinas por distorsión, es decir, mediante la formación de subplacas. Las flechas curvadas indican el sentido de rotación de las subplacas.

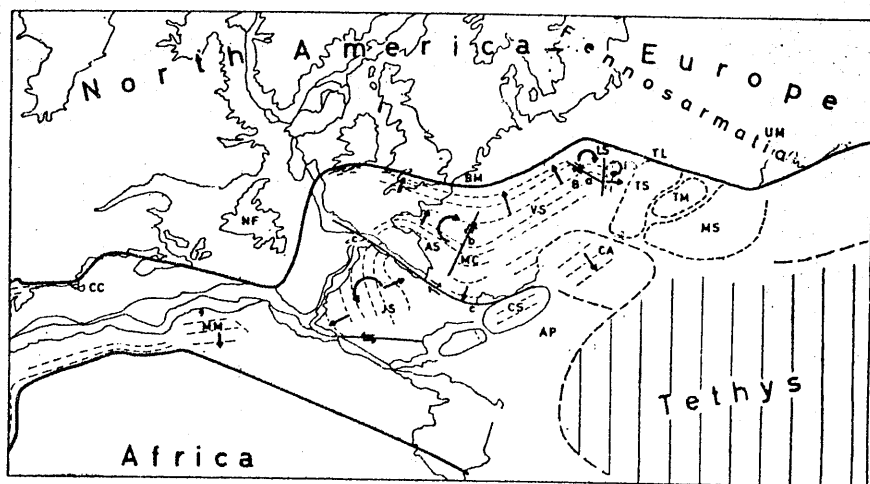


Fig.3-3. Esquema de distribución de la placa Sudeuropea y de las placas vecinas al final de la orogenia hercínica. Se indican las diferentes subplacas, fallas de desgarre mayores, y rasgos generales de la placa Sudeuropea. Según LORENZ (1976) basado en BULLARD et al () y DEVEY et al. (). Líneas gruesas: márgenes continentales de las placas en contacto. Flechas gruesas: dirección de migración de plegamientos. Flechas curvadas gruesas: dirección de rotación de las subplacas en relación con la subplaca Varisca. Abreviaciones: AP, Apulia; AS, subplaca armoricana; B, Bohemia; BM, Macizo de Brabante; CA, Cárnicos; CC, Cabo Cod; CS, Córcega-Cerdeña; ES, Subplaca sudética oriental; IS, subplaca Ibérica; LS, subplaca silesio-lugiana; MC, Macizo Central; MM, Meseta Marrroquí; MS, subplaca moesiana; NF, Terranova; TL, línea Tornquist; TM, subplaca Tirgu-Mures ?; TS, subplaca Tatríde ?; UM, Macizo Ucraniense; VS, Subplaca varisca; a. falla de Elba; b. Falla del sillón hullero; c. falla de los Pirineos-Vizcaya.

El modelo de LORENZ (1976) ofrece explicaciones generales a abundantes hechos reconocidos. Sin embargo, ¿donde habría que ubicar en la meseta ibérica, por ejemplo, las zonas de sutura posteriores a las respectivas subducciones?, ¿donde estarían a NE y SW las ofiolitas, melanges, zonas de alta presión, etc.?. Como puede verse quedan estas preguntas en el aire y de nuevo tenemos que esperar a que un conocimiento más detallado de estructuras, estratigrafía, petrología, geoquímica, y edades radiométricas en el Macizo Ibérico nos permita dar respuestas concretas.

PEREZ LORENTE (1977) se basa en correlaciones bibliográficas de estratigrafía y geología histórica de diversas áreas, para concluir que durante la orogenia hercínica "La similitud de facies para los materiales del Precámbrico inclina a pensar que la Península Ibérica se situaba entre Terranova, sudeste del Canadá, Francia, y Norte de Africa". Sin embargo "para lograr una mayor precisión examina la tectónica y sedimentación durante el Paleozoico". Como puede verse hay una aparente incongruencia en tal prólogo: si se establece una similitud entre las facies precámbricas de distintas áreas se puede pensar en una determinada relación espacial solo durante el Precámbrico, porque para extender dicha relación espacial al Paleozoico habrá que comprobar igualmente la similitud de las facies de este eratema. A no ser que se piense definitivamente en "fijismo" y se niegue toda verosimilitud a la "Tectónica Global". PEREZ LORENTE (1977) compara las secuencias estratigráficas en AVALON, MACIZO IBERICO, MESETA MARROQUI, MACISO ARMORICANO, NUEVA ESCOCIA para concluir en el esquema adjunto (fig. 3.4.). En su opinión tales zonas se mantuvieron en proximidad desde el Precámbrico (s.l.) hasta el Paleozoico superior. Es evidente que luego se han separado, ello implica admitir la TECTONICA GLOBAL al menos desde el MESOZOICO.

Para PEREZ LORENTE (1977) no es aplicable la teoría de Tectónica de placas a la evolución del orógeno hercínico. Aunque no hace referencia en

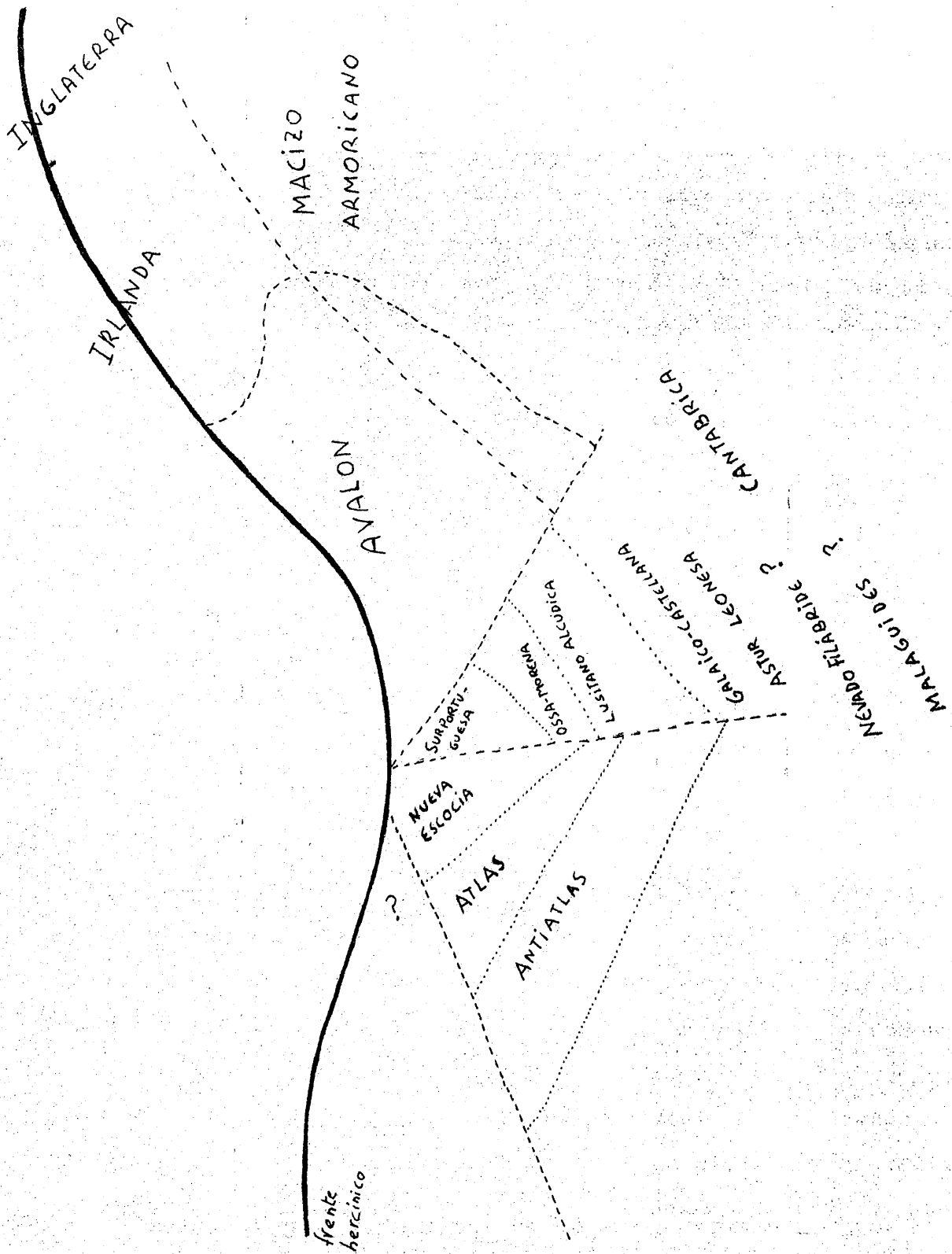


Fig.3-4. Distribución de dominios geológicos antes de la orogenia hercínica según PEREZ-LORENTE (1977).

concreto a ningún modelo de los muchos propuestos que antes se han comentado, su crítica radical se basa en que no encuentra evidencias que permitan diagnosticar paleo zonas de subducción, ni puede imaginar disposición geométrica alguna de una o varias subplacas cuyas relaciones respondan de las peculiaridades del orógeno ibérico. De este modo parece deducirse de su trabajo que toda la evolución geológica del hercínico fué continua, fijista, si bien luego se vería implicado en las traslaciones continentales del ciclo alpino.

Una detenida comparación entre los rasgos geológicos del SE del Canadá atlántico y el NW de Africa llevó a SCHENCK (1971) a afirmar que Nueva Escocia es en realidad un fragmento litosférico africano arrastrado por la placa americana durante la apertura del actual océano Atlántico. Previamente habrían existido dos océanos, uno durante el Proterozoico superior que cerraría en el Proterozoico terminal. (600 m.a.) dando lugar a la orogenia Cadomiense o Assintica, y otro posterior, durante el Paleozoico inferior que cerraría durante las orogenias Caledonica y Hercínica (entre el Devónico y el Estefaniense).

Las secuencias estratigráficas de las provincias geológicas afectadas reflejarían esta evolución por repetidas colisiones y resquebrajamiento ("riftings") inmediatos. (Ver fig. 3.5. y Tabla 3.I). Los bloques precámbricos del Canadá podrían ser fragmentos de corteza africana plegada en la orogenia Grenville, que posteriormente pudieron constituir microcontinentes a lo largo de la costa africana. En estos altos fondos se depositarían turbiditas y serían incorporados en la colisión finipaleozoica quedando incorporados al escudo Canadiense tras la apertura del Atlántico durante el Mesozoico.

SCHENCK (1971) tiene en cuenta exclusivamente las relaciones entre la placa africana y la americana como causa de las sucesivas orogenias de ambas áreas. En ese mismo cuadro la subplaca ibérica, en el extremo sudoccidental de la placa sudeuropea debió cumplir un determinado papel, como veremos ya desde el Proterozoico medio, como mínimo, cuando ocurrió

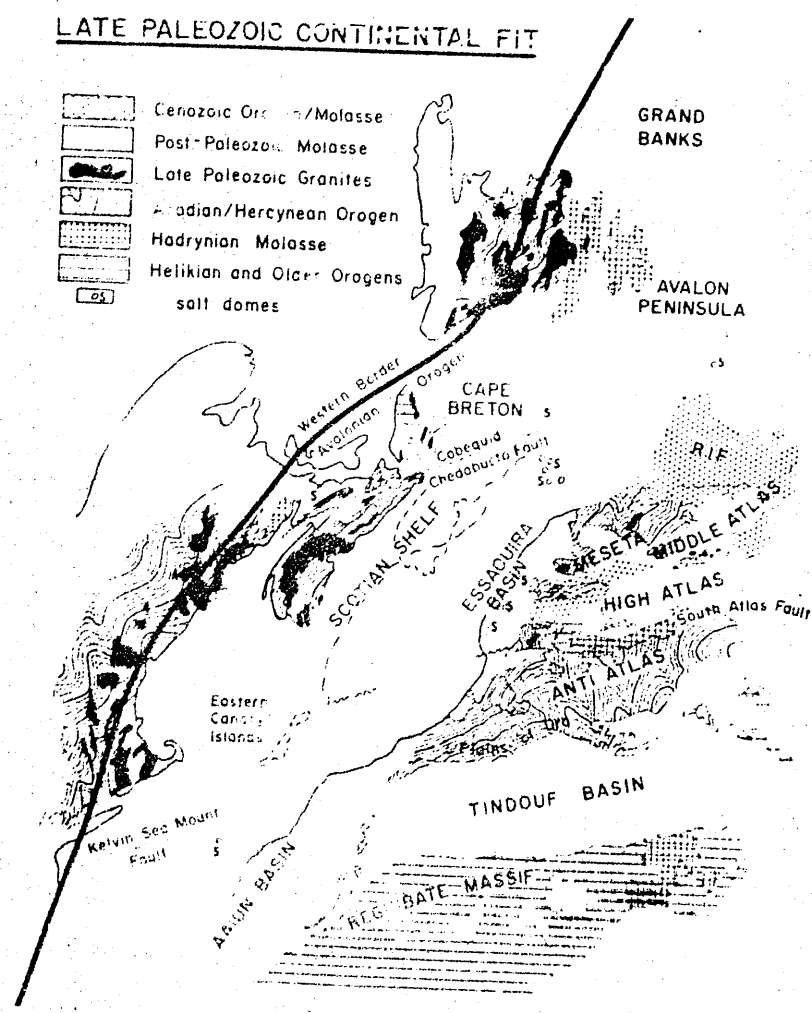


Fig.3-5. Distribución de los continentes al final del Paleozoico según SCHENK(1971) modificado de DIETZ and HOLDEN (1970).

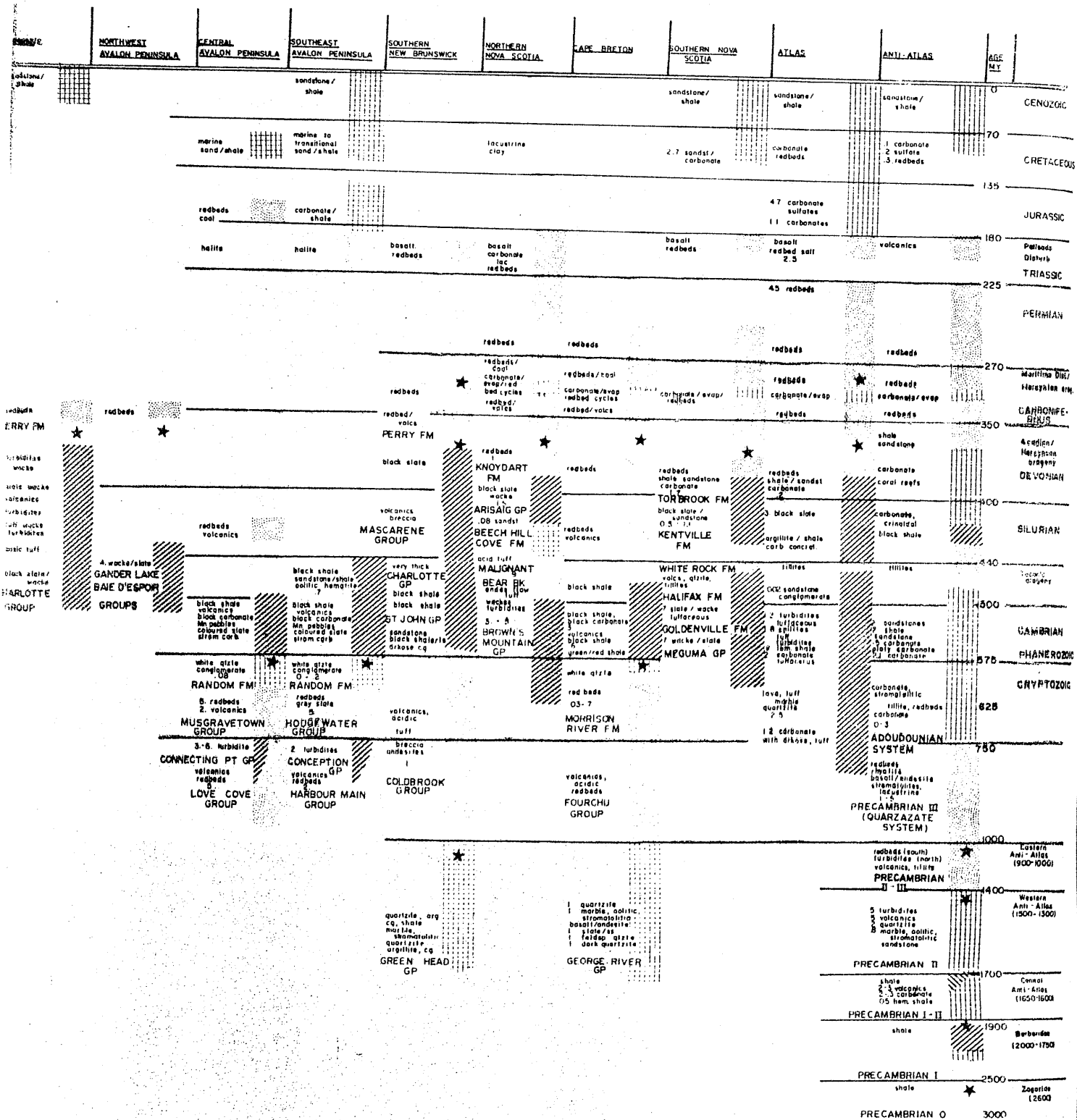


Tabla III-1. Correlaciones estratigráficas de SCHENK (1971).

Se comparan secciones desde Marruecos a Maine. LEYENDA :

Líneas diagonales: turbiditas, pizarras negras, niveles delgados y negros de carbonatos, vulcanitas básicas. Cuadrícula: carbonatos de plataforma continental, pizarras y arenitas.

Punteado: redbeds postorogénicos, vulcanitas ácidas. Los números indican espesores en kilómetros. Las estrellas negras indican épocas principales de intrusiones granodioríticas.

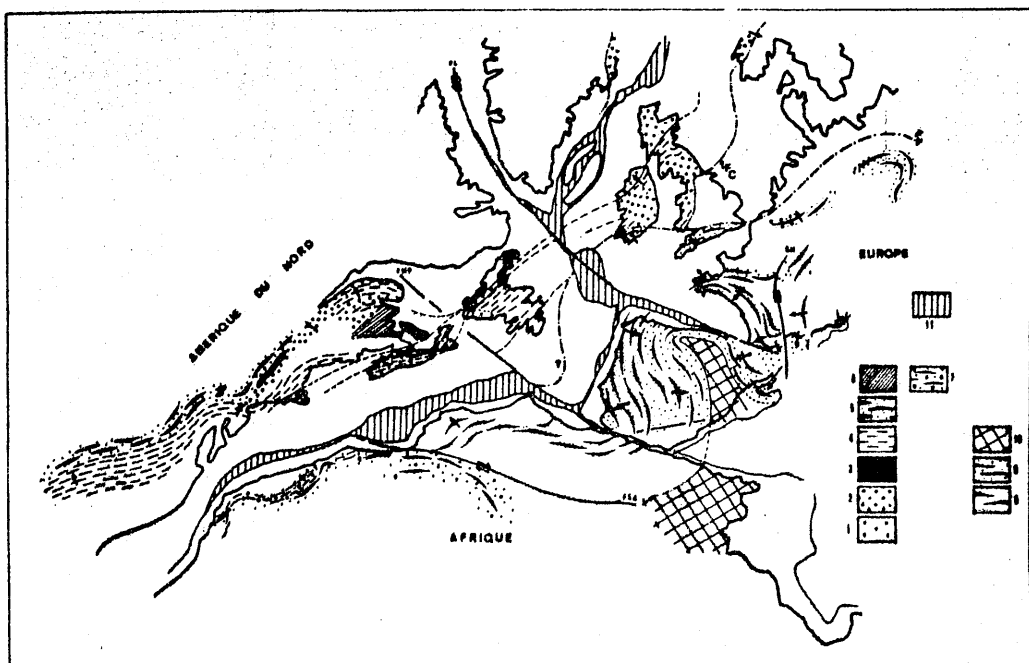


Fig.3-7. Posible configuración de los orógenos intrapaleozoicos en el Atlántico septentrional antes de la deriva del bloque euro-africano.Según BARD,CAPDEVILA y MATTE (1971).

Orógeno caledoniano-apalachense. 1)Fases del Cámbrico Superior - Ordovícico inferior.(470 a 480 MA). 2)Fases del Silúrico superior (tacónicas)(430 a 450 MA). 3) Klippes tacónicas. 4) Fases del Devónico medio.(Acadienses).(350 a 380 MA). 5) Fases postwesfalienses.(Orogenia Alleghay ,250 MA). 6) Carbonífero medio no deformado. 7)Cadena de Ougarta:deformaciones del postestefaniense inferior. Orógeno hercínico(Varisco) de Europa occidental. 8)Fases del Devónico media a superior y antevisenses.(Bretonas). 9) Fases tardías postwestfaliense B y anteestefaniense.(Astúricas). 10) Depósitos carboníferos marinos con Fusulinas. Las flechas indican el sentido de vergencia de las estructuras. 11) Zonas en blanco en la reconstrucción de BULLARD sensiblemente modificadas en lo que respecta a la península ibérica. Fc: Frente caledónico.Fv:Frente varisco.Fl: Falla de Labrador-Vizcaya.Fnf: Falla de Terranova meridional.Fsa: falla sudatlántica. Sh: Falla del Sillón hullero.

Es posible suponer la existencia de un episodio oceánico anterior durante el Devónico final y Carbonífero inicial según se deduce de la faja volcánica calcoalcalina que se extiende desde Portugal a Europa Central y de complejo ofiolítico cercano a Lizard en el sur de Gran Bretaña. En cualquier caso, la fracturación tardihercínica comienza al final del Carbonífero cuando el conjunto de las placas está ya bloqueado, se producen desgarres dextrorsos generalizados y posteriormente, originadas por distensión, la "taphrogénesis" pérmica que da lugar al relleno de pequeñas cuencas. A fines del Pérmico se invierte el régimen de tectónica de placas y después de una tectónica de rift, y de una importante actividad ígnea oceánica, se vuelve a abrir el actual océano Atlántico (ARTHAUD y MATTE, 1977; LE PICHON, SIBUET y FRANCHETEAU, 1977).

3.3.2.-TECTONICA DE PLACAS DURANTE EL PRECAMBRICO

Para un número progresivamente creciente, al parecer, de autores, la teoría de la tectónica de placas sería plenamente aplicable para el Paleozoico, e incluso para buena parte de los tiempos Proterozoicos. Desde un punto de vista uniformista no cabe duda de que es aplicable la teoría de la TECTONICA GLOBAL a los tiempos pasados como se viene admitiendo para explicar la orogenia alpina o la evolución de la corteza en el último ciclo de la tectónica de placas en el Mesozoico y Cenozoico. Pero años atrás en el tiempo las condiciones físicas de la corteza debieron ser diferentes y por esta razón hay diversidad de opiniones entre los mismos autores partidarios de la tectónica global. Algunos afirman que las rocas más antiguas que se preservan, entre las que predominan basaltos y granodioritas son semejantes a las formadas en procesos de tectónica de placas lo que les induce a extender la acción de tales procesos a aquellas épocas. Además indican que es lógico que los efectos de movimientos horizontales de tal edad sean actualmente irreconocibles porque los procesos de subducción destruyen las pruebas geológicas y solo dejan líneas de sutura cuya importancia aparente no guarda relación con el tamaño del océano que quedó allí sellado. Sobre este tema ver

BURKE, DEWEY y KIDDO, 1977; DEWEY, 1977; McELHINNY y McWILLIAMS, 1977; MOORBATH, 1977; JORDAN, 1978, etc. . Para otros autores, sin embargo, existieron mecanismos diferentes e irrepetidos durante arcaico y proterozoico. HARGRAVES, (1976) divide la historia de la Tierra en 4 etapas. La primera corresponde al periodo de tiempo de hace 4.500 a 3.500 m.a. durante el cual se diferencia el manto, sometido a intensas corrientes de convección, y se segregan la corteza y la hidrosfera. La nueva corteza sufre un régimen muy inestable hasta que el gradiente geotérmico disminuye por debajo de $65^{\circ}/\text{km}$. De esta época son los gneises de alto grado y rocas asociadas más antiguas que se conocen (3.800 m.a.)

La segunda se desarrollaría durante el Arcaico entre aproximadamente 3.500 y 2.500 m.a. Conoce la acumulación de secuencias de rocas verdes en el fondo de la hidrosfera que cubriría todo el globo. Después, en estas secuencias podrían incluirse sedimentos clásticos en la medida en que progresase la erosión, para, posteriormente, comenzar a fundir en la base la corteza silícea que podría mezclarse con los basaltos formando cuerpos anatexiticos híbridos. Así se formarían núcleos emergidos, aumentaría la erosión y paralelamente la subsidencia, dando lugar a las cadenas de rocas verdes arcaicas (greenstone belts). La actividad tectónica quedaría marcada por un régimen convectivo a pequeña escala que llevaría al desarrollo de núcleos cratónicos arcaicos rodeados por fajas móviles metamórficas de alto grado.

La tercera etapa ocurre en el Proterozoico, es decir entre 2.500 y 600 m.a. Se produce una progresiva segregación de la hidrosfera en continentes y océanos que seguiría con la separación y convergencia de placas litosféricas inducidas por corrientes de convección en el manto. La escala de interacción de placas y deriva continental aumentaría con el crecimiento del área oceánica. Finalmente emergerían continentes de dimensiones aproximadamente similares a los actuales.

La cuarta etapa corresponde al Fanerozoico, esto es desde 600 m.a. hasta

hoy. Se desarrollan los ciclos de Wilson* de tectónica de placas y deriva continental. El área de continentes y océanos total se mantiene relativamente constante por erosión subaérea y subducción.

De este modo HARGRAVES (1976) admite el desarrollo generalizado de la tectónica de placas solo a partir del Cámbrico mientras que anteriormente solo se producirían fragmentaciones, distanciamientos y aproximaciones de fragmentos litosféricos movidos por las corrientes de convección.

Una vez admitida la segregación de la corteza siálica ya desde la primera etapa de la historia de la Tierra (ej.: gneises de 3,800 m.a.), el autor señala la constitución de una corteza siálica continua de unos 8,4 km de espesor. Esta potencia sería la máxima admisible sobre la isoterma de 750°C en el interior de la Tierra, de modo que sólo cuando la profundidad de esta isoterma fué suficiente para admitir una columna de rocas siálicas en equilibrio isostático con el manto comenzaron a emerger pequeñas elevaciones. Por este método calcula que debieron pasar 3.100-3.600 m.a. antes de una emersión generalizada de los continentes. Esto significa que la emersión se produjo hacia el final del Proterozoico (1.400-900 m.a.) tras la cual la Tierra adquiriría una morfología de superficie similar a la actual con desarrollo de procesos de erosión y sedimentación de envergadura a partir del Cámbrico (600 m.a.).

Este modelo proporciona una base lógica a la explicación de la repentina eclosión de la biosfera durante el Proterozoico final, ligada a la primera formación de mares de plataforma somera que permitió una rápida evolución de los metazoos (LABARBERA, 1978; CHAMBERLAIN and MARLAND, 1977). También las determinaciones de gradientes geotérmicos durante el Precámbrico elaborados por SAXENA (1977) sobre la base de la presencia de charnoquitas en el Proterozoico medio (1.200 m.a.) indican valores de 70-100°C /km coherentes en el modelo de HARGRAVES (1976).

* Aclaremos que el término "ciclos de Wilson" según la definición establecida por DEWEY y BURKE (1974) se refiere a los procesos cíclicos de apertura y cierre de los océanos que WILSON sistematizó y globalizó por primera vez (WILSON 1968a).

KNOLL (1978) rechaza el modelo de HARGRAVES y sus implicaciones biológicas al comprobar del estudio de las series precámbricas que la emersión de los continentes debió ocurrir ya desde hace 2.300 m.a. cuando existían las primeras áreas cratonizadas. En cuanto al motor de la rápida extensión de los metazoos sugiere el efecto combinado de factores biológicos, geológicos y bioquímicos, entre estos últimos la adquisición de mecanismos de diferenciación funcional de células genéticamente idénticas. Igualmente para MOORBATH (1977), las investigaciones de isótopos en los gneises de AMÍTSOQ y NÓK en Groenlandia le llevan a afirmar que existió una corteza continental rígida y resistente ya desde (3.800 m.a.) con un espesor probable de 20-30 kms. Esta corteza continental antigua, similar a la actual, sufrió procesos orogénicos de acreción por los cuales la corteza continental incorporaba nuevos materiales procedentes, inicialmente, de la corteza basáltica al subducir bajo el continente. Procesos de este tipo ocurrirían, según los datos isotópicos, a 3.800 m.a., 2.900-2.600 m.a., 1.900-1.700 m.a. y 1.100-900 m.a. y después a lo largo de los últimos 600 m.a. Antes de la ruptura en placas de los continentes, es decir, antes de la generalización de la deriva continental, existiría uno (PANGEA) o dos supercontinentes (LAURASIA al Norte y GONDWAWA al Sur) que evolucionarían igualmente por movimientos horizontales con subducción de corteza oceánica, fusión parcial de la parte inferior de la corteza continental, metamorfismo e inyección ígnea. De este modo los supercontinentes crecerían frontalmente por crecimiento ya desde hace 3.800 millones de años. Los episodios orogénicos de subducción de corteza oceánica, fusión parcial e inyección se suelen completar en unos 200 m.a. de modo que tienen una escala temporal reducida. La corteza continental ha crecido desde entonces por su flotabilidad que le impide subducir.

MOORBATH (1977) piensa además que el acontecimiento orogénico (formador de continente) más antiguo del cual tenemos pruebas es de 3.800 m.a., pero no tenemos pruebas de que este sea el primero, ni de que no existan rocas continentales más antiguas aún.



Otros autores matizan, sin embargo, un comportamiento diferente de la corteza en los tiempos Arcaicos, Proterozoicos y Fanerozoicos. Así durante el Arcaico la corteza se constituiría bien mediante asociaciones de rocas verdes y tonalitas o bien por rocas metamórficas de alta presión, tales como gneises y granulitas. Los primeros podrían representar secciones corticales superiores. (WINDLEY y BRIDGWATER, 1971). Junto a las rocas verdes aparecen frecuentemente metasedimentos de aguas someras que llegan a constituir más del 25% del conjunto, como en la provincia superior canadiense (GOODWIN, 1976). La corteza no debió ser especialmente fina. Los movimientos horizontales incorporan nueva corteza (crecimiento continental) y algunos autores atribuyen los greenstone-belts a procesos de subducción. De hecho en ciertas regiones las áreas de alto grado se sitúan cerca de las márgenes de complejos rocas verdes-tonalita (SUTTON, 1976). Hacia el final del Arcaico se observan importantes movimientos verticales de hasta 10-15 km que se produjeron en bloques continentales que estaban separados por zonas de cizalla verticales. Progresivamente disminuye la actividad ígnea mientras que se va dando paso a la constitución de cratones.

Durante el Proterozoico la corteza es más rígida que la Arcaica, aunque no lo suficiente para no sufrir, durante las traslaciones horizontales una intensa deformación y metamorfismo interno (SUTTON y WATSON, 1974). Características de este ciclo es la formación de complejos de fajas móviles en el interior de los propios continentes en movimiento que, eventualmente, podrían llevar a la apertura de pequeñas cuencas oceánicas (SUTTON y WATSON, 1974). Estas fajas lineales se ordenan espacialmente en torno a círculos menores cuyo centro se situaba al Sur de GONDWANA. En el Proterozoico final estas alineaciones dan paso a los primeros rift, expresión inicial de la fragmentación continental que pudiera haber dado paso a la formación del océano Proto-Atlántico (fig. 3.8), DAVIES y WINDLEY (1976).

Finalmente indicaremos que el concepto de la ritmicidad de los procesos orogénicos desde el Precámbrico, apoyada por HARGRAVES (1976), MOORBATH (1977), SUTTON (1977), etc. tiene como límite la precisión de los datos de edades absolutas. Tal concepto fué expuesto por GASTIL (1960), que al representar un numeroso grupo de datos radiocronológicos, ya disponibles en aquella época, creyó encontrar irregularidades que apuntaban a la

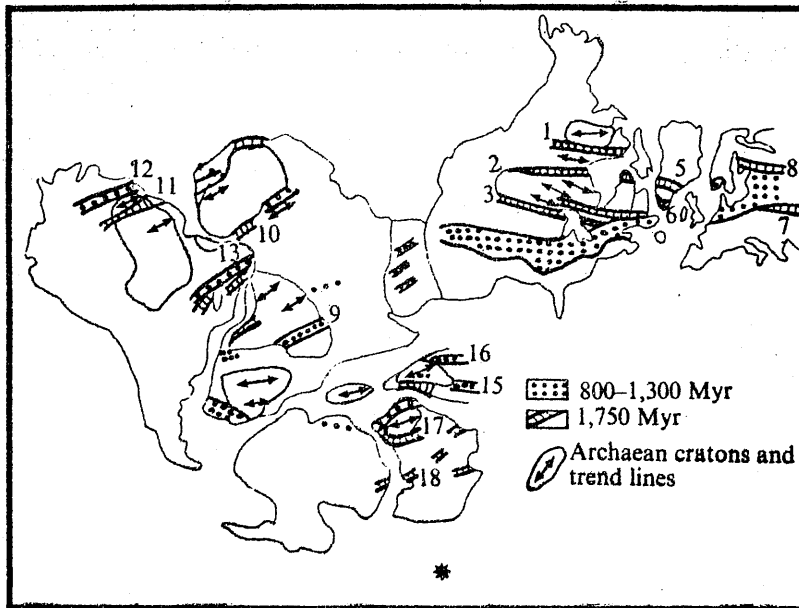


Fig.3-8. Esquema de distribución de continentes en el Proterozoico medio a superior según DAVIES and WINDLEY (1976). Se representan alineaciones Proterozoicas de dos edades diferentes que se distribuyen en círculos menores alrededor del punto de rotación (*), situado cerca de Australia. Las alineaciones principales son: 1. Borde sudeste de la Provincia Slave. 2. Río Nelson. 3. Provincia Superior SE. 4. Frente Grenville y extensión SW. 5. Magssugtoqidian, Groenlandia. 6. Ketilidian. 7. Línea europea central. 8. Borde Karélide-suecofénide. 9. Fajas Karagwe-Ankolan del África central. 10. Eburnian en el borde oriental del cratón africano occidental. 11. Depresión amazónica entre los escudos de Guayana y Brasil. 12. Norte del escudo de Guayana. 13. Faja pre-Minas de Brasil. 14. Ghats oriental, India. 15. Satpura. 16. Fajas Arivalli-Dehli, India. 17. Faja Frazer. 18. Faja de Adelaida.

concentración temporal de los episodios orogénicos. Esta idea sería después ampliamente divulgada en la escuela soviética por VINAGRAOV y TUGARINOV (1961) que propusieron una división del precámbrico tomando como límites los datos de los "superacontecimientos" orogénicos. (SUTTON 1977).

Sin embargo, los datos radiométricos son frecuentemente difíciles de interpretar y BURKE et al. (1977) se plantean si la ritmicidad podría reflejar simplemente máximos estadísticos en los choques continentales o bien algo más fundamental en el comportamiento de la Tierra.

La fig. (3-9 a-m) ilustra la posible evolución de los continentes desde hace 1.250 m.a. según una reconstrucción provisional de IRVING (1978). La reconstrucción se basa en datos paleomagnéticos seleccionados por el autor. Como resultado de ella reconoce 6 etapas en la evolución continental durante el plazo citado:

(1) Al final del Precámbrico la corteza continental se une en un supercontinente con la plataforma siberiana en el hemisferio meridional adyacente a la parte oriental de Gondwana. Reajustes internos dextrorsos producen la OROGENIA GRENVILLE.

(2) El supercontinente se fragmenta en el cámbrico inferior

(3) Se reúne en el silúrico terminal (orogenia Caledoniana)

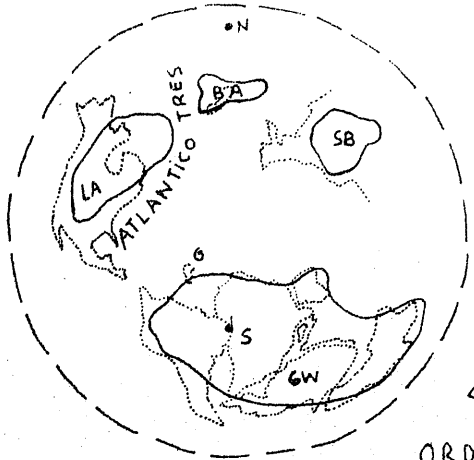
(4) Sufre reajustes internos en el Devónico por rotación sinextrorsa de Laurasia en relación con Gondwana (orogenia Acadiense).

(5) Se rompe de nuevo en el Devónico terminal

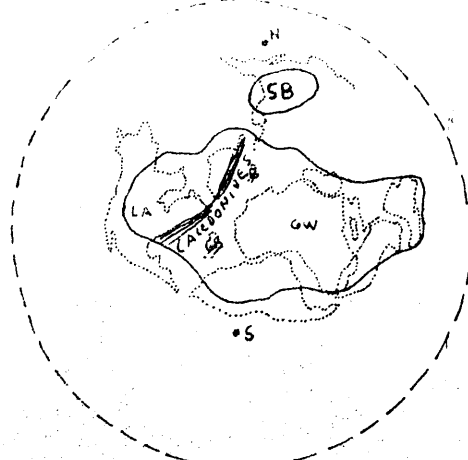
(6) Se vuelve a reunir en el Carbonífero medio (Orogenia Hercínico-Apalachiense).

Esta sucesión es la expresión global del ciclo de Wilson.

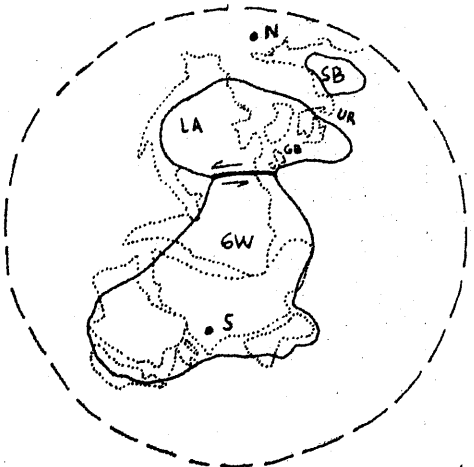
Aunque el conjunto de estos mapas es esquemático (no registra la Orogenia Taconica como indica el propio autor) podemos utilizarlos para seguir la evolución correspondiente al macizo ibérico dentro de este modelo.



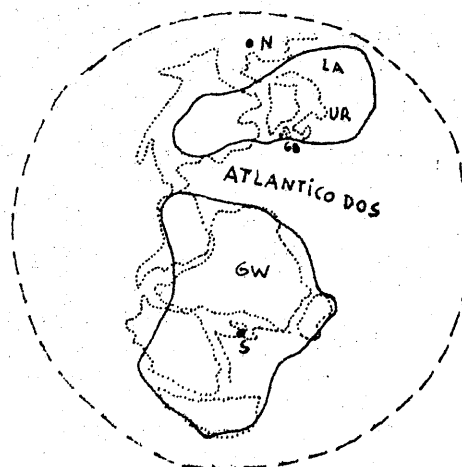
450 MA
ORDOVÍCIO SUPERIOR



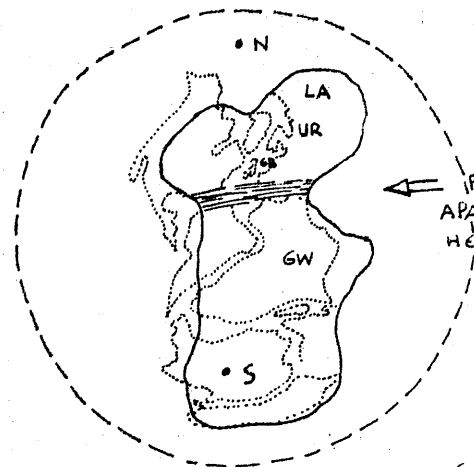
400 MA.
SILÚRICO SUPERIOR
(PANGEA D)



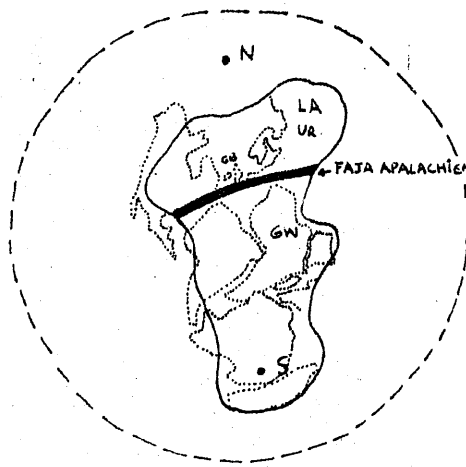
375 MA
DEVÓNICO MEDIO
(PANGEA C)



350 M.A
DEVÓNICO SUPERIOR



325 MA.
CARBONIFERO INFERIOR-MEDIO.

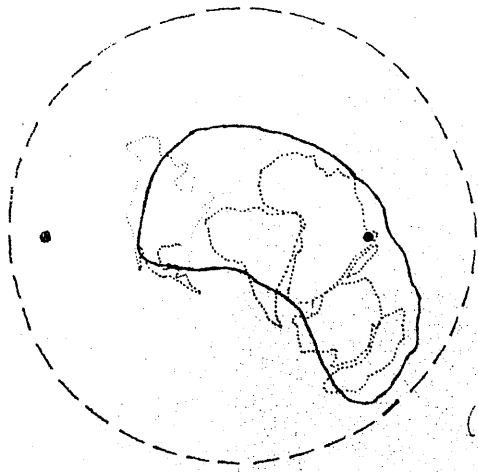


280 M.A.
PÉRMICO INFERIOR
(PANGEA B)

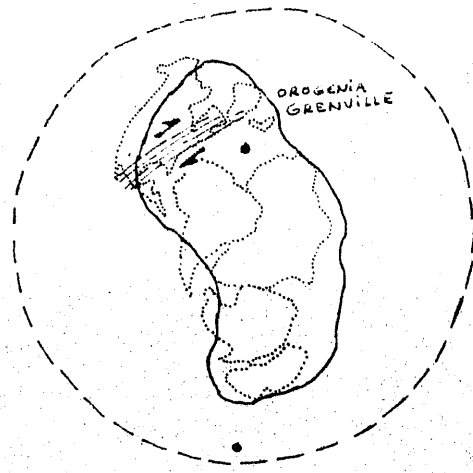
BA - PLATAFORMA BALTICA
LA - LAURASIA
SB - PLATAFORMA SIBERIANA
GB - GRAN BRETAÑA
GW - GONDWANA

Fig. 3-9.

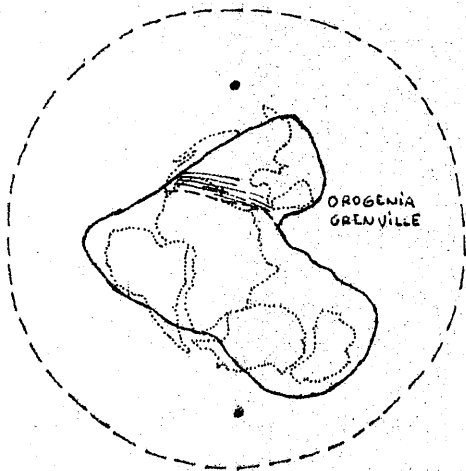
MAPAS PALEOCONTINENTALES PROVISIONALES PARA
EL FANEROZOICO INFERIOR Y PROTEROZOICO
ADAPTADO DE IRVING (1978).



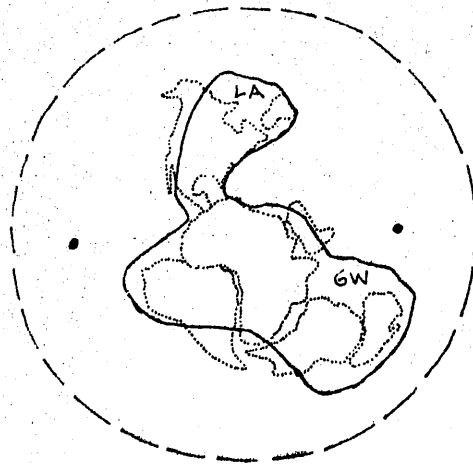
(PANGEA F)
4250 MA



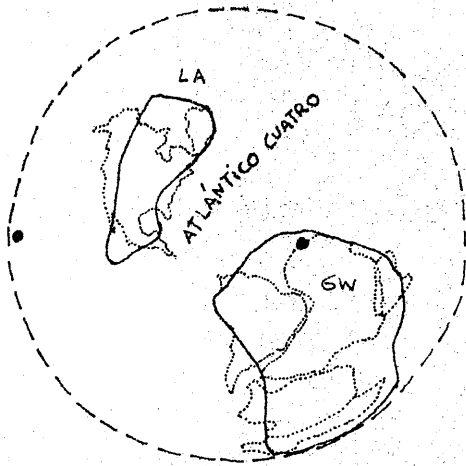
1050 MA



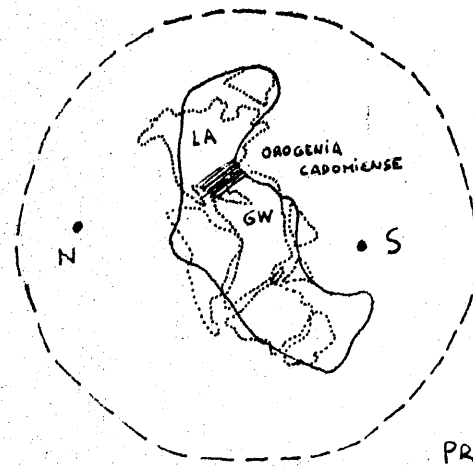
950 MA



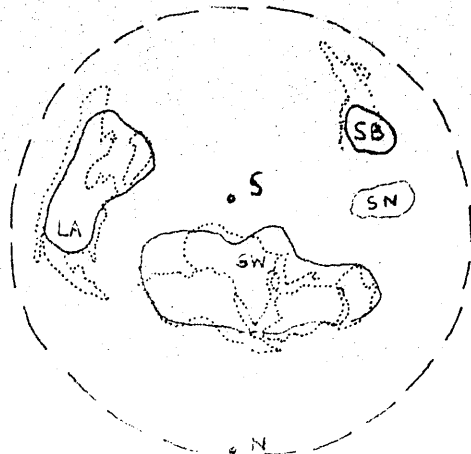
800 MA



700 MA



600 MA
PROTEROZOICO
SUPERIOR
(PANGEA E)



500 MA
CAMBRICO
FINAL

3.3.3.-MODELOS DE TECTONICA DE PLACAS PROPUESTOS PARA EL SUR DEL MACIZO

IBERICO

La última década ha contemplado un extraordinario avance en el conocimiento geológico de la mano de la llamada TECTONICA GLOBAL.

Como hemos visto para el conjunto del orógeno hercínico se han reactivado los esfuerzos de numerosos autores por encontrar modelos geotectónicos de validez general, y aunque no haya un modelo absolutamente válido no cabe duda de que si han sido muy útiles para fustigar las ideas establecidas, ponerlas a prueba e imaginar nuevos mecanismos compatibles con los hechos geológicos. En el caso del Sur de la Meseta Ibérica viene ocurriendo algo semejante. Los modelos de BARD, 1971; BARD et al. 1971, 1973; CARVALHO, 1972; BERTRAND y SOLER, 1974; VEGAS, 1976, no siempre ofrecen respuestas a todos los hechos observados, en no pocas ocasiones los contradicen, pero es innegable que han servido para reactivar la indagación científica, para buscar a cada elemento de la cadena su significación tectónica, y en definitiva para proporcionar un nuevo acicate al avance en el conocimiento, razón esta última de cualquier actividad científica.

BARD, 1971, trata de integrar todos los datos establecidos en sus trabajos previos en un modelo de crecimiento continental basado en el modelo de orógeno ortotectónico de DEWEY (1969). (Fig. 3.10)

Este modelo consiste, muy esquemáticamente, en la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental mediante una zona o plano de BENNIOFF. La placa oceánica, al sufrir un incremento de P y T durante la subducción proporciona magmas básicos, que se inyectan en la placa continental hasta extruir y cuerpos ultrabásicos, que junto a los anteriores constituyen la "raiz basáltica". En torno a ella, y en la placa continental el incremento del gradiente térmico facilitaría la fusión parcial de la corteza con formación de rocas graníticas calcoalcalinas y la extensión de un metamorfismo regional de elevado gradiente térmico. En el límite de subducción, por el contrario, las elevadas presiones se expresan en un metamorfismo regional de gradiente térmico bajo.

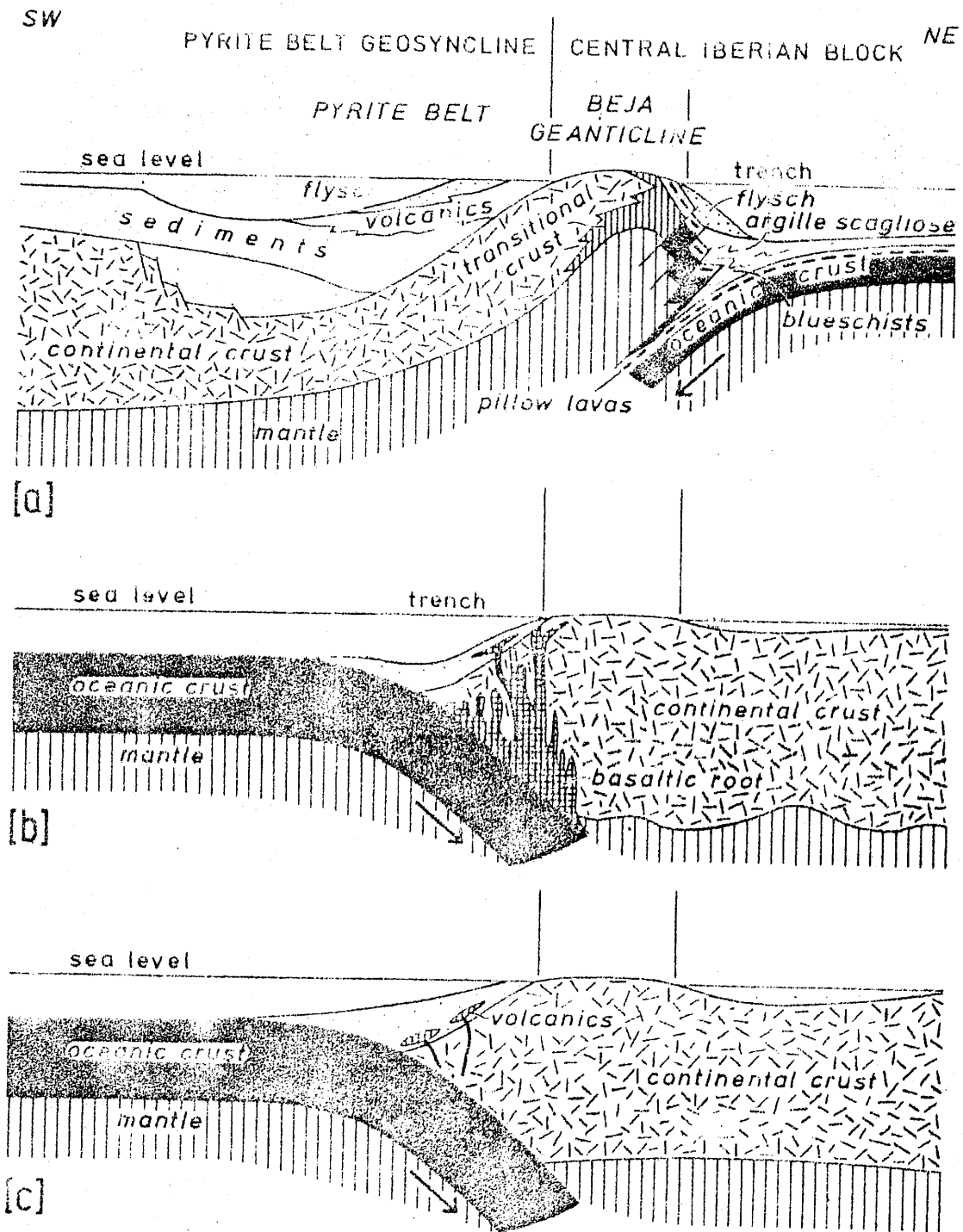


Fig. 3-10. Tres versiones de subducción y vulcanismo en la faja Piritosa Ibérica según SCHERMERHORN (1975). a) Según SOLER (1973); b) Según BARD (1971) y BARD and al. (1973). c) Según CARVALHO (1972).

Simultáneamente, en la fase tectónica, se produciría el cabalgamiento de unidades desde la placa continental a la oceánica y el depósito de serie flyschoides en el surco de subducción. Mientras las vergencias serían contrarias en la parte de la placa continental alejada del surco de subducción. Posteriormente, la extensión de la raíz basáltica llegaría a su máximo, y su límite lo expresaría una aureola de granitos y granodioritas tardías, mientras los reajustes isostáticos y la distensión final proporcionarían fosas tectónicas que serían colmatadas por series molásicas o efusiones volcánicas de tipo andesitas-riolita.

BARD (1971) encuentra "points des similitudes troublants" entre la parte meridional del SW ibérico y la "sección oceánica" del modelo. En su opinión tales similitudes se reflejarían en la presencia de:

-vulcanismo básico preorogénico (espilitas), sinorogénico (basaltos) y postorogénico (doleritas, gabros).

-cuerpos intrusivos monzoníticos, dioríticos, tonalíticos y graníticos.

-metamorfismo de alta temperatura/baja presión en la zona de "raíz basáltica"

-estructuras vergentes al SW (placa oceánica),

mientras que los ingredientes ausentes serían:

-verdaderas "argile scagliose" y "moladas" al estilo alpino. Podrían quedar representados por el flysch grauváquico cuyo carácter sintectónico tendría el mismo significado.

-fosa post-tectónica en el flanco oceánico relleno de moladas, con variable proporción de andesitas y riolitas. En la Sierra Morena occidental se instalan "riolitoides" en el Paleozoico sup. post F_1 , lo que podría tener significado semejante.

-metamorfismo regional de baja temperatura/alta presión. No se excluye la posibilidad de que las recristalizaciones sin fase II del Culm de Huelva lo representen al contener las metabasitas pumpellita, stilpnomelana y glaucofauna, según comentarios verbales de SCHERMERHORN a RIBEIRO.

Sin embargo, el primero de éstos negaría tal hecho posteriormente.

-no hay rocas ultrabásicas

-no hay grandes mantos hacia el SW, y solo pequeñas unidades alóctonas como el manto de Carrapateira, o pliegues tumbados cabalgantes al SW.

El lector observará fácilmente la debilidad de esta propuesta toda vez que, en relación con estos últimos puntos,

-el metamorfismo de alta temperatura/baja presión y la raíz basáltica se ubican en la placa continental sobre la zona de subducción.

-no se delimita la zona de surco. Si ésta corresponde a zona SUBPORTUGUESA es obvio que allí no hay evidencias geológicas tales como unidades tectónicas procedentes del NE excepto en el extremo SW (Manto de Carrapateira), rocas ultrabásicas, y metamorfismo de alta presión baja temperatura definido.

Si, por el contrario, corresponde al ABA de la ZOM, ocurre otro tanto y además se mezclan magmatismo y metamorfismo propios del área continental.

Sigamos, sin embargo, con el modelo de BARD (1971).

La parte septentrional del "segmento herciniano sudibérico" presentaría para este autor "mayores diferencias con el modelo "ortotectónico" especialmente por:

-presencia de coladas espilíticas o basálticas precámbricas recientes, cámbricas y ordovícicas.

-cintura metamórfica distena-sillimanita (fajas Elvas-Badajoz-Córdoba).

-intrusiones precoces prefase II y I de granitos y sienitas alcalinos e hiperalcalinos.

-batolitos de granodioritas y dioritoides importantes.

-vergencias siempre al SW.

-ausencia de "moladas" del paleozoico superior.

Para explicar este cuadro BARD (1971), después de rechazar la posible presencia de un plano de Benioff bajo el P.B.C., contempla la posibilidad de existencia de accidentes mayores que afectaran a la corteza continental y parte superior del manto. Los argumentos a favor girarían en torno al carácter cuarzofeldespático (arcosas, "Olló de Sapo") del Precámbrico del A.P.B.C. y la paleogeografía del Paleozoico.

La progresión de rocas básicas e hiperalcalinas, y, la formación de cámaras magmáticas profundas, en el área de estas fracturas profundas, ofrecerían el cuadro necesario para el metamorfismo regional con distena y sillimanita.

Con ésta, a todas luces, insatisfactoria explicación, y, más aún, escaso conocimiento del A.P.B.C. que, repetimos una vez más, no es una "cintura con distena y sillimanita", salda BARD (1971) las cuestiones planteadas y propone el modelo de la fig. 3-10. A partir de él, se remonta a explicar la formación de la cadena herciniana de Europa occidental, (fig. 3-11).

Posteriormente BARD et al. (1973) generalizan el modelo para el orógeno varisco ibérico (fig. 3-10) definiéndolo como modelo ortotectónico en tres etapas:

PREOROGÉNICA.- sedimentación geosinclinal Precámbrico superior-Devónico final

SINOROGÉNICA.- subducción hacia el NE bajo OSSA MORENA entre Devónico final y Estefaniense superior. Metamorfismo regional y emplazamiento de granitos.

POSTOROGÉNICO.- Levantamiento y peneplanización entre el Westfaliense final y Pérmico final.

Como principales incógnitas a resolver establecen el de la granitización general de la Meseta que exige dosis de energía cuya fuente no puede ser una subducción ubicada en el SW. CARVALHO (1972) propone un modelo similar al de BARD (1971) pero en el que las rocas básicas procederían del manto superior inyectados como virutas a lo largo de fracturas. Se ocupa especialmente de la faja piritífera cuyo vulcanismo ácido sería resultado de la subducción (fig. 3-10C). BERNARD y SOLER (1971) sitúan la faja piritosa en un modelo tipo Cordillera de DEWEY y BIRD (1970) (fig. 3-10). En esta línea SOLER (1973) define el vulcanismo espilitico-cuarzo keratofidico de la Z.S.P. como un vulcanismo fisural submarino propio de una zona de flexura preorogénica desarrollada entre el Fameniense y el Visense inferior. Esta zona de flexura se desarrollará sobre un sustrato siálico cuya erosión proporcionaría los elementos del Flysch carbonífero.

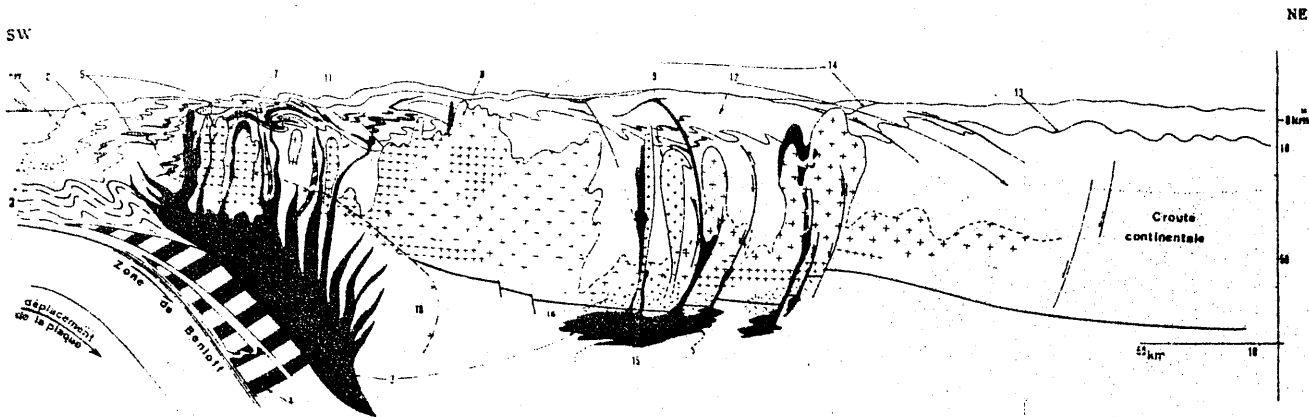


Fig.3-11 a. Esquema del segmento hercínico sudibérico al Sur del eje Ciudad Real-Plasencia en la hipótesis de que una zona de Benioff hubiera funcionado en la vertical de Huelva según BARD (1971). 1 y 2 : corteza oceánica. 3:magmas basálticos .4:magmas relictos ultrabásicos y serpentinitas.5:vulcanitas ácidas de Beja y Rio Tinto-Pomarão.6:Culm grauváquico de Huelva.7:batolitos hipovolcánicos de (grano)dioritas y rocas básicas del N. de la provincia de Huelva y del W. de la provincia de Sevilla.8:granodioritas y tonalitas tardías.9:granitos y sienitas alcalinas alcalinas precoces de la región de Aceuchal y de Cevadais.10:frente hipotético de la palingénesis profunda ligada a la formación de una raíz basáltica.11:isograda biotita(+) en la faja de presión intermedia con distena-silimanita de Elvas-Badajoz-Córdoba.13:base probable del Paleozoico inferior.14:base del Dinantiense.15:cámaras magmática básica ligadas a un sistema de accidentes que afectan al corteza continental y al manto superior.16:magma híbrido infracortical . 17: "Protoatlántico".

(Traducción libre del original,fig.7 de BARD 1971)

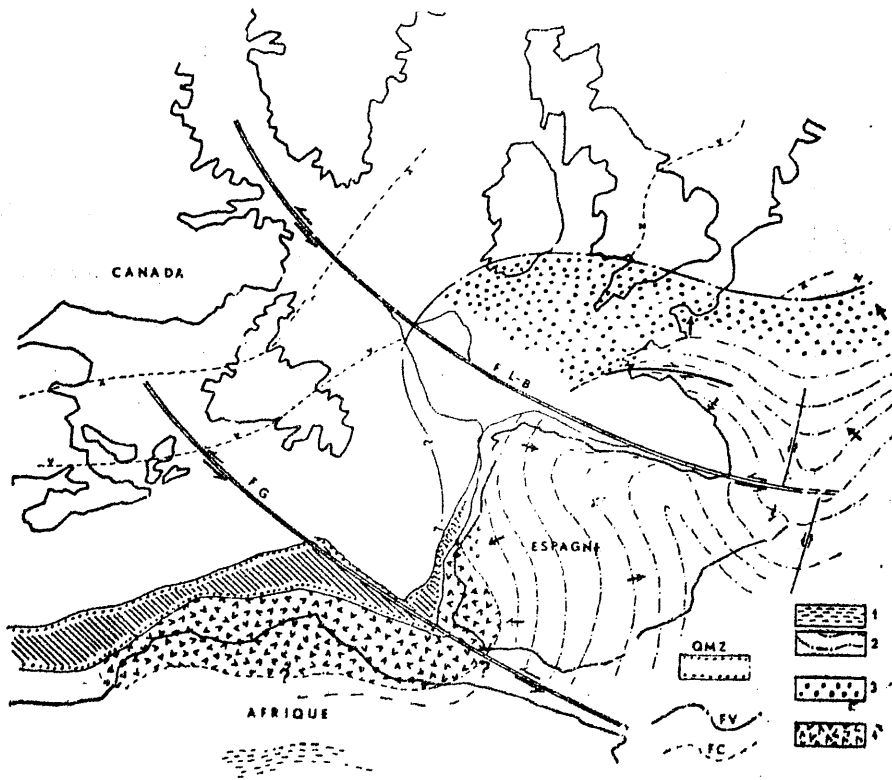


Fig.3-11 b. Configuración hipotética de los hercínides del Atlántico Norte antes de la deriva mesozoica. OMZ: límites de la "quiet magnetic zone" y bordes probables de un "Protoatlántico" al final del Paleozoico (en parte según DRAKE et al. 1969 b); F.V. Frente de deformaciones tangenciales variscas. 1: terrenos paleozoicos poco o nada plegados. 2: terrenos paleozoicos plegados y metamorfizados inicialmente depositados sobre un zócalo precámbrico. 3: terrenos paleozoicos plegados y metamorfizados inicialmente depositados sobre una corteza adelgazada o (?) sobre un fondo oceánico en "fase mediterránea" de su evolución (orógeno de tipo paratectónico). 4: terrenos paleozoicos plegados y metamorfizados inicialmente depositados a lo largo de un margen continental (orógeno de tipo ortotectónico). F.C. orógeno del sistema Caledónides-Apalaches; F.L.B.: falla de Labrador-Vizcaya; F.G.: Falla del Sur de Terranova y de Gibraltar.

(Traducción libre del original, fig.8 de BARD (1971)).

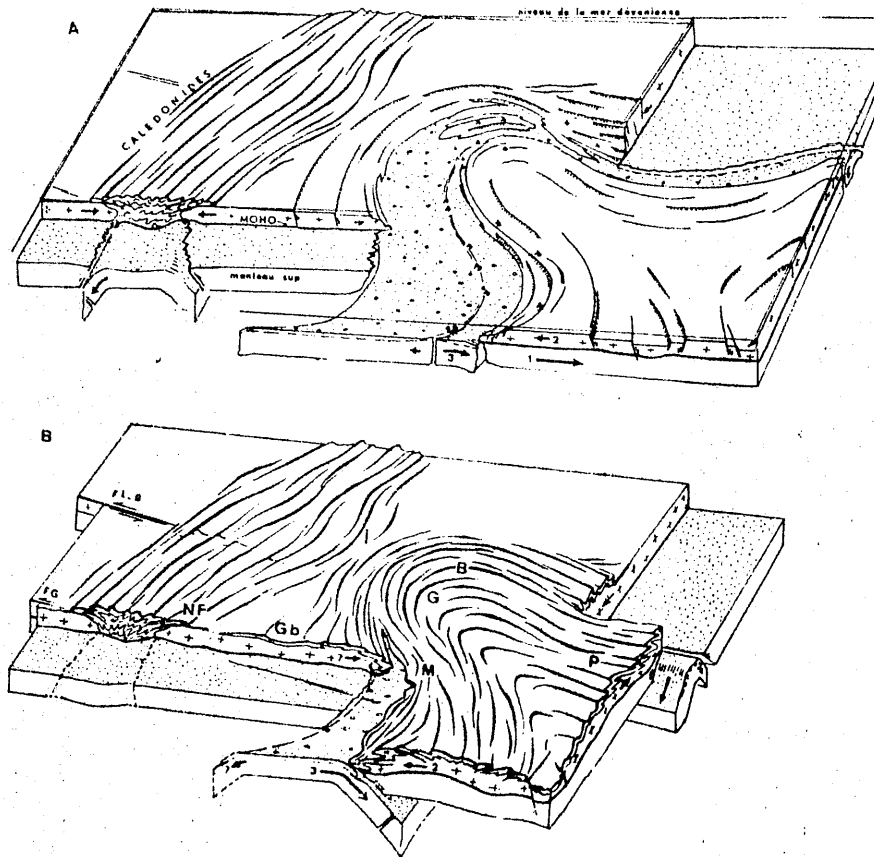


Fig.3-11 c. Bloques diagramas esquemáticos para ilustrar la posible génesis de la cadena hercínica de Europa occidental según BARD (1971).

A. Antes del Devónico Inferior: formación de los Caledónides en el segmento Terranova-Irlanda-Gran Bretaña; hacia la derecha apertura de tipo atlántico de un fondo oceánico ó formación de corteza adelgazada. Se individualizarían así dos placas continentales y se formaría progresivamente por hundimiento cada vez mas rápido del fondo oceánico una zona de Benioff. (flecha 3).

B. Después del Westfaliense y antes del Pérmico: las dos placas continentales han derivado la una en contra de la otra; en G (Galicia), I (Sur de Irlanda) y B (Norte de Bretaña) se forma un orógeno de tipo "paratectónico" mientras que en M (Sierra Morena y Marruecos ?) subsistiría un resto de fondo oceánico en el borde de una cadena hercínica de tipo "orotectónico". En la placa continental que soportó los hercínides la cadena varisca ha evolucionado sobre zonas ya fuertemente cratonizadas y falladas (caso de P: macizos hercínicos de los Pirineos). NF: Terranova; GB: Gran Banco; FLB: Falla Labrador-Vizcaya; FG: Falla del Sur de Terranova.

(Traducción libre del texto original).

Posteriormente BERNARD y SOLER (1974) desarrollarían tal modelo al tiempo que criticarían los de BARD (1971), CARVALHO (1972) y BARD et al. (1973).

El modelo de BERTRAND y SOLER (1974) presenta las siguientes particularidades:

-placa oceánica situada al N., placa continental al S.

-zona de subducción en la Z.S.P. hacia el S.

-zona de Beja-Aracena con zona de sutura de la colisión con el "bloque continental de la Ossa Morena" que vendría del N sobre la placa oceánica subducida.

-La cuenca carbonífera Sud-portuguesa, y la faja piritífera, se situarían en una cuenca retro-arco insular incorporada a la placa euroasiática por colisión, en consecuencia sobre corteza continental que proporcionaría el vulcanismo espilitico.

Estos autores aducen en contra de los modelos de BARD (1971), CARVALHO (1972), BARD et al. (1971, 1973), que sitúan la faja piritosa en la zona de subducción, la ausencia de elementos tales como ofiolitas, metamorfismo de alta presión, y zonas de "melange" en lo que se refiere a la Z.S.P. Más al Norte destacan la importancia del accidente de Beja que en los modelos anteriores juega un papel secundario.

Es de notar que las graves interrogaciones sobre lo que se fundamentan los modelos anteriores tampoco son resueltas por BERTRAND y SOLER (1971, 74); así no hay una explicación de la ubicación en "Ossa Morena" del M. regional de alta temperatura, tampoco una explicación de la presencia de diferentes fajas metamórficas. Cabe suponer que su modelo solo produciría un débil metamorfismo en la parte continental, sin embargo el A.B.A. presenta un intenso metamorfismo de bajas presiones que no se explica si se ubica en una zona de subducción.

SCHERMERHORN(1975), compara el modelo anterior con el de DEWEY y BIRD (1970) basado en la margen Oeste de América y señala que BERNARD y SOLER (1974) igualan el Z.C.I. a la placa pacífica oriental, la faja

piritosa se situaría en la falda oriental de los Andes, mientras el A.B.A. representaría a los Andes. Indica que no hay síntomas de existencia pretérita de un surco oceánico relleno de "argille scagliose" en la margen N del anticlinal de Beja.

Los datos geofísicos, por otra parte, habían sido utilizados ya por BARD (1971), BARD et al. (1971). El dato fundamental era la anomalía positiva que ocupando el SW ibérico aparece en el mapa de anomalías gravimétricas de Brouguer de la Península (Instituto Geol. y Cat. España 1968). Por otra parte MUELLER et al. (1973) sobre un perfil sísmico del sur de Portugal determinan la presencia de corteza de unos 35 km de espesor, es decir, de corteza continental normal, allí donde se suponía la existencia de corteza oceánica subducida.

3.3.4.- MODELOS MOVILISTAS PARA EL PRECAMBRICO IBERICO

Es prácticamente nula la bibliografía sobre evolución tectónica movilista del Precámbrico ibérico. Como se ha indicado, algunos autores atribuyen la faja con distena del A.P.B.C. al orógeno cadomiense. (BARD et al. 1973) aunque no precisan el mecanismo.

CAPOTE et al (1977) proponen el siguiente esquema paleotectónico para el área central del Macizo Ibérico durante el Precámbrico superior (fig. 3-12)

Hacia el Norte, en el Sistema Central, existiría un surco volcánico que en algunos puntos emergería o constituiría elevaciones submarinas con sedimentación carbonatada proximal que hacia el Sur pasaría gradualmente a medios profundos en que se acumularían turbiditas. Las pendientes podrían ser fuertes como resultado de plegamiento cortical y se formarían olistromas en zonas especialmente inclinadas. Se formarían turbiditas distales primero en medio miogeoclinal durante un periodo de deriva continental que daría lugar a un margen continental de tipo Atlántico (VEGAS et al., 1977). La enorme extensión de estas series turbidíticas sugeriría una elevación continental tremenda en torno a los

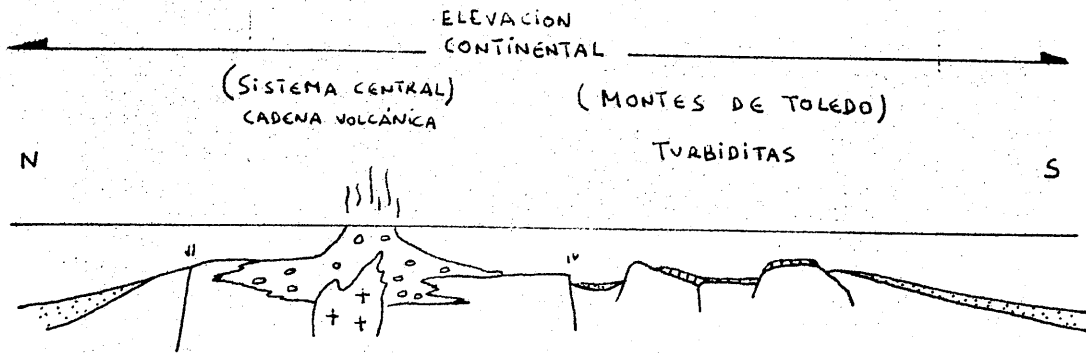


Fig.3-12. Interpretación de las relaciones existentes entre las series del Precámbrico superior y los episodios de vulcanismo que tuvieron lugar en el Sistema Central según CAPOTE et al (1977).

antepaises del precámbrico antiguo. Un suceso distensivo que separó los núcleos Precámbricos de Africa, Norte América y Eurasia sucedió alrededor de 850 m.a. según STEWART (1976). Este proceso originó regiones de depósito muy amplias (márgenes o miogeoclinales) que después serían lugares de los orógenos circumatlánticos Caledónico y Hercínico. Las series pelita/grauvaca representarían sedimentos terrígenos depositados durante este episodio tensional ("rifting") mientras los olistostomas, tan ampliamente representados en los geosinclinales del precámbrico superior, se depositarían en medios controlados por tectónica compresiva. Desde el principio de este proceso distensivo debió existir el surco volcánico que originó los gneises orbiculares tipo Ollo de Sapo del Sistema Central. La presencia en las grauvacas inferiores de abundantes clastos de plagioclasa lo sugiere y la secuencia turbidítica ofrece indicios de que el clímax de la actividad volcánica debió suceder al final del Precámbrico. Este rasgo volcánico es de primera magnitud y puede seguirse desde el Sistema Central hacia el NW a lo largo de unos 700 km. ocupando una posición axial en la faja hercínica. Este magmatismo está de acuerdo con el adelgazamiento de la corteza continental previo a la separación de Africa, Eurasia y Norte América, después del ciclo GRENVILLE. El surco volcánico se desarrolló muy lejos de la plataforma continental ya que hacia el Norte las series Precámbricas son de nuevo turbidíticas. Las líneas de costas no se conocen aún.

Hacia el Sur el nivel continental descendió a medios profundos expresados por los sedimentos pelita-grauvaca del SW que corresponde a sedimentos distales parecidos a la sucesión pelitagrauvasca de los Montes de Toledo. En esta área se desarrolló una faja volcánica de menor importancia (Porfiroides de Bodonal).

En el Sur de Marruecos se desarrolló una extensa plataforma con sedimentación calcárea durante el Precámbrico superior y marca el único borde continental de esta cuenca, aunque debió existir un área de corteza oceánica o intermedia entre la plataforma marroquí y el Sistema Central.

A partir del Cámbrico, el área evoluciona hacia un medio estable de plataforma, evolución que es interrumpida por los movimientos sárdicos.

Hasta aquí el modelo de CAPOTE et al. (1977) que, aunque válido para el Sistema Central, no explica, sin embargo, el metamorfismo regional precámbrico ni el extenso vulcanismo básico/ácido desarrollado durante el Proterozoico inferior en el A.P.B.C. Estos elementos son indispensables para completar el cuadro evolutivo tectónico del orógeno precámbrico ibérico.

3.3.5.-EL MODELO TECTONICO DE ZWART (1978)

Recientemente se han publicado trabajos de síntesis dedicados al Noroeste de Europa (ZIEGLER, 1978) y a Europa Central y Occidental (ZWART & DORNSIEPEN, 1978) que proporcionan una visión muy actual del estado de conocimientos geológicos. La Península Ibérica y su evolución geológica es objeto especial de atención de ZWART & DORNSIEPEN (1978) y pienso que merece la pena reunir las conclusiones más importantes de estos trabajos.

A) EL BASAMENTO PRECADOMIENSE

En conjunto se considera la corteza geológica europea actual como área de superposición de cuatro periodos orogénicos mayores. CADOMIENSE, CALEDONICO, VARISCO y ALPINO. Por otra parte, se discute la presencia de un basamento precadomiense como una posibilidad indicada por datos de edades absolutas, generalmente sobre roca total (Rb/Sr). Muestras del Macizo Armoricano septentrional dieron edades comprendidas entre 1900 y 2.600 m.a. (ADAMS, 1967, 1976; LEUTWEIN et al. 1973). Edades más antiguas aún se han encontrado en muestras extraídas mediante sondeos submarinos en la plataforma septentrional española (Banco Le Danois) que resultaron ser granulitas de edades 1400-3400 m.a. (CAPDEVILA & VIDAL, in prep.). Igualmente SCHARBERT (1977) publicó una edad 800 m.a. de un ortogneis granodiorítico del Sur del Macizo de Bohemia. También se

conocen edades U-Pb de zircones de ortogneises, paragneises y esquistos del Macizo de Bohemia y de los Alpes (GRAUER et al. 1973), del Macizo Armoricano (VIDAL, 1977), Montaña Negra (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1976) y Selvanegra (TOOT, 1977) y parte norte de la Península Ibérica (KUIPER, sin publicar). Todas las edades de los zircones señalan un límite superior entre 2000 y 2500 m.a. y otro inferior entre 300 y 600 m.a. Excepto la edad GRENVILLE de la granodiorita estudiada por SCHARBERT (1977) no hay otros datos radiométricos que señalen una orogenia Grenville o Suecofénide en Europa Central y Occidental.

Los datos radiométricos obtenidos por el método de isótopos Rb/Sr sobre muestra total presentan una evidente dispersión entre 800 y 3400 m.a. Ello indicaría según VIDAL (1977) que los sistemas Rb/Sr en las rocas Precámbricas europeas han quedado abiertas como resultado de los procesos orogénicos posteriores. Por otra parte los zircones detríticos de edades 2000-2500 m.a. podrían ser detríticos y proceder desde un basamento Precámbrico por ejemplo, el escudo Fenosarmatiense, situado muy lejos de la cuenca de sedimentación.

Por todo ello no queda absolutamente demostrada la existencia de un basamento Precámbrico antiguo sobre el que se depositaron las series sedimentarias del Proterozoico terminal (600-800 m.a.). JÄGER (1977) y VIDAL (1977) deducen de estudios geocronológicos con métodos Rb/Sr y U/Pb que el basamento precámbrico consistió en una corteza oceánica de edad Proterozoico superior. Según estos autores se depositó una secuencia clástica de un espesor variable entre 5000 y 10.000 m.a. sobre corteza oceánica del Proterozoico superior. Este depósito se efectuó entre 600 y 800 m.a. La orogenia Cadomiense se produjo entre 630 y 570 m.a. y como resultado del plegamiento y metamorfismo se produjo una corteza continental en Europa Central y Occidental.

Si existió una corteza oceánica de edad Proterozoica Superior es difícil buscar un modelo tectónico para la orogenia Cadomiense. En efecto si no había corteza continental previa no pudo haber ni colisión, ni orógeno de tipo Andino. Podría suponerse una evolución orogénica cádomiense tipo arco insular Pacífico que dejó la mayor parte del océano

pre Cadomiense sin afectar. Este constituiría entonces el océano Medio Paleozoico de BURRETT (1972), que se cerraría completamente durante la orogenia hercínica. Sin embargo, un orógeno de tipo Pacífico sólo produce fajas continentales estrechas, como puede observarse en la actualidad, y no la amplia zona de más de 1000 km que comprende la anchura de la cadena Cadomiense. Por otra parte, los análisis isotópicos de JÄGER (1977) parten de la base de considerar que la evolución orogénica de las rocas estudiadas no modificó el sistema Rb/Sr mientras que en una reinterpretación de ZWART de los datos radiométricos de VIDAL (1977) conduce a conclusiones opuestas a los de éste. En resumen parece improbable la existencia de corteza oceánica hace más de 800 m.a. en Europa Central y Occidental. Por el contrario, quedan dos posibilidades: la corteza continental existente tiene cerca de 2000 m.a. como indican las edades de zircones; o bien, la corteza continental estaba formada por rocas de edad svecofénide que constituiría la continuación del Escudo Canadiense-Fennoscandiano. Esta última posibilidad no dispone de argumentos geológicos por lo que ZWART acepta la anterior. (fig. 3-13 y 3-14).

B) LA OROGENIA CADOMIENSE

Sinónima de la orogenia Assíntica, Baikaliense, tuvo lugar hace alrededor de 550-650 m.a. en el límite Fanerozoico/Proterozoico. Es en gran extensión contemporánea con la orogenia Panafricana. Está datada por discordancias en los Macizos de Bohemia, Armoricano e Ibérico. Produjo plegamientos, metamorfismo y rocas volcánicas de edad Proterozoico superior. En el Macizo Armoricano meridional FORESTIER (1977) sugiere que el metamorfismo cadomiense fué de presiones intermedias y produjo facies granulíticas. Se conocen granitos postcadomienses. Se considera que las series vulcanodetríticas tipo "Ollo de Sapo" del Macizo Ibérico son producto de actividad magmática postcadomiense (fig. 3-15 y 3-16).

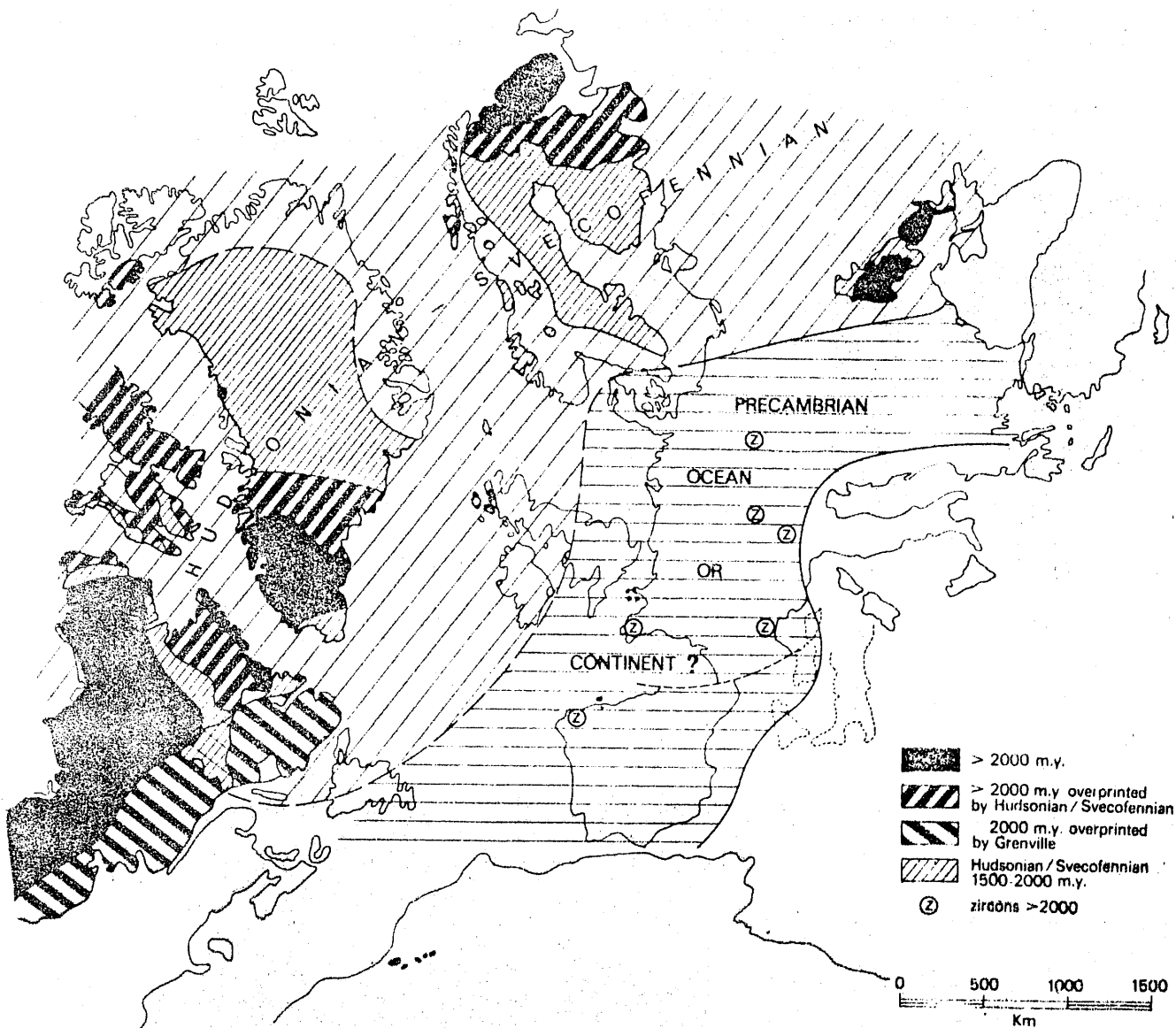


Fig.3-13. Correlación transatlántica de los afloramientos de rocas de edad pre-Cadomiense. (Ajuste de los continentes según Le Pichon et al., 1977). Correlación según ZWART and DORNSIEPEN (1978).

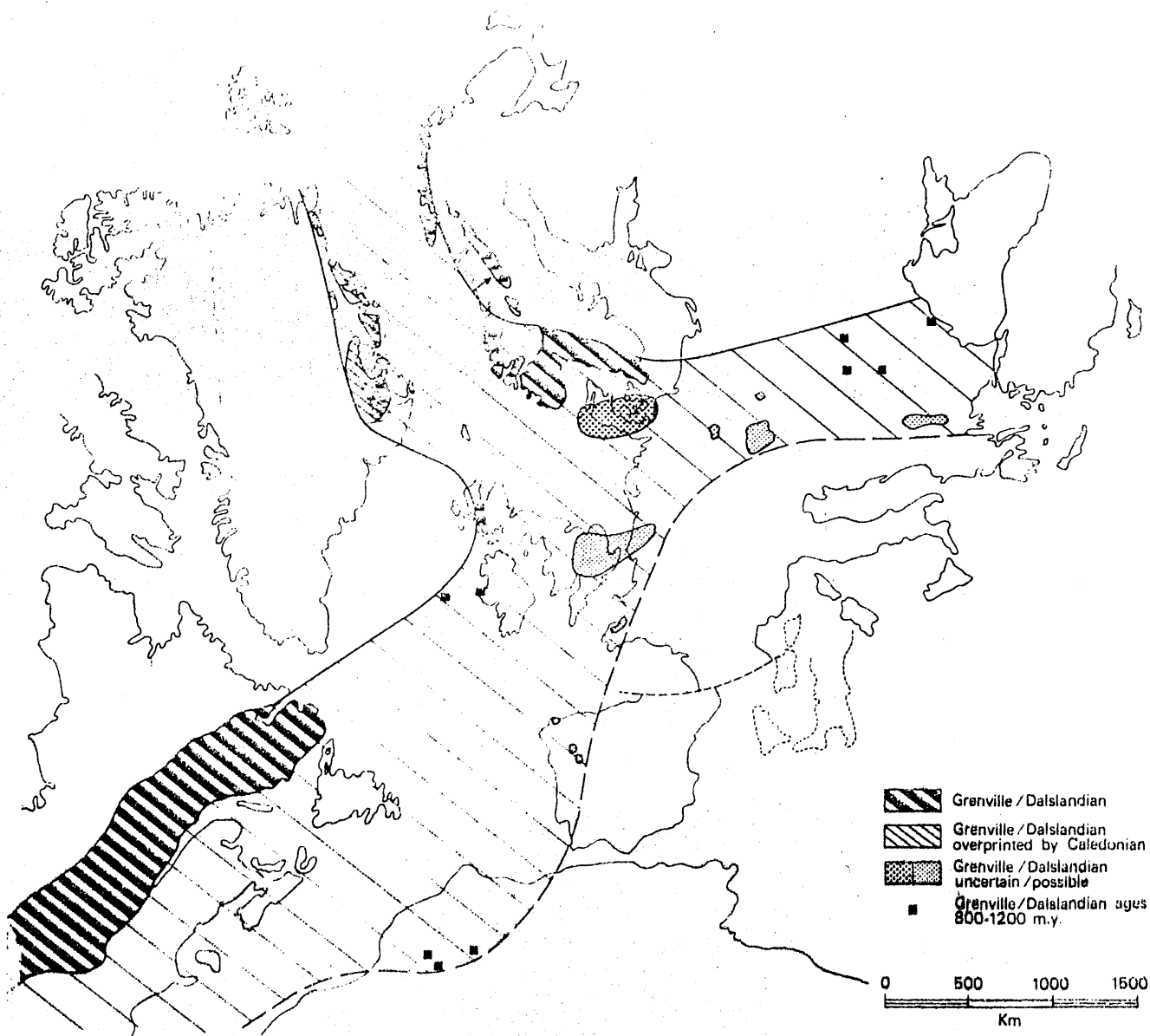


Fig.3-14 Correlación transatlántica de la orogenia Grenville según ZWART and DORNSIEPEN (1978).

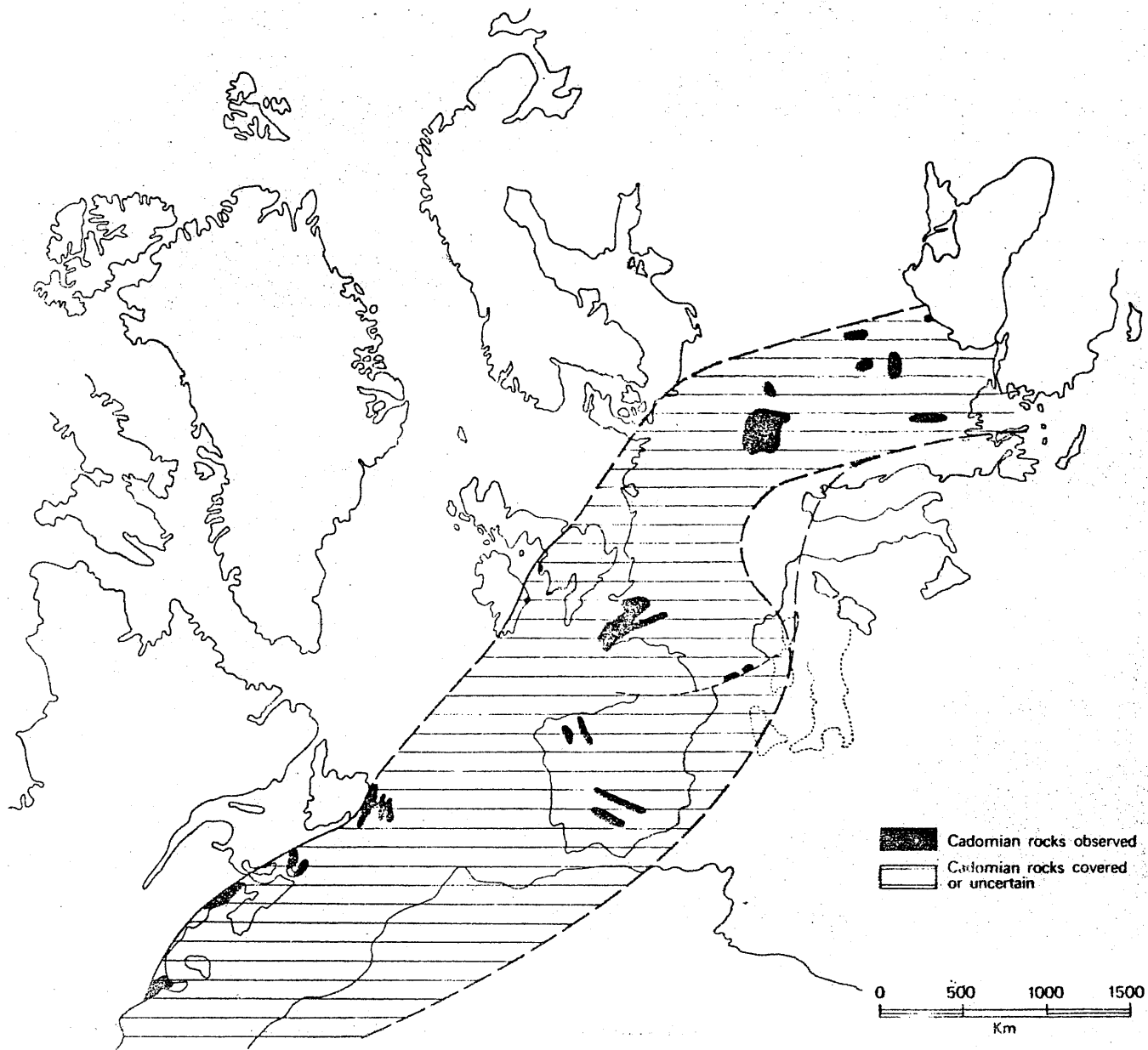


Fig.3-15.

Correlación transatlántica
 de la orogenia Cadomiense.
 Según ZWART and DORNSIEPEN
 (1978).

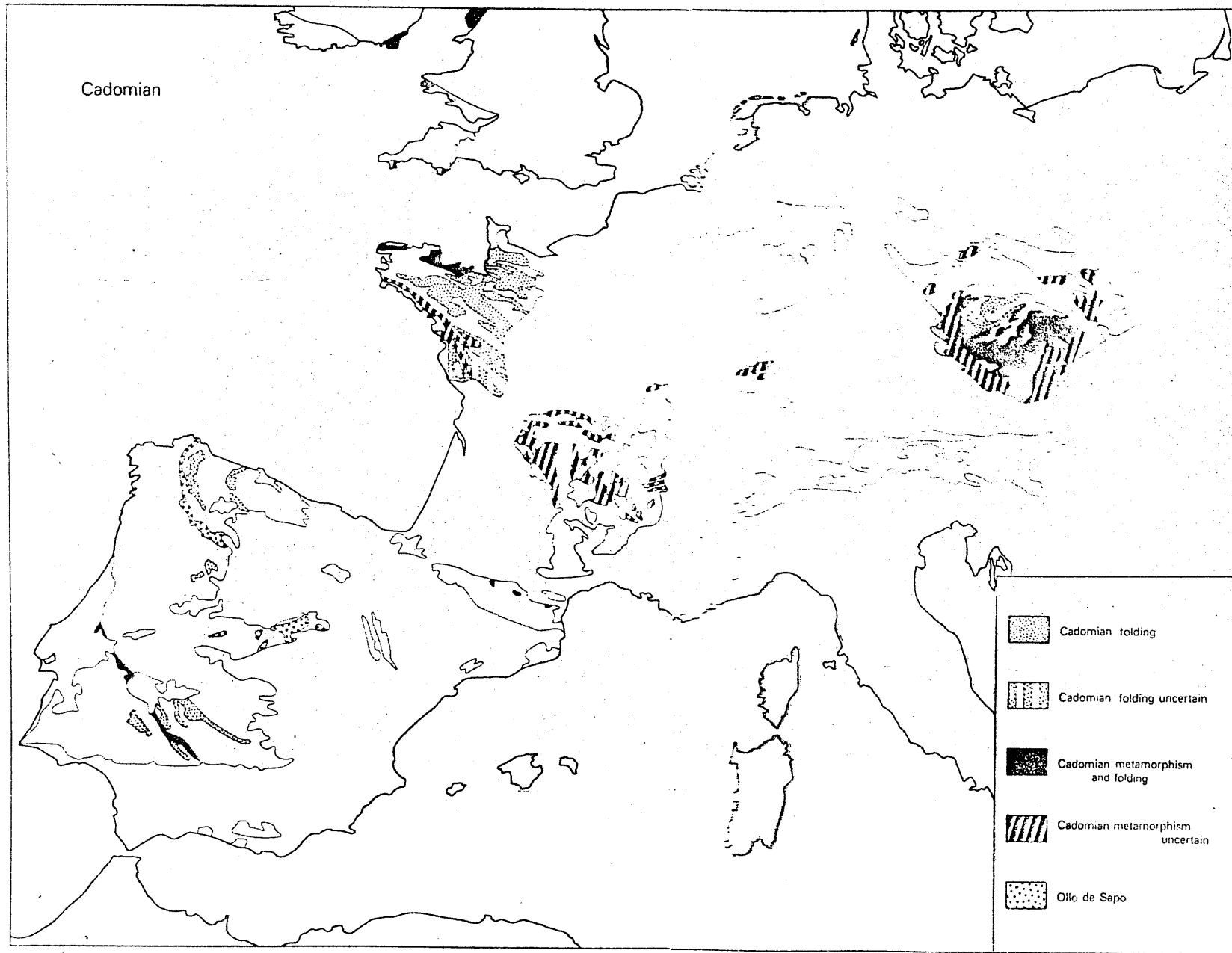


Fig.3-16.

Mapa de Europa Central y Occidental que indica la distribución de episodios cadomienses, según ZWART and DORNSIEPEN (1978).

C) EVOLUCION TECTONICA DE EUROPA CENTRAL Y OCCIDENTAL A

PARTIR DEL PROTEROZOICO SUPERIOR Y DURANTE EL PALEOZOICO

Esta región, en la que la faja Caledónica-Apalachiense-Varisca adopta la forma de una gran Y, tiene una historia tectónica que data probablemente de la orogenia Grenville, de manera que los procesos tectonometamórficos comenzaron en ella hace más de 1000 m.a.

La forma en Y de la cadena establece la presencia de tres bloques Precámbricos principales. El escudo Norteamericano-Groenlandés, Fennoscandia y el bloque Europa meridional-Africa. Las fajas móviles producidas entre estos bloques forman un triple punto en Europa Centro-occidental. El modelo tectónico resultante en esta región es, consecuentemente, muy complejo.

ZWART (1978) tiene en cuenta, especialmente, los siguientes hechos:

- 1º) Existencia de metamorfismo cadomiense de gradientes de presiones altas a intermedias y de magmatismo granítico cadomiense.
- 2º) Extensa actividad volcánica y granítica durante el Ordovícico y Silúrico.
- 3º) Metamorfismo varisco precoz de presiones altas e intermedias.
- 4º) Metamorfismo varisco tardío de presiones bajas con abundantes granitos.

Supone que el metamorfismo "caledónico" de altas presiones es, en realidad, cadomiense y que existió una corteza continental en el Proterozoico.

Su modelo se expresa, entonces, en la siguiente evolución:

-Sobre una corteza continental Proterozoica sedimentan series detríticas y volcánicas entre 600 y 800 m.a. Las cuencas se originarían en algunos casos por resquebrajamiento continental, deriva incipiente y quizás por la formación de un estrecho mar comparable al Mar Rojo, en el área ocupada actualmente por la zona Moldanubica. Todo ello sería la primera expresión de un gran punto térmico "hot spot" en esta región.

-Este hipotético océano finiproterozoico subduciría y se cerraría hacia el final del Precámbrico produciendo el orógeno Cadomiense. La compresión debida a esta orogenia estaría relacionada con la apertura del Protoatlántico (Iapetus) entre Europa y Norte América-Groenlandia.

-El protoatlántico se cerraría entre el Cámbrico final y Ordovícico, y produciría el plegamiento Grampiano en Irlanda, Escocia y Terranova, el plegamiento Taconiano en los Apalaches y el Erico en los Caledonienses septentrionales. Existen fajas ofiolíticas que datan del cierre del Iapetus.

Estos movimientos fueron acompañados de zonas de resquebrajamiento continental ("rifting zones") en los que intruyeron magmas alcalinos y calcoalcalinos y extruyeron rocas volcánicas básicas. Un ejemplo podría ser la "fosa blastomilonítica" de DEN TEX & FLOOR (1967). La enorme extensión del magmatismo "caledónico" en Europa se debía a actividad del manto y al resquebrajamiento continental.

-Caso de generarse corteza oceánica en este proceso, el océano correspondiente debió situarse al sur de las zonas Moldanubica, Macizo Armórico y Central. Esta zona debió sufrir engrosamiento cortical y subducción hacia el norte (COGNÉ, 1977; BURG & MATTE, 1978), durante el Devónico con una fase hercínica precoz. Al final del Devónico el Océano o la zona de resquebrajamiento se había cerrado aunque continuó la compresión o fué renovada posteriormente durante el Carbonífero superior dando lugar a la principal faja con un metamorfismo de bajas presiones y granitización intensa asociada. La granitización generalizada se debió a un elevado flujo de calor, no conectado directamente con la zona de subducción, que produjo una extensa fusión parcial de la corteza. (fig. 3-17 y 3-18).

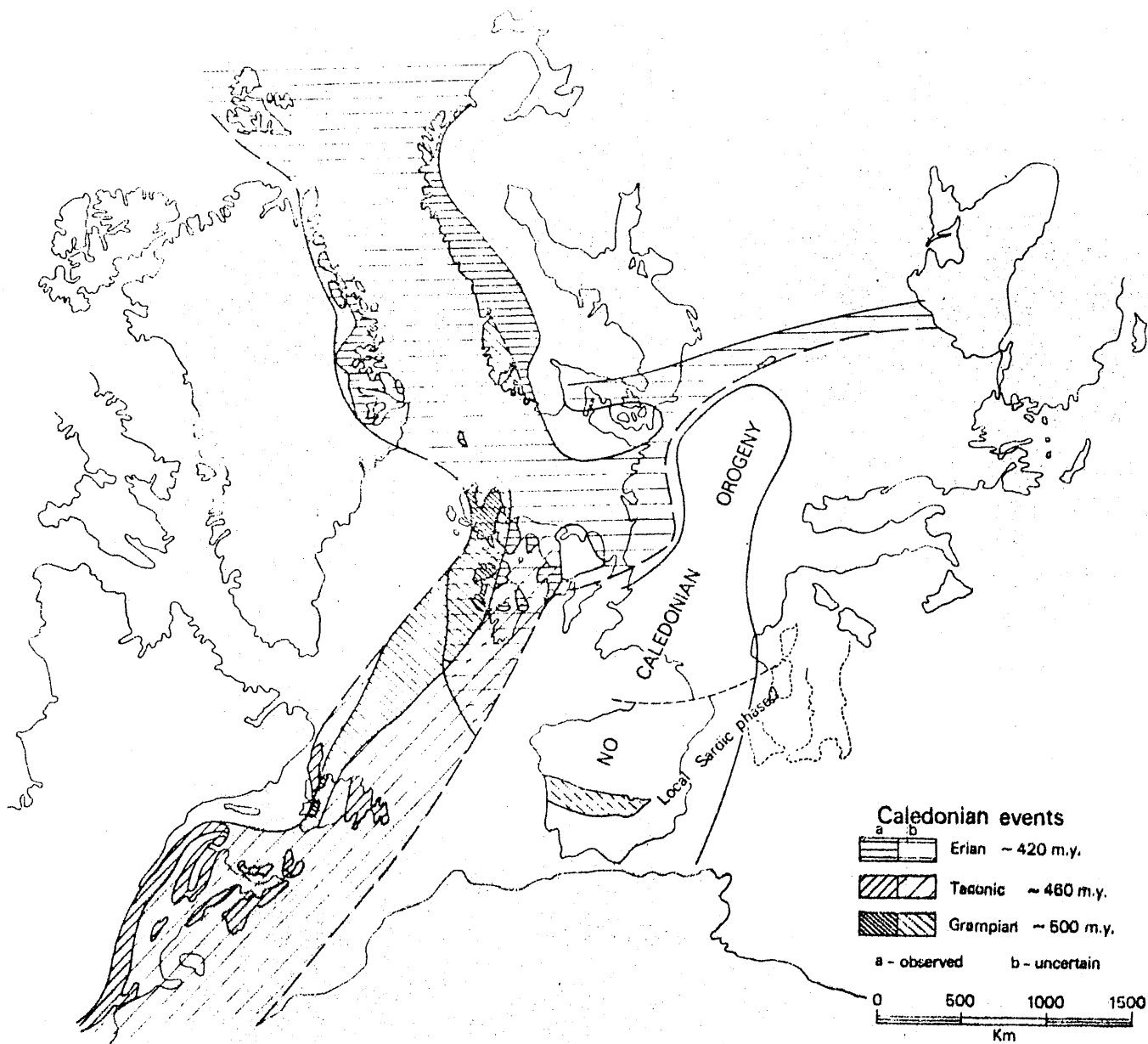


Fig.3-17. Correlación transatlántica de la orogenia Caledónica, según ZWART and DORNSIEPEN (1978).

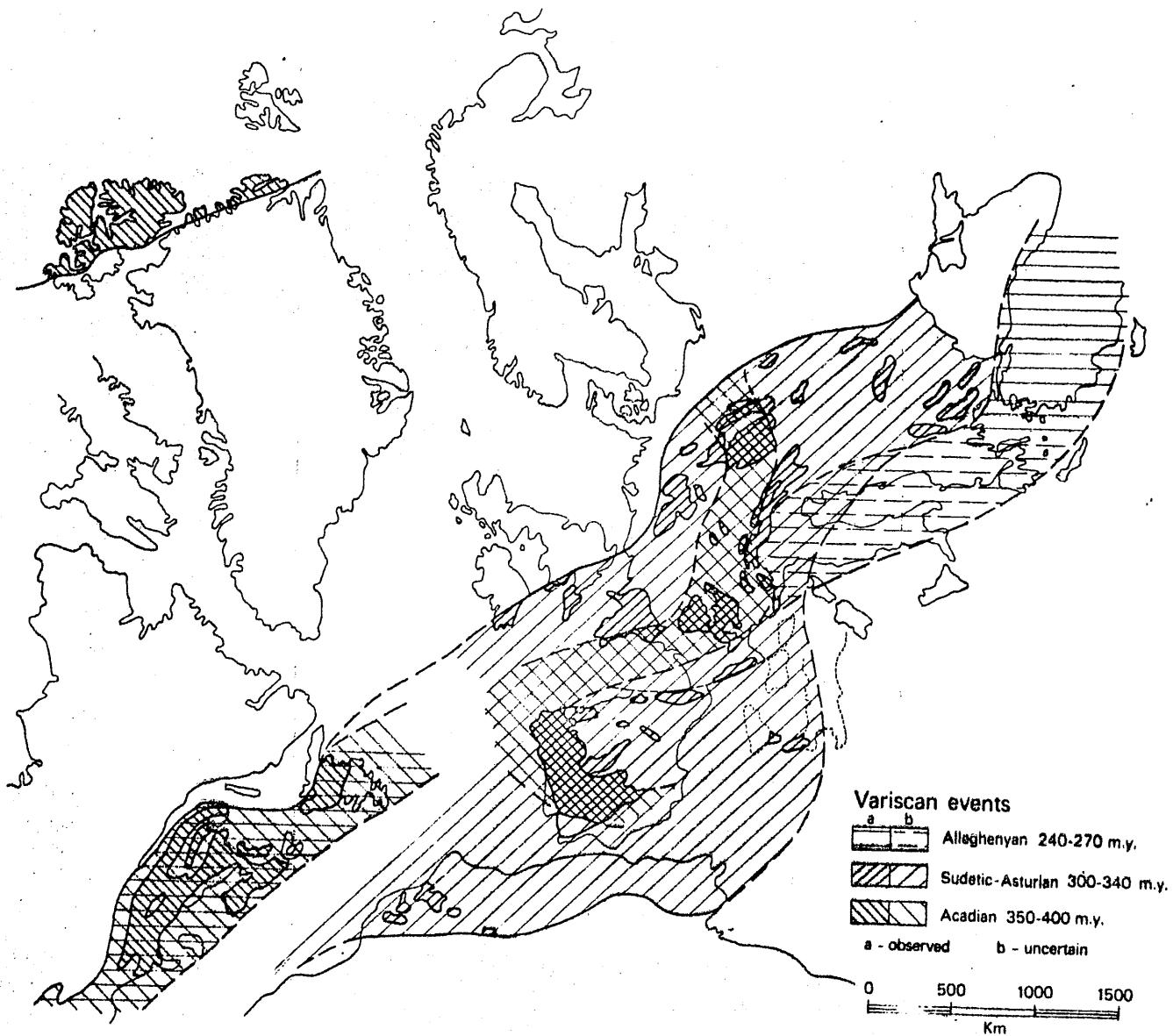


Fig.3-18. Correlación transatlántica de la orogenia Varisca , según ZWART and DORNSIEPEN (1978).

3.4.- ELEMENTOS TECTONICOS DEL AREA EN ESTUDIO

A la luz de las observaciones realizadas en el área estudiada analizaremos a continuación la significación tectonoestratigráfica de las diferentes series. Posteriormente se incorporaran las interpretaciones de los datos de fases de deformación, metamorfismo y magmatismo. Todo ello se resumirá en un breve esquema de historia geológica del área y será utilizado para aportar nuevos elementos para un posible modelo tectónico de evolución del orógeno hercínico ibérico. Como quiera que el área estudiada supone una superficie demasiado reducida para una interpretación general, no se va a intentar otra cosa que señalar los elementos tectónicos de validez general que están presentes en esta región. La elaboración de un modelo más general para el conjunto del orógeno hercínico ibérico queda como una tarea posterior a realizar por los diferentes investigadores interesados una vez que se conozca con mayor detalle la geología del Macizo Ibérico.

3.4.1.- SIGNIFICACION TECTONICA DE LAS DIFERENTES UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS.

Recientemente DEWEY y BIRD (1970) han presentado una subdivisión de dominios tectonoestratigráficos de acuerdo con la Tectónica Global. CORRALES et al. (1977), de acuerdo con los anteriores autores, proponen una clasificación que diferencia "grandes regiones en que se puede dividir la superficie de la Tierra en la actualidad ó en tiempos pasados, en función de su comportamiento tectónico". Los criterios para esta clasificación son "la importancia de la subsidencia, naturaleza del sustrato (corteza oceánica y/o continental) velocidad de sedimentación, medios sedimentarios dominantes y grado de deformación (este último solo en materiales antiguos). De este modo se diferencian los siguientes dominios:

- a) Areas continentales estables (escudos y cratones).
- b) Areas continentales subsidentes (plataformas, bordes de cratones, aulacógenos y cuencas intracratónicas).
- c) Geosinclinales (según la clasificación de DEWEY y BIRD (1970 b)).
- d) Cuencas postorogénicas.
- e) Areas oceánicas.

Los dominios a, b, d se ubican en áreas continentales mientras que los geosinclinales pueden estar tanto sobre corteza continental como sobre la corteza oceánica.

El orógeno hercínico se construyó sobre corteza continental exclusivamente (ZWART y DORNSIEPEN 1978). La existencia de pretérita corteza oceánica no ha dejado pruebas comprobables. Las interpretaciones geofísicas atribuyen a la corteza ibérica en un espesor medio de 35 Kms. Aceptando la excepción de la Z.S.P. de la que no se dispone de suficientes datos y suponiendo que esta zona sería continuación de la Z.O.M. sobre cuyo zócalo precámbrico se desarrollaría la sedimentación paleozoica y la cuenca subsidente del devono-carbonífero, el espesor señalado sería también válido para la Z.S.P. y compatible con los datos geofísicos (PAYO y RUIZ 1977). En cuanto al borde septentrional de la Z.O.M. y límite meridional de la Z.C.I. veamos que se ha deducido del estudio del sector central del A.P.B.C.

3.4.1.1.- DOMINIO MERIDIONAL ó de USAGRE-SIERRA ALBARRANA.

Las series estratigráficas más bajas en las secuencias precámbricas observables en la región, Grupos de Azuaga y Sierra Albarrana, presentan una distribución compleja en sus relaciones pero sistematizables en un esquema muy simplificado como el que se describe. (TABLA III-2). Hacia el S. del actual A.P.B.C., el Grupo de Sierra Albarrana señala un depósito de plataforma estable y cercano a costas (ortocuarcitas). Similares características se pueden atribuir al complejo gneísico de Valuengo-Mallorca cerca de Jerez de los Caballeros (Badajoz), si bien aquí abundan más las rocas arcillosas y arenosas de forma que pudiera tratarse de depósitos más distales y esto en el supuesto de que se tratara realmente de una serie sincrónica con la de Sierra Albarrana. Hacia el NE de la línea de Azuaga, en el Dominio Septentrional, los afloramientos de cuarcitas señalados por PEREZ LORENTE (1977) podrían tener una significación equivalente. Sin embargo entre estos afloramientos arenosos se sitúa la compleja alineación constituida por el Grupo de Azuaga en que se mezclan vulcanitas ácidas y básicas, arcosas, cuarcitas feldespáticas, dolomias, calizas y pelitas junto a numerosos cuerpos intrusivos precámbricos y paleozoicos.

CAPOTE et al. (1977) interpretan las series de gneises precámbricos del

| LITOLOGIA | MEDIO DE DEPOSITO | DOMINIO TECTONO -
ESTRATIGRAFICO | SIGNIFICACION EN
TECTONICA GLOBAL | |
|----------------------------------|--|--|---|---|
| CAMBRICO INE. | calizas y dolomias con Arqueociatos | plataforma somera próxima a costas en aguas agitadas y cálidas. | Plataforma continental ó borde de cratón. | Cuenca estabilizada al comienzo de un nuevo ciclo. |
| GRUPO DE VILLAGARCIA DE LA TORRE | arcosas potásicas, conglomerados y vulcanitas ácidas. | ..cuenca continentales irregulares con episodios marinos. | cuenca intracratónicas postorogénicas. | Relleno postorogénico. |
| GRUPO DE SIERRA ALBARRANA | brechas y tobos espiliticas, conglomerados, pizarras negras, cuarcitas y escasos carbonatos. metamorfismo bajo-muy bajo. | ..cuenca geosinclinal cercana al surco oceánico (espilitas no silíceas tipo LAHNDIL). episodio estable en región amplia. | ..fase de levantamiento y colmatación en surco oceánico sin/post subducción.
..etapa de detención ó compensación de la subducción. | ..Borde de idiogeosinclinal en cuenca tras arco.
..Detención de subsidencia y de subducción.? |
| GRUPO DE SIERRA ALBARRANA | Ritmitas arenita-arcilla, mas arcillosas. Metamorfismo medio. | ..serie geosinclinal turbidítica, eugeosinclinal en s.lato. | .. subsidencia... marcada y potente acúmulo de grauvacas rítmicas. | ..Subsidencia ligada al crecimiento continental paralelo a la subsucción en una zona de la cuenca situada al W. |
| GRUPO DE SIERRA ALBARRANA | Pelitas aluminosas y anfíbolitas. | ..cuenca próxima a continente con lateritas?. | .. plataforma mas ó menos distal | .. Comienzo del "rifting"?. |
| GRUPO DE SIERRA ALBARRANA | ortocuarzitas y pelitas esca. Metamorfismo alto grado. | ..cuenca estable de plataforma proximal (Estructuras sedimentarias relictas.) | .. cuenca miogeosinclinal en surco adyacente al borde continental?. | .. Cuenca estable presubsidencia en borde de cratón.?
(Fin de ciclo anterior) |

TABLA III-2. Posible significación tectonoestratigráfica del Dominio Meridional.

Sistema Central como expresión de un antiguo surco volcánico que podría emerger o constituir elevaciones submarinas en las que se depositarían sedimentos calcáreos y detríticos. Un cuadro semejante sería válido para el Grupo de Azuaga donde las fracturas que producirían la fragmentación y diferenciación de bloques basculados serían aprovechadas para la extrusión de magma básico. La erosión de esta alineación volcánica podría ser la responsable del depósito de paragneises representado en el Grupo de Sierra Albarrana por la base del Tramo de la Albariza. (DELGADO-QUESADA 1971). De este modo, en el Dominio Meridional, sobre la secuencia de plataforma estable representada por las cuarcitas del núcleo de Sierra Albarrana se deposita en un medio igualmente próximo a costas un conjunto de productos de la erosión de rocas ígneas ácidas. En continuidad con los materiales anteriores se acumula después un potente paquete de pelitas que presenta características como las siguientes: aspecto flyschoides, notable riqueza en Al_2O_3 y monotonía en su composición. Todo ello indica el desarrollo de un surco subsidente próximo a tierras emergidas en que existirían suelos lateríticos. Este conjunto debió depositarse en el Proterozoico medio más o menos bajo. Sobre él aparece la igualmente potente serie de aspecto flyschoides que se conoce tradicionalmente como Serie Negra ó Formación de Azuaga, términos de escasa consistencia como se apuntó anteriormente. Se caracteriza por la abundancia de materia orgánica, la notable importancia que adquieren las manifestaciones volcánicas de tipo espilitico y la presencia de frecuentes niveles de areniscas ricas en materia orgánica hacia la base. Esta serie ha sido datada como Proterozoico superior. Representa un incremento de la subsidencia sobre el surco desarrollado desde el Proterozoico medio y va precedida de un momento de relativa estabilidad marcada por la presencia de intercalaciones cuarcíticas en la base. Estas cuarcitas negras abundan en la Z.O.M. a lo largo de los núcleos precámbricos especialmente en el extremo occidental de los mismos.

Esta secuencia flyschoides del Proterozoico superior culmina con un importante acúmulo de brechas, conglomerados y tobas espiliticas que contienen cantos de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. (Fig. 3-19).

Sobre ellos, y en cuencas más reducidas, se depositan arcosas y areniscas acompañadas de niveles conglomeráticos preferentemente hacia la base y techo. (Formaciones de Torreárboles y Usagre. LIÑAN 1976, CHACON 1974). Los conglo-

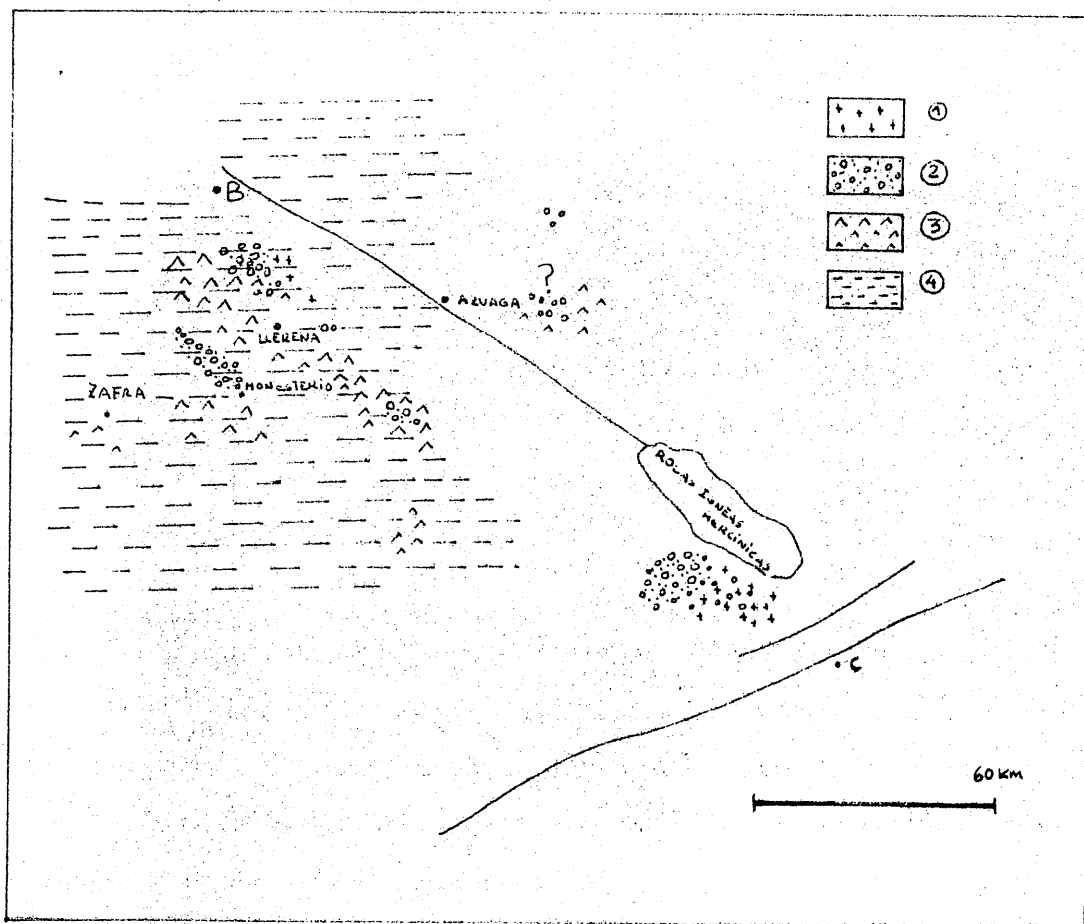


Fig.3-19. Esquema de distribución de las facies vulcanodetríticas en el SW del Macizo Ibérico en torno a la falla de Azuaga.

LEYENDA : 1. vulcanoclásticas y vulcanitas andesíticas. 2. areniscas feldespáticas , arcosas y vulcanitas ácidas . 3. espilitas y vulcanoclásticas espiliticas gruesas y finas. 4. sedimentos detríticos ricos en materia orgánica : cuarcitas negras, liditas y esquistos negros. C: Córdoba. B: Badajoz.

merados encierran cantos de rocas metamórficas , subvolcánicas ácidas, tobas y vulcanitas ácidas, así como el predominio de cantos de cuarcitas de grano fino. Además se depositan escasos niveles de rocas carbonatadas intercaladas que parecen anunciar el masivo depósito georgiense de dolomías y calizas bioclásticas ricas en Arqueociatos.

Aún bajo la serie cámbrica se encuentran depósitos terrígenos con andesitas intercaladas (Formación de S. Jerónimo, LIÑAN 1976), pizarras verdes y microconglomerados cuarcíticos (Formación de Usagre, CHACON, 1.979).

Estos episodios detríticos gruesos finales pueden considerarse como el Proterozoico más alto, Vendense terminal, por cuanto parece que la base de la serie carbonatada georgiense es ya el Cámbrico inferior más bajo. (LIÑAN 1976). En conjunto las series vulcanodetríticas que denominamos Grupo de Villagarcía de la Torre representan los depósitos efectuados durante la época comprendida entre 1000 - 1200 m.a. y los 570 m.a. del comienzo del Cámbrico. En consecuencia representa el desarrollo geosinclinal cadomiense sinorogénico y , sobre él, un depósito molásico postorogénico.

El Dominio meridional ó de Usagre-Sierra Albarrana, presenta una evolución tectónica que , en resumen, se puede definir del siguiente modo:

1º .- Desarrollo sobre corteza continental de una compleja secuencia de ciclos sedimentarios. El espesor de la corteza existente bajo los depósitos mas bajos se ignora. En este sentido hay que recordar que la "lineación Oporto-Badajoz-Córdoba" , coincidente con la falla de Azuaga, se interpreta desde el punto de vista de las anomalías de Brouguer y sismología de la corteza ibérica, como una línea de brusco cambio de potencia de la corteza y límite entre zonas de sismicidad diferente. (CADAVID 1977).

2º .- Ciclo de sedimentación primero en régimen de plataforma somera y después en medio subsidente de tipo eugeosinclinal. (Ciclo Rifeense inferior a Proterozoico inferior).

3º .- Ciclo de depósito fuertemente subsidente en medios euxínicos con actividad volcánica básica importante y progresiva colmatación mediante acumulación de potentes series de brechas y conglomerados de matriz espilitica. Depósito subsecuente de areniscas feldespáticas discordantes ó concordantes según las áreas y en un medio tipificado por una intensa actividad volcánica explosiva ácida. (Ciclo Rifeense inferior a Vendense ó ciclo Cadomiense).

Durante este ciclo es erosionada un área madre próxima en que afloraban rocas metamórficas de bajo grado y rocas ígneas.

4º.- La región ocupada por el actual Dominio evoluciona al comenzar el Paleozóico de nuevo como una plataforma somera proximal en que se depositan sedimentos calcáreos bioclásticos arrecifales. Este es el preludio de un nuevo ciclo orogénico que comienza una vez estabilizada la cuenca y conoce, posteriormente, un desarrollo geosinclinal con depósito flyschoides y actividad volcánica básica durante el Cámbrico Medio.

Este conjunto de hechos concuerdan también con el siguiente cuadro en cuanto a la sucesión de episodios metamórficos y magmáticos:

- 1º.- Existencia de un metamorfismo regional anterior al depósito del ciclo Rifense Medio-Inferior, expresado en la presencia de fases de deformación y metamorfismo que no están presentes en los sedimentos depositados o rocas ígneas intruidas o extruidas en el ciclo Rifense Medio-Inferior.
- 2º.- Metamorfismo regional durante el ciclo Rifense Medio-Inferior, con intrusión de rocas ígneas ácidas expresadas en cantos del Conglomerado de Usagre. Este magmatismo ácido pudo ser, en parte al menos, subsecuente al ciclo orogénico anterior.
- 3º.- Vulcanismo básico, espilitizado, durante el depósito macroclástico terminal. Ausencia de rocas ultrabásicas asociadas. El magmatismo básico espilitizado sería expresión de una fuerte barrera siálica como sucede en Cornualles y en el Condado de Devon (SCHERMERHORN, 1.975).
- 4º.- Vulcanismo ácido explosivo final, expresado en los depósitos Vendienses antes de la discordancia cámbrica.

Desde el punto de vista de la tectónica global, este cuadro podría explicarse esquemáticamente si se acepta una evolución de tipo Atlántico seguida de subducción de una placa oceánica bajo la placa continental en cuya cuenca marginal se produciría la evolución desde una plataforma estable, primero, hasta el desarrollo de ciclos subsidentes.

Da la impresión de que el primer ciclo, Rifense Inferior-Proterozóico Inferior es abortado o interrumpido y que tras, un corto episodio que expresa la estabilidad de la cuenca, Tramo de Cuarcitas Negras de la base del Grupo de Usagre, se reanuda una evolución geosinclinal. Además, sin que existan evidencias estratigráficas tales como discordancias, hiatos detectables o tramos macroclásticos, parece que se depositan materiales de un nuevo ciclo orogénico. Las diferencias evidentes en cuanto a número de fases de deformación, apoyan además esta hipótesis. Por otra parte, al N. de la Falla de Azuaga, en el sector de Puebla del Prior, sí se puede observar una discordancia entre materiales del ciclo Rifense Inferior-Paleozóico Inferior, y el tramo de Cuarcitas Negras del Grupo del Rio Matachel.

Cabría entonces admitir que este primer ciclo orogénico no culmina con una evolución postorogénica tipo, sino que, tras una evolución sinorogénica, se estabiliza y adquiere una configuración de cuenca algo profunda (pizarras eufónicas), para retornar después, durante el ciclo orogénico Rifense Superior-Medio la evolución sinorogénica, que entonces sí va a culminar con elevaciones, erosión, depósitos macroclásticos y sedimentación molásica de forma irregular y en cuencas reducidas. Es decir, habría una interrupción en la convergencia de placas, una estabilización del medio de depósito y una reactivación final con subducción, metamorfismo, magmatismo, levantamiento, erosión y estabilización final al comenzar el Paleozóico.

Este modelo teórico, sin embargo, presenta graves lagunas en cuanto a su aplicación real. En efecto, no hay evidencias que señalen la posición original de la zona de Benioff, ni fajas metamórficas "emparejadas", tampoco cuerpos ultrabásicos ni "melanges" tectónicos, etc.

En consecuencia, aunque la evolución geosinclinal pueda conocerse aproximadamente, no es posible afirmar categóricamente que sea expresión de un movimiento relativo del tipo de la tectónica de placas. Tampoco se

puede negar ésto, toda vez que desconocemos la disposición original del edificio tectónico cadomiense y lo que vemos actualmente es una mínima parte, aflorante en núcleos de los anticlinorios hercínicos.

3.4.1.2.- DOMINIO SEPTENTRIONAL O DE VALENCIA DE LAS TORRES-AZUAGA.

La secuencia estratigráfica general del Dominio (Tabla III-3) comienza por el Grupo de Azuaga, cuya significación se ha comentado ya brevemente en el anterior epígrafe.

Se destacaba el contraste entre las series areniscosas del Grupo de Sierra Albarrana y las series asimilables al Grupo de Azuaga (cuarcitas de Sierra de los Santos, de los Altos de la Fuente, PEREZ LORENTE, 1.977), frente a la alineación vulcanosedimentaria que representa la faja blasto milonítica Almendralejo-Valencia de las Torres-Azuaga. Se recogía la idea de atribuir una zona que presenta cierto paralelismo, como es el Sistema Central, a una antigua alineación volcánica asociada a fracturas resultantes de un episodio distensivo que separó los núcleos precámbricos de Africa, Norteamérica y Eurasia (STEWART, 1.976).

La alineación de Valencia de las Torres-Azuaga podría tener una significación similar, si bien aquí la abundancia de anfibolitas le confiere una especificidad notoria. Además, se integran aquí, en el complejo metamórfico, cuerpos ígneos metamorfozados de composición ácida a intermedia. La edad de estos ortogneises se ha estimado en afloramientos análogos del área de Portoalegre (Portugal), como Ordovícica (PRIEM et al., 1.970). Serían, en consecuencia, cuerpos intrusivos posteriores a la orogenia cadomiense y anteriores a la orogenia hercínica, en el caso de que las dataciones obtenidas ofrezcan la edad real de estos cuerpos. En este sentido, señalemos que el análisis textural de las fases metamórficas que afectan al ortogneis de Ribera del Fresno conducen a considerar que la intrusión del cuerpo granítico original se produjo durante el Proterozoico, antes de la Fase III.

| LIT:LOGIA | MEDIO DE DEPOSITO | DOMINIO TECTONO -
ESTRATIGRAFICO. | SIGNIFICACION EN
TECTONICA GLOBAL |
|--|--|---|---|
| ortocuarцитas.
cuarcitas fel-
despáticas y
pelitas s.l.. | Plataforma conti-
nental estable. | ..Borde de cratón. | ..área continental
estable.

Erosión y penepla-
nización.
.....discordante. |
| cuarcitas fel-
páticas rítmicas?
con lutitas y argilitas. | ..Cuenca proximal
con subsidencia
incipiente y
en progresión. | ..Cuenca externa ó
marginal al bor-
de continental. | ..relleno postoro-
génico ?. |
| pizarras y cua-
citas negras,
anfíbolitas y
lilitas. | ..Cuenca distal y
subsidente mas ó
menos cercana a
surco oceánico. | ..Cuenca eugeosin-
clinal subsiden-
te. | ..desarrollo de la
subducción en un
área situada pro-
bablemente al W
(por exclusión). |
| | discordancia ? | | |
| argilitas y
arenitas masi-
vas, escasa rit-
mitas. Anfíbo-
litas represen-
tadas. | .. Cuenca algo
susidente pero
lejana al surco
oceánico. | ..Cuenca epigeo-
sinclinal ??. | ..area borde de
cratón ó tras
arco lejos del
surco. Crecimien-
to continental
por acúmulo de
terrígenos. |
| | discordancia ? | | |
| gneises ácidos,
anfíbolitas y
carbonatos +
pelitas,
vulcanitas áci-
das, pelitas y
escasas anfíbo-
litas. Dominio
del vulcanismo
ácido. | .. cuenca proximal
y no lejana del
surco oceánico
con importantes
manifestaciones
de vulcanismo
basico y , con
anterioridad,
predominantemente
ácido. | ..Borde idiogeosin-
clinal en cuenca
tras arco ??. | .. Fin de un ciclo
tectónico con
paroxismo: vulca-
nismo básico por
comienzo subse-
cuente de rifting
y ácido como epi-
sodio final del
ciclo tectónico
del Proterozoico
medio. |

Tabla III-3. Posible significación tectonoestratigráfica del Dominio Septentrional.

Esto significa que el Grupo de Azuaga se componía probablemente, en el Proterozoico Inferior, de una serie vulcanosedimentaria de composición riolítica, pelitas, arcosas, dolomías y calizas y coladas básicas. No sabemos la edad de tales anfibolitas y, finalmente, está por demostrar sobre datos geoquímicos la naturaleza vulcanosedimentaria de la formación de las Grullas, que posiblemente encierre antiguas rocas volcánicas o intrusivas porfídicas. (Tramo de Gneises Milonitas de Higuera de LLereña). Probablemente fué durante el Proterozoico medio y superior, y, aún más tarde, durante el Devonocarbonífero, cuando se ubican los cuerpos ígneos graníticos y básicos.

En cualquier caso, esta secuencia podría considerarse, dada la naturaleza ácida de las "series vulcano-sedimentarias" y la presencia de sedimentos calcáreos, como expresión del comienzo de un nuevo ciclo orogénico y final de otro anterior. Las manifestaciones básicas, así como las intrusiones ígneas, pueden ser posteriores, prehercínicas y hercínicas precoces.

De este modo, si se admite una edad anterior o equivalente al Proterozoico Precoz para este Grupo de Azuaga, el depósito se efectuaría en una cuenca estabilizada (cratonizada?) tras el ciclo Kenoranense (aprox. 2.500-2.700 m.a.), o incluso en la etapa postorogénica de este ciclo, de modo que algunas deformaciones "Kenoranenses" se podrían detectar en las rocas más antiguas (PEREZ-LORENTE, 1.977).

Esta aproximación, así como en general la interpretación que se realiza en este capítulo, adolece de graves defectos que la hacen sujeto de justificadas reservas. Así, no se dispone de datos geoquímicos de las rocas metamórficas que componen el Grupo. La interpretación del material original es, en consecuencia, una aproximación relativamente gratuita. Se ignoran igualmente la naturaleza de los magmas originados y, por tanto, su procedencia tectónica. Un estudio Rb/Sr de anfibolitas y ortogneises habría podido indicar procedencia cortical o del manto. Todos estos datos se

han supuesto, aunque no se conozcan, en realidad. A pesar de ello, la aproximación realizada puede servir de primer modelo introductorio.

La secuencia areniscoso-pelítica monótona y regionalmente extensa, representada por la formación de la Atalaya, debe considerarse como propia de un desarrollo eugeosinclinal, si bien no hay datos que indiquen una subsidencia muy pronunciada. La abundancia de metaargilitas masivas, podría recordar a antiguos fangolitos o "tilloides" como los registrados en Bretaña. Sin embargo, no hay evidencias concretas de ello. En cualquier caso, si representa un posible desarrollo eugeosinclinal, éste se produjo sobre corteza continental, próximo a una cuenca miogeosinclinal, como indica la escasez de vulcanismo básico. Este episodio queda interrumpido por la discordancia del Grupo del Río Matachel, sobre la formación de la Atalaya. No conocemos, por tanto, cuál pudo ser el desarrollo final de esta cuenca. A pesar de la ausencia de conglomerados y brechas en la base del Grupo del Río Matachel, si se consideran como vulcanitas (ortoderivados) las anfibolitas que afloran en el contacto, que podrían indicar una reactivación mediante un episodio de actividad volcánica básica.

La evolución posterior inmediata señala un periodo de estabilidad, lilitas y cuarcitas ricas en materias orgánicas y pizarras negras, que inmediatamente dan paso a una secuencia pizarrosa que, de forma insensible, mediante esporádicos episodios arcillosos, da paso a la alternancia cuarzolítica de Sierra Velita. Este conjunto, denominado Grupo del Río Matachel, alcanza varios miles de metros de potencia, y su significación no es clara. La serie inferior, formación de Puebla del Prior, compuesta por las anfibolitas de la base, cuarcitas y esquistos miloníticos de Puebla del Prior, y pizarras del Matachel, presenta una recristalización y neoformación metamórfica correspondiente a un estadio bajo a muy bajo de metamorfismo regional (WINKLER, 1.975). Las estructuras sedimentarias no son observables por las superficies S penetrativas que las de-

| | DOMINIO MERIDIONAL | DOMINIO SEPTENTRIONAL |
|--|--|---|
| Ordovícico
..disc.sarda..... | plataforma | plataforma continental |
| Cámbrico
..dis.asint..... | continental ..miogeosinclinal |
? ? ?
peneplanización |
| P
R
O
T
E
R
O
Z
O
I
C
O | levantamiento y erosión. cuenca postorogénica. | miogeosinclinal |
| | subsistencia y eugeosinclinal subducción ? | eugeosinclinal ,surco oceánico lejano.? |
| | episodio estable miogeosinclinal | episodio estable miogeosinclinal |
| | discordancia ??... | |
| | subsistencia eugeosinclinal "rifting" ? | eugeosinclinal (epi)
continental |
| | plataforma somera. miogeosinclinal | (abundancia de cuarcitas) |
| ARCAICO |
ciclo anterior ???? |
(arrasamiento ¿?)
"rifting" tras el fin del ciclo tectónico anterior. |

Tabla III-4. Diferencias y similitudes en la posible evolución tectonoestratigráfica de los Dominios Meridional ó de Usagre-Sierra Albarrana y Septentrional ó de Valencia de las Torres-Azuaga.

forman. La formación de Sierra Velita, por el contrario, puede interpretarse con mayor facilidad. Se trata de una serie de cuarcitas feldespáticas y grauvacas arcóscicas (potásicas) con restos de posibles huellas de corriente, que debió sedimentar en una cuenca cercana a costas que sufrió una subsidencia progresiva a juzgar por el predominio de pizarras hacia el techo de la formación.

La serie inferior del Grupo del Río Matachel debió representar un dominio eugeosinclinal tipificado por un vulcanismo básico inicial. Esto señala el acceso de material procedente del manto, que podría estar facilitado por la existencia de una corteza continental adelgazada por resquebrajamiento continental, durante el desarrollo orogénico que pudo realizarse también en la zona idiogeosinclinal de un arco insular donde se hubiera adelgazado ó hubiera desaparecido la corteza continental.

Cabe destacar la ausencia de episodios vulcanoclásticos en la serie superior, frente a la abundancia de estos en una posición equivalente en el Dominio Meridional, que implica una lejanía de la región emergida y, en definitiva, una evolución geosinclinal que finaliza con la colmatación de la cuenca y paso de la misma a un régimen de plataforma.

El contraste entre las interpretaciones tectonoestratigráficas de los Dominios Meridional y Septentrional puede, en este sentido, ser significativo. (TABLA III-4). Esta evolución diferente se comprende mejor cuando se examinan las fases de deformación, metamorfismo y episodios magmáticos que caracterizan a cada uno de los Dominios.

3.4.2.- LAS FASES DE DEFORMACION : EDAD, VERGENCIA, DIRECCION

Resumiendo las fases de deformación determinadas en cada una de las formaciones de la región estudiada (TABLA III-5) podemos destacar los siguientes hechos:

- 1º.- Existencia de un paralelismo manifiesto en la evolución tectónica, expresada por la sucesión de fases de deformación en ambos Dominios.

| Orogenias | DOMINIO MERIDIONAL 6 de USAGRE - SIERRA ALBARRANA | | | | | | DOMINIO SEPTENTRIONAL 6 de VALENCIA DE LAS TORRES - AZUAGA | | | | | |
|-----------|---|---|--|--|--|--|--|--|---|--|---|---|
| | FASE | Estadio de Metamorfismo | Carbonifero Medio-Superior. | Carbonifero Inf Paleozoico Inferior | PROTEROZOICO | | Estadio de Metamorfismo | Carbonifero Medio-Superior | Carbonifero Inf Paleozoico Inf | Grupo del Rio Matachel | Formación de la Atalaya | Grupo de Azuaga |
| | | | | | Grupo de Villagarcía T. | Grupo de S. Albarrana. | | | | | | |
| A | VII
(H ₂) | - | tectónica distensiva.
Fallas N 30... | tectónica distensiva.
kink band | tectónica distensiva.
kink band | tectónica distensiva.
kink band | | Tectónica distensiva | tectónica distensiva
Kink-band | tectónica distensiva.
Kink-band | tectónica distensiva
kink band | tectónica distensiva
kink band |
| I | VI
(H ₂) | (hidrotermalismo). Retrometamorfismo. Grado muy bajo. | S de fractura discontinua.
N 140. | S de fractura y recristalización. | S de fractura continua subhorizontal a N 140 vergente al SW. | Tectónica de fallas de desgarre N 140. S de fractura. | Muy bajo retrometamorfismo. | S de fractura N 140 | S de fractura discontinua N 140 | Microplegado y crenulación N 140. S fract. | Crenulación y S de fractura N 140. | S de fractura tectónica de desgarre N 140 |
| I | V
(H ₂) | Grado muy bajo retrometamorfismo. | S de flujo en pizarras.
Recristalización. Pliegues N 150 al SW. | S de fractura. Trasposición. Pliegues mayores N 150 al SW. | S de fractura continua centrífugas. N 140-150 al SW. | S de fractura discontinua N 150-140 vergente al SW. | Muy bajo-bajo y medio. | S de flujo en pizarras.
Pliegues N 150 vergentes al SW. | Pliegues N 150 vergentes al SW.
Recristalización metamorfismo. | S de fractura y cataclasis. Pliegues N 150 centricos N 150 metamorfismo. | Crenulación, microplegado y pliegues concéntricos N 150 S fractura. | S de flujo caotástico y foliación gneílica. Metamorfismo medio. Pliegues. |
| II | IV
(H ₄) | Grado bajo. Retrometamorfismo. | ? | S continua en pizarras.
Albita-clorita N 170 al W. | S de fractura continua N 170 al W. Trasposición y pliegues concéntricos. | S de fractura continua. Cloritoide post. Pliegues N 170 al SW-W. | Muy bajo y bajo. | - | Pliegues N 170 vergentes al E y al W. S de flujo y fractura. | Pliegues N 170 vergentes a E y W. S de flujo y de fractura. | Pliegues y micropliegues N 170 vergentes al W. S de fractura. | S de flujo caotástico N 170 vergente al W. Pliegues mayores. |
| C | III
(C ₂) | Grado medio-alto. | - | - | ? | crenulación. post: estaurolita -andalucita -silimanita. | - | - | - | ? | ? | ? |
| | II
(C ₁) | Grado medio-bajo. | - | - | S de flujo y microplegado. | S de flujo. biotita-granate-oligoclase. | bajo, medio y alto. | - | - | microplegado y recristalización de biot-albita. | S de flujo. granate-staurolita-oligoclase. | difícil de diferenciar. S de flujo?. neomineralización de |
| G | I
(?) | Grado bajo | - | - | - | micropliegues similares. mica blanca-biotita.? | - | - | - | - | ? | silimanita-staurolita-cianita-granate. |

??

TABLA III- 5. Cuadro resumen de las fases de deformación que se han diferenciado en el sector central del anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba.

- 2 ° .- Hay diferencias netas en la evolución tectonometamórfica específica de cada uno de los Dominios. Ejemplos de ello son la presencia de andalucita y cloritoide en el Dominio Meridional frente a la mayor abundancia de cianita e intenso metamorfismo dinámico en el Dominio Septentrional.
- 3 ° .- Las vergencias de la fase H_1 varían según una disposición en abanico desde W a E según se consideren sectores al N de la falla de Azuaga (vergen-
cia al E.) y al S. de la misma. (vergen-
cia al W.).
- 4 ° .- Las series metamórficas gneísicas sufrieron una "reactivación" du-
rante la orogenia hercínica expresada en la intensa cataclasis que se ob-
serva. Ello ocurrió durante las fases metamórficas H_1 y H_2 que recristaliza-
ron y neomineralizaron al conjunto del orógeno hercínico en el sector estu-
diado. No puede hablarse, en consecuencia de que el metamorfismo dinámico del
Grupo de Azuaga se produjo como resultado de unas "sobrepresiones tectónicas"
ligadas a hipotéticos "pasillos blastomiloníticos" de directriz N 140. Mas
bien se considera que la cataclasis es el resultado de la deformación de
rocas gneísicas durante las fases hercínicas. Es decir el resultado de la
sobreimposición del metamorfismo hercínico sobre rocas afectadas por fases
cadomienses y precadomienses.
- 5 ° .- La serie de la Formación de la Dehesa del Marqués probablemente su-
frió un metamorfismo regional sin F_2 en condiciones de baja presión de H_2O .
Esto podría explicar el reducido tamaño de grano de la mesostasis de estas
metapelitas que a pesar de contener minerales propios de temperaturas me-
dias y elevadas, tienen aspecto de micasquistos de grano fino similares a
los que caracterizan la zona de clorita de metamorfismo regional.
- 6 ° .- En el Dominio Meridional las series paleozoicas presentan estructuras
de directriz N 140. Pliegues mayores y menores, esquistosidad, fracturas tienen
esa directriz propia de las fases H_2 y H_3 . Sin embargo no se observan defor-
maciones claramente atribuibles a la fase H_1 que, por el contrario, si estan
representadas en el Ordovícico del Dominio Septentrional.
- La explicación podría residir en el hecho de que durante la fase H_1 el
Dominio Meridional tenía una posición estructural que permitió que esta
deformación afectara a las series Proterozoicas mientras no sería penetra-
tiva en las series Paleozoicas. En el Dominio Septentrional la fase H_1 si
sería penetrativa tanto para las series Proterozoicas como para las Paleozoi-
cas. En el Cámbrico de Usagre existe pliegues mayores de directriz N 180.

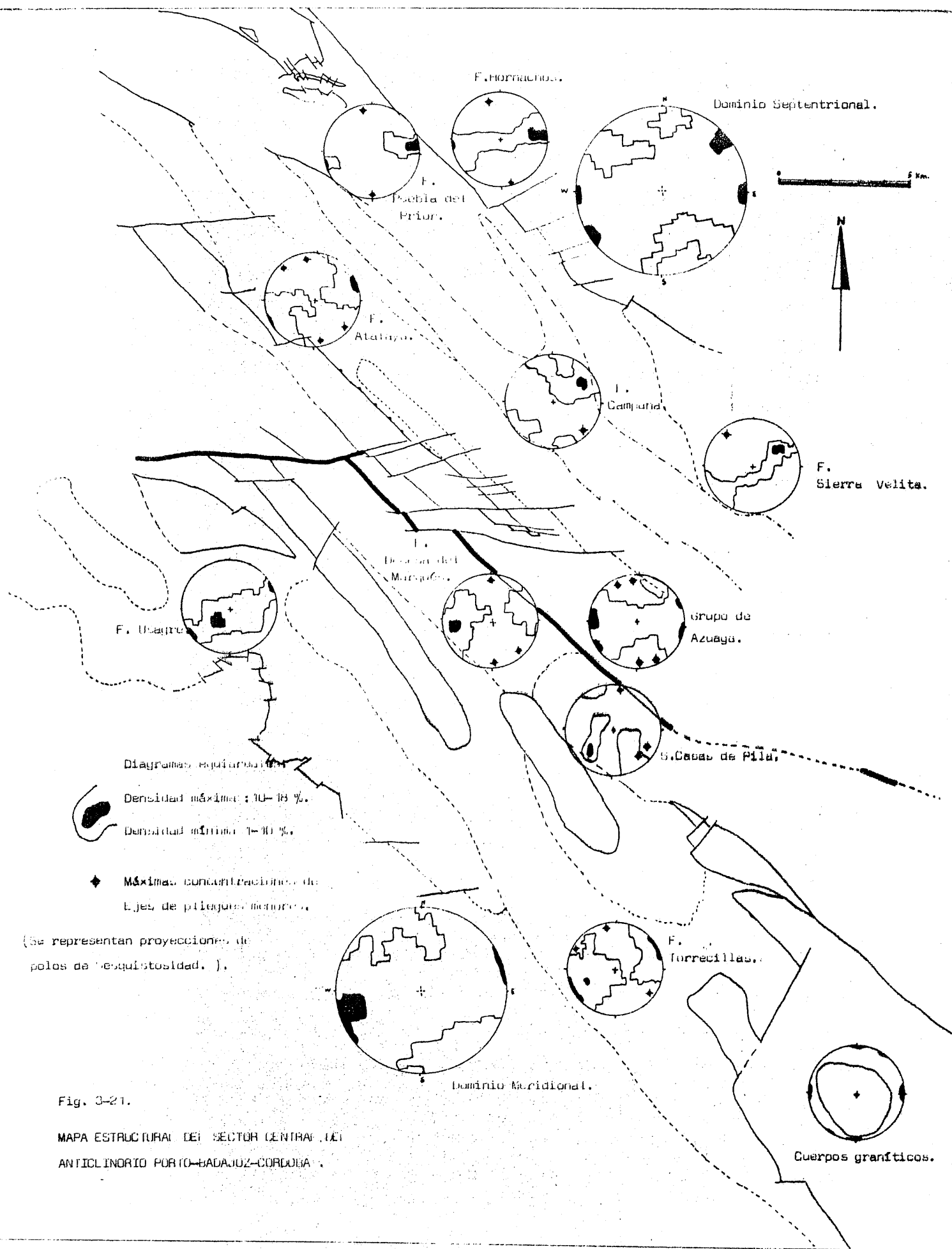


Fig. 3-21.

MAPA ESTRUCTURAL DEL SECTOR CENTRAL DEL ANTICLINORIO PORTO-BADAJUZ-CORDOBA.

7 ° .- La falla de Azuaga no tiene una relación genética con la cataclasis generalizada que afecta al Grupo de Azuaga. Se trata de un accidente tectónico inter H_2 - H_3 que produjo una estrecha banda de rocas cataclásticas caracterizadas por la presencia de estructuras de fluxión y la ausencia de recristalización-neomineralización sincataclática.

8 ° .- La formación de Valencia de las Torres presenta una intensa deformación acompañada de metamorfismo regional de fase H_2 . Las estructuras de fase H_1 han sido obliteradas. La vergencia de esta fase H_2 es hacia el SW y sus estructuras, pliegues mayores, pliegues-mullion, esquistosidad, son subhorizontales.

9 ° .- Las fases H_3 y H_4 no son penetrativas a escala microscópica ni modifican la fábrica preexistente en las rocas afectadas.

EDAD DE LAS DEFORMACIONES.

En el trabajo realizado no se pueden aportar nuevas precisiones sobre la edad de las deformaciones hercínicas. Nos remitimos entonces al primer capítulo donde se resumieron los datos existentes en otras áreas .

En cuanto a las deformaciones prehercínicas señalaremos los siguientes hechos:

1 ° .- La Formación de Usagre representa un sedimento postorogénico de edad similar al Vendense (680 ± 20 m.a.). La base del Cámbrico se sitúa a 570 ± 20 m.a. Es decir que las fases C_1 y C_2 que no afectan al Vendense pueden considerarse como de una antigüedad próxima a los 700 m.a. ya que son posteriores a la sedimentación del Grupo de Villagarcía de la Torre cuya base puede estimarse situada en el Rifeense superior. (900-1050 m.a.). Se trataría , en consecuencia, de la Orogenia Cadomiense que, según el modelo de evolución cortical de IRVING (1978) sería resultado de una colisión de la placa de Laurasia con la de Gondwana. (Fig.3-9 a,b,c.).

2 ° .- La fase 1 parece estar detectada solo en materiales del Grupo de Azuaga ó de Sierra Albarrana, que deben corresponder al Proterozoico precoz. De este modo podría ser resultado de episodios orogénicos de edad Grenville (1050 m.a.). No obstante no hay que descartar, especialmente en

el Grupo de Azuaga la presencia de deformaciones mas antiguas, tal vez Kenoranenses(2600 m.a.) como señala PEREZ-LORENTE(1977). Pero tal suposición tiene como premisa inmediata demostrar que el zócalo prehercínico del Macizo Ibérico contiene fragmentos de corteza continental Arcaica . Esta cuestión fué discutida por JAGER(1974) que utilizando datos de diversos autores(MICHOT and DEUTSCH, 1970; LEUTWEIN, 1968; GRAUERT yARNOLD, 1968; PIDGEON, KOPPEL y GRUNENFELDER, 1970)aducía dataciones de zirrones procedentes de paragneises del Macizo Central Francés que dieron edades de 1500 m.a. para confirmar la ausencia de corteza del Precámbrico mas antiguo en el zócalo prehercínico. Sin embargo datos recientes ,ver ZWART y DORNSIEPEN (1978) ,describen zirrones de edad arcaica en paragneises y granulitas de la corteza superior sudeuropea. Estos zirrones no serían , en la opinión de JAGER(1977) y VIDAL(1977) sino minerales rodados procedentes de la erosión de la lejana plataforma arcaica norteeuropea. Según estos mismos autores habría existido una corteza oceánica hercínica y el zócalo continental prehercínico se habría creado durante la orogenia cadomiense. Como vimos ,para ZWART y DORNSIEPEN (1978), la orogenia hercínica se construyó sobre una corteza continental que estaba compuesta por rocas metamórficas de edad cadomiense y grenville ,rocas ígneas y sedimentos postorogénicos del ciclo tectónico finiproterozoico.

Esta última hipótesis concuerda mejor con la disposición tectónica y estratigráfica de las series precámbricas del SW del Macizo Ibérico. Aquí, como hemos visto ,se puede admitir como probable la existencia de un Proterozoico precoz e, incluso, de rocas de edad Arcaica, deformadas por ,al menos, un episodio orogénico antecadomiense.

3.4.3.— GRADIENTES METAMORFICOS: FAJAS PAREADAS Y METAMORFISMO POLICICLICO.

El valor del parámetro b_0 de micas blancas potásicas es un indicador barométrico en los esquistos pelíticos de grado metamórfico bajo y ofrece orientaciones barométricas de interés en los de grado medio e incluso alto, siempre que no haya ortosa ó carbonatos presentes. (SASSI y SCOLARI, 1974). De este modo los citados autores han establecido una escala empírica de valores de b_0 para esquistos metamórficos pertenecientes a diversas fajas orogénicas. La faja orogénica hercínica se caracteriza por gradientes metamórficos de bajas presiones y un b_0 próximo a 8.995 \AA , medida ésta que ofrece el metamorfismo regional hercínico de los Alpes orientales.

Esta metodología ha sido aplicada a muestras apropiadas del área estudiada, tanto del Proterozoico como del Paleozoico, y los resultados obtenidos por el Dr. VISOÑA del Instituto de Mineralogía de Padua fueron los siguientes:

| DOMINIO SEPTENTRIONAL | $b_0 (\bar{X}) \text{ \AA}$ | nº de medidas. |
|--|-----------------------------|----------------|
| Formación de Hornachos (Ordovícico) .. | 8.994. | 2 |
| Formación de Puebla del Prior. (Prot. Sup) | 8.987. | 11 |
| Formación de la Atalaya. (Prot. medio) .. | 8.989. | 38 |

DOMINIO MERIDIONAL

| | | |
|--|--------|----|
| Formación de la Dehesa del Marqués (Prot. Medio) | 8.996. | 48 |
|--|--------|----|

No se han podido obtener datos de las Formaciones de Torrecillas, Usagre y Sierra Velita debido a la presencia de carbonatos, feldespato potásico y pa-ragonita en las muestras que se analizaron.

Las medidas, en general, tienden a reflejar gradientes metamórficos de baja presión propias del metamorfismo hercínico.

Estos datos sugieren, independientemente de que un aumento en el número de determinaciones pueda modificar en algunas milésimas las medias de b_0 resultantes, que las micas de las formaciones estudiadas, paleozoicas y proterozoicas, han recrystalizado durante la orogenia hercínica, como se indicó anteriormente.

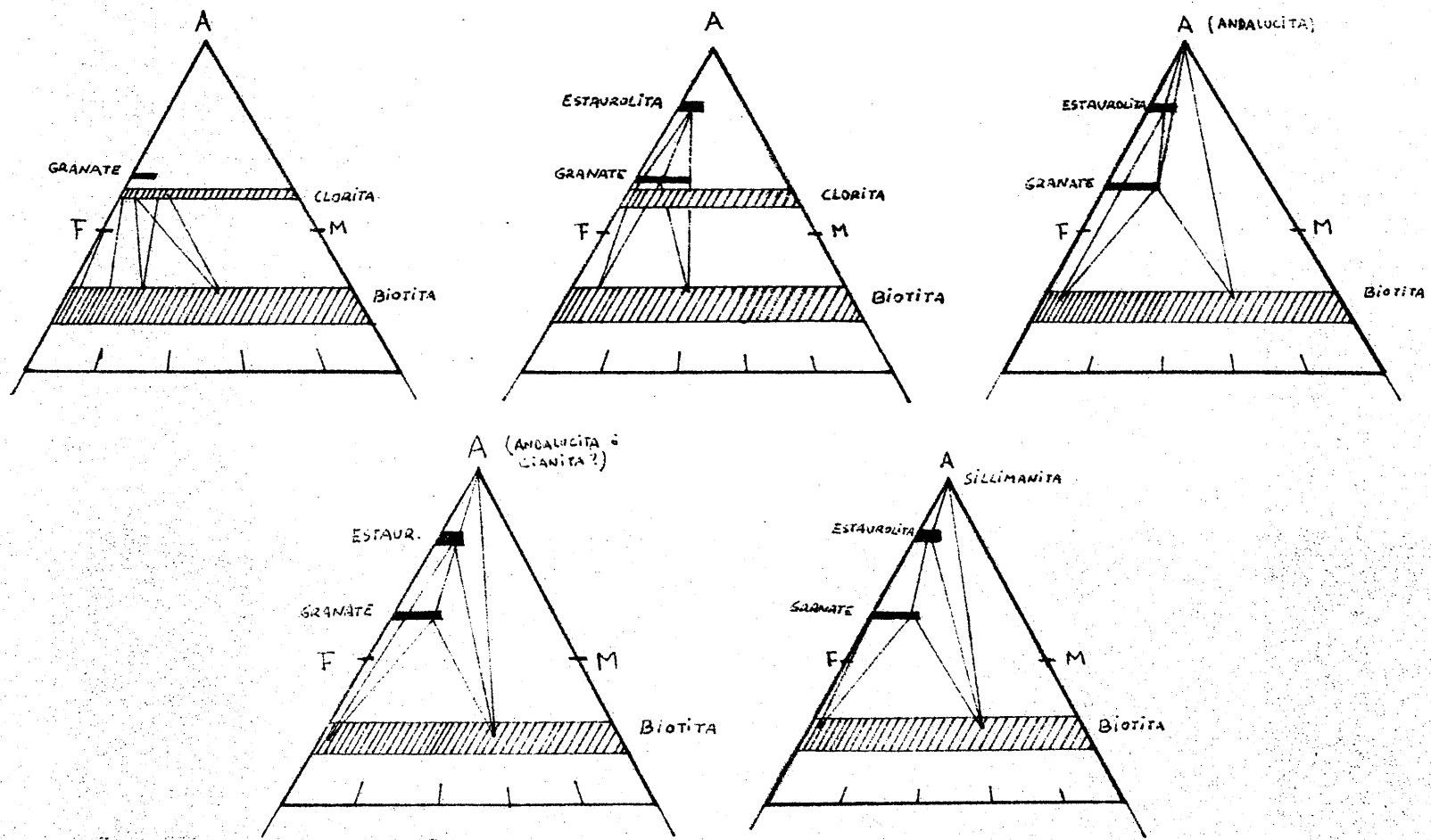


Fig.3-22. Diagramas AFM de THOMPSON (1957) hipotéticamente conciliables con las asociaciones minerales que caracterizan a la Formación de la Dehesa del Marqués.

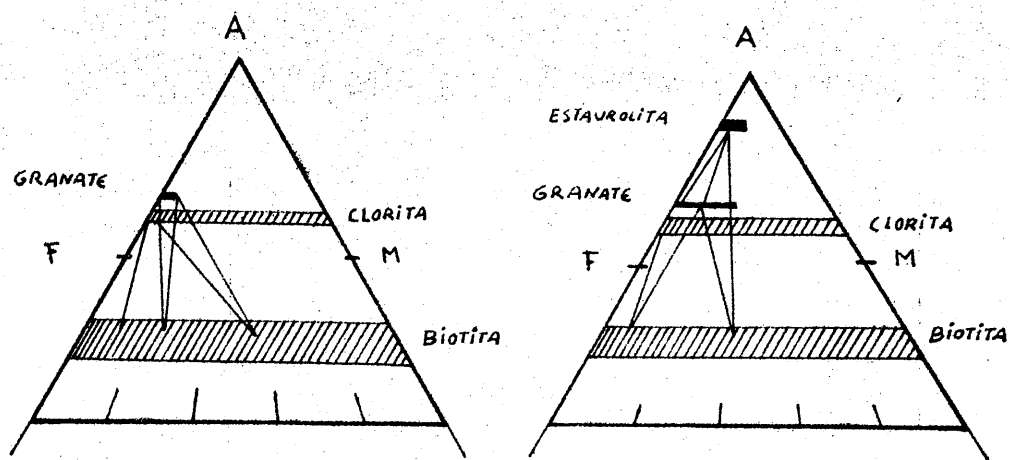


Fig.3-23. Diagramas AFM de THOMPSON (1957) posibles para la Formación de la Atalaya.

La TABLA III-6 resume las características esenciales de las diferentes fases de metamorfismo regional que se han podido distinguir.

La imposibilidad de diferenciar entre las asociaciones metamórficas generadas durante los ciclos cadomiense y precadomienses (Grenville y otros) en el Grupo de Azuaga nos impide una comparación mas estrecha entre ambos Dominios. Sin embargo parece que pueden formularse una serie de diferencias entre estos:

1º .- El metamorfismo regional hercínico es de grado medio en el Dominio Septentrional y de grado bajo a muy bajo en el meridional. El gradiente metamórfico general parece ser de bajas presiones según se deduce del parámetro b_0 de las micas blancas.

2º .- El metamorfismo cadomiense alcanza el estadio alto, en ambos Dominios y parece responder a un gradiente de presiones bajas a intermedias, en el Dominio Meridional, mientras que en el Septentrional el gradiente de presiones es mas bien intermedio. (Metamorfismo regional andalucita-estaurolita, silimanita frente a metamorfismo regional tipo distena-silimanita).

3º .- No es posible establecer con certeza en el Dominio Septentrional si las asociaciones metamórficas prehercínicas, afectadas por la cataclasis, proceden de una o varias fases metamórficas, a su vez, pertenecientes a uno solo ó varios ciclos de deformación y metamorfismo. Escogemos como mas simple y verosímil la atribución a un único ciclo metamórfico, el cadomiense, de los diversos minerales descritos.

En este último aspecto hay que destacar que la relativa variedad litológica del Grupo de Azuaga no supone solución alguna a este problema por cuanto predominan asociaciones metamórficas hercínicas tanto en las anfibolitas como en las oficalcitas.

En las anfibolitas se presentan asociaciones propias de facies metamórficas de grado medio orientadas y deformadas por las diferentes directrices hercínicas, mientras que en las oficalcitas las asociaciones de grado medio existentes no permiten establecer el gradiente metamórfico bajo el cual se originaron.

La presencia de relictos de piroxeno puede atribuirse a anteriores asociaciones metamórficas de alto grado ó bien de grado medio que fueron

| | DOMINIO MERIDIONAL | DOMINIO SEPTENTRIONAL |
|-------------|--|--|
| HERCINICO | Grado bajo a muy bajo.
Gradiente de presiones bajas | Grado bajo a medio.
Gradiente de presiones bajas |
| CADOMIENSE | Grado medio a alto.
Gradiente presiones bajas/medias. | Grado medio a alto
Gradiente de presiones medias |
| GRENVILLE ? | Grado medio a alto ?
Gradiente presioenes medias. | Grado medio a alto ?.
Gradiente de presiones medias |

Tabla III - 6. Características de los diferentes ciclos metamórficos sufridos por el sector estudiado durante las orogénias hercínica, cadomiense y grenvillense ?. Se comparan el grado de metamorfismo alcanzado y el tipo bórico del gradiente térmico establecido.

desestabilizados y destruidos durante el metamorfismo hercínico. De este modo se hace difícil ir más allá de la simple afirmación de que existió una ó varias fases de metamorfismo anteriores a la orogenia cadomiense.

3.4.4.-LA ACTIVIDAD MAGMATICA

Las manifestaciones ígneas son muy abundantes en el área estudiada. Aunque, lamentablemente no se dispone de datos referentes a la composición química de los diferentes cuerpos ígneos, a excepción del cuerpo granítico gneisificado de Ribera del Fresno, trataremos de ver el significado probable de la actividad magmática desde el Proterozoico inferior al Paleozoico superior en el área estudiada. (Fig. 3-24)

Durante el Precámbrico observamos periodos de intensa actividad magmática en la base del Proterozoico (Grupo de Azuaga). Esta actividad magmática debió ser riolítica y basáltica. Sin embargo la abundancia de paragneises y cuarcitas feldespáticas podría sugerir la presencia de corteza continental mas antigua en que abundarían las rocas ígneas. La actividad magmática durante el Proterozoico inferior ofrece una estrecha vinculación entre vulcanismo ácido y básico que parece repetirse después, al final del ciclo tectónico cadomiense y durante la orogenia hercínica. El magmatismo hercínico es mas complejo y parece presentar primero un vulcanismo básico (espilitico) , durante el momento de la colmatación de la cuenca, y después un vulcanismo ácido posiblemente explosivo durante la etapa postorogénica. También deben tenerse en cuenta las andesitas de la formación de S. Jerónimo (Sierra de Córdoba, LIÑAN 1976) para aproximarse a la compleja e intensa actividad volcánica postcadomiense.

Desde un punto de vista teórico y a la luz de las interpretaciones petrogenéticas coherentes con la Tectónica de Placas, la asociación basalto-riolita ó espilita-keratófido, es propia de arcos insulares. En estas zonas pueden extruir magmas tholeiíticos y andesíticos jun-

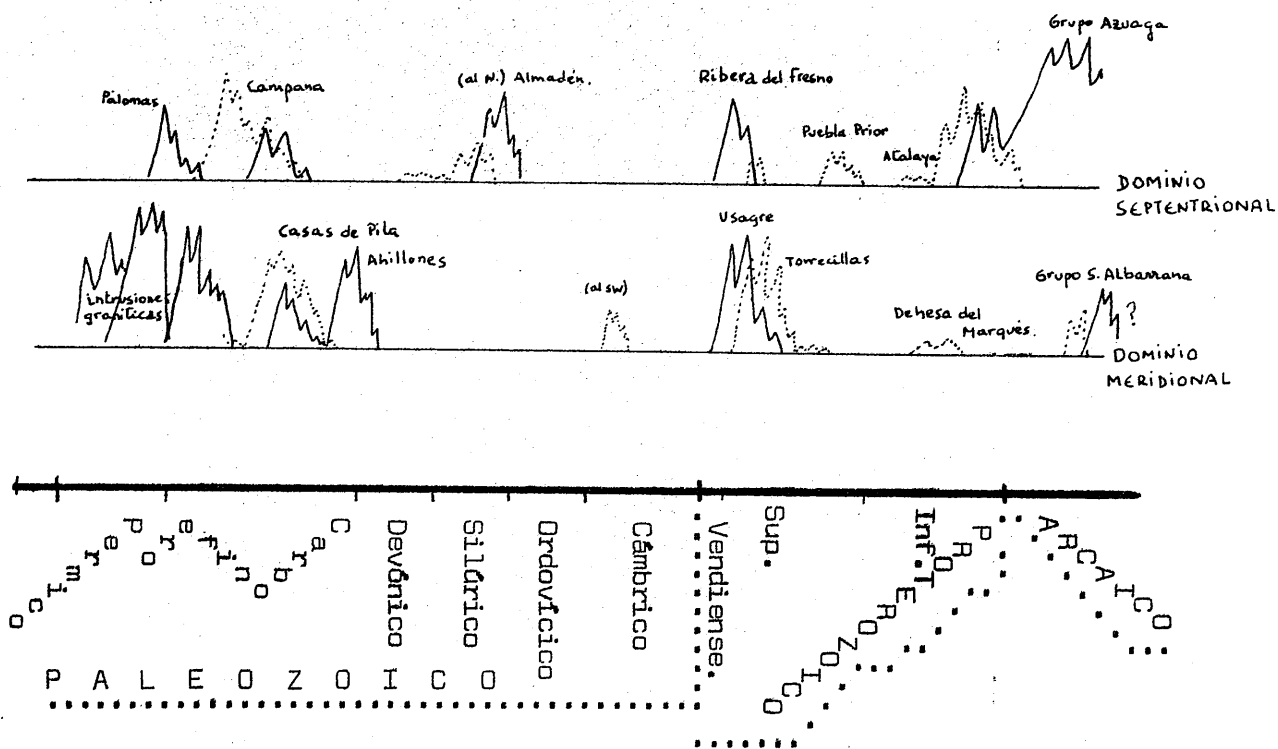


Fig.3-24. Intensidad de la actividad magmática ácida y básica a lo largo del Paleozoico y Proterozoico en los Dominios diferenciados. La altura de las curvas tienen interés exclusivamente comparativo. Acida: — Básica :

to a magma riolítico, según la evolución de la subducción bajo la corteza continental.

También aparecen asociaciones semejantes durante la sedimentación geosinclinal y después del plegamiento, elevación parcial y erosión del orógeno. En este caso no es necesario el desarrollo de una zona de Benioff. (CARMICHAEL, TURNER y VERHOOGEN, 1974). Se trataría entonces de manifestaciones intraplaca que hipotéticamente podrían estar asociadas a la creación de futuras zonas de "rifting".

El magmatismo geosinclinal basáltico podría explicar las anfibolitas intercaladas en las Formaciones de la Atalaya y de Puebla del Prior. En cualquier caso estas interpretaciones carecen del mas mínimo rigor y lamentablemente no podemos obtener conclusiones claras sobre esta cuestión. Un estudio más profundo debería partir del conocimiento de los siguientes aspectos: composición química de los diferentes cuerpos ígneos, composición isotópica de los mismos y edad radiométrica. Señalemos finalmente que durante el paleozoico la actividad magmática fué muy intensa. Según los datos radiométricos expuestos en la TABLA I-10, abundan en el sector portugués del APBC cuerpos intrusivos básicos, intermedios alcalinos y ácidos de edad paleozoica prehercínica. En el sector estudiado aparecen igualmente cuerpos de composición alcalina intermedia (Canchalosa) metamorfizados durante la fase H_2 , cuerpos graníticos (Ribera del Fresno) anteriores a la C_2 y abundantes anfibolitas cuya edad se desconoce si bien no presentan evidencias texturales de la fábrica prehercínica.

Estos cuerpos intrusivos señalan también la actividad magmática postcadomiense y hercínica precoz ó intercinemática. La granodiorita-cuarzodiorita de Ahillones sería un cuerpo inter $H_1 - H_2$ y por tanto hercínica, mientras que cuerpos intrusivos posthercínicos serían el stock de Palomas, al N y el complejo ígneo de Los Santos de Maimona, entre los mas cercanos. En este sentido señalaremos para terminar que mientras en la ZOM abundan los granitos posttectónicos hercínicos en el área situada entre el batolito de los Pedroches y la falla de Azuaga, correspondiente a la ZCI meridional, estos cuerpos escasean notablemente.

| DOMINIO MERIDIONAL | | DOMINIO SEPTENTRIONAL |
|---------------------------------|--|---|
| Carbonífero | fase VI. (6) granitos postectónicos.
(4) filones y stock de microgabros.
fase V (1) y (2) intercalaciones en Casas de Pila.
(5) y (6) cuerpos de Ahillones-Mosquil etc. | (8) dique de lamprófido de Higuera de Llerena.
(1) y (2) en la Formación Camapana.
(6) ortogneis de Almendralejo.
(3) ó (7) ortogneis alcalino de la Canchalosa.
(6) ortogneis de Aceuchal. |
| Devónico | fase IV | |
| Silúrico | | |
| Ordovícico | | |
| Cámbrico | | |
| Proterozoico Superior | (2) y (6) pórfidos en F.Usagre.
(4) escasas diabasas.
(1) espilitas | (8) ortogneis de Ribera del Fresno.
(1) anfibolitas de Puebla del Prior.
(1 ó 4) anfibolitas de Atalaya. |
| Proterozoico Inferior-Arcaico ? | (1) Anfibolitas del tramo Albariza. | (2) y (6) en Grupo de Azuaga
(2) y (6) área madre de sedimentos arcóscicos ? |

(1) Basalto-espilita. (2) Andesita-Riolita-keratófido. (3) Traquibasalto-traquiandesita. (4) Gabro-microgabro. (5) Diorita.
 (6) Granodiorita-granito. (7) Sienita. (8) Lamprófido.

TABLA III-7. Evolución magmática de la región estudiada.

| FAMILIAS DE ROCAS
IGNEAS. | DOMINIO MERIDIONAL | | | | | | | | | | DOMINIO SEPTENTRIONAL | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|--------------------|----|------|--------------|------|----------|------|---------|------|---------|-----------------------|---------|----|------|--------------|------|----------|------|---------|------|----------|------|---|
| | fase I | | | fase II-III. | | fase IV. | | fase V. | | fase VI | | Fase I. | | | fase II-III. | | fase IV. | | fase V. | | fase VI. | | |
| | pr. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | pr. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | s. | pst. | |
| (A)
VOLCANICAS | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Basalto (espilita) | ● | | | ● | ● | | | | | | ● | ● | | | | ● | | | | | | ● | |
| Andesita-riolita- | | | | | | | | | | | ● | ● | | | | ● | | | | | | ● | |
| (keratófido) | | | | | | | | | | | | | | | | ● | | | | | | | |
| Traquibasalto- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| traquiandesita. | | | | | | | | | | | | | | | | ● | | | | | | | |
| Traquita-fonolita | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ● |
| Lamprofido | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (B)
PLUTONICAS | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Gabro (microgabros) | ● | | | | ● | | | | | | ● | | | | | | | | | | | | |
| Gabro alcalino | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Diorita | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Granodiorita - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sienita Granito . | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ● |

Tabla III-8. Evolución del magmatismo durante las diferentes fases de deformación que afectaron a la región estudiada.

3.4.5.-FRACTURAS Y FALLAS : IMPORTANCIA DE LA FALLA DE AZUAGA.

Las cordilleras hercínicas presentan, en toda su extensión, una tectónica tardía de fallas de desgarre (wrench faults ó strike-slip faults) que configura la disposición actual de los afloramientos. Diversos autores se han ocupado del estudio general de esta tectónica, en el conjunto de la cordillera (ARTHAUD y MATTE 1975, 1977; MATTE 1976), de la llamada "wrench tectonics" (ANDERSON, 1951; FREUND, 1974; MOODY and HILL, 1956; WILCOX, HARDLING and SEELY, 1973.), ó del estudio de este tipo de estructuras en diversas áreas del orógeno hercínico. (En el Macizo Ibérico: ARTHAUD et MATTE, 1975; BLADIER, 1974; LAURENT, 1974; LE PICHON et al. 1970; SCHERMERHORN et al. 1977; UBANELL, 1977; VEGAS, 1974, 1975; etc. En el Macizo Central Francés y Bretaña: CHAURIS et al. 1975; MATTE 1976; etc. En los Apalaches: GWINN, 1970; WEBB, 1969; etc. En Marruecos: MATTAUER et al. 1972; PETIT et al., 1975; SOUGY, 1969; TAPPONNIER, 1972; etc.).

El modelo cinemático más reciente y general que se ha propuesto para el orógeno hercínico es el de ARTHAUD y MATTE (1977). En él, tras un estudio comparativo de la evolución geológica del orógeno hercínico (fig. 3-25) se interpreta la tectónica de desgarre de Europa meridional y África septentrional-Norteamérica oriental como originada en una zona de cizalla dextrorsa inducida por el movimiento relativo de las placas continentales respectivas. (Fig. 3-2E). Esta zona de cizalla se situaría sobre una corteza continental rígida resultante de las deformaciones hercínicas y anteriores cuyas estructuras no controlarían de manera excesivamente rígida la disposición de las fallas tardías.

La historia hercínica tardía la consideran ARTHAUD y MATTE (1977) subdivisible en dos etapas: 1ª Formación de la red de fallas de desgarre y 2ª desarrollo de una fase de tectónica vertical ("taphrogénesis"). Esto da lugar a la formación de cuencas subsidentes y "rifts" volcánicos durante el Pérmico por el rejuego de las fallas preexistentes.

La zona de cizalla se crearía en una banda cuyos extremos NE y SW estarían sometidos a compresiones que darían lugar a las cadenas orogénicas de los Urales y Apalaches septentrionales, respectivamente. El acortamiento sufrido

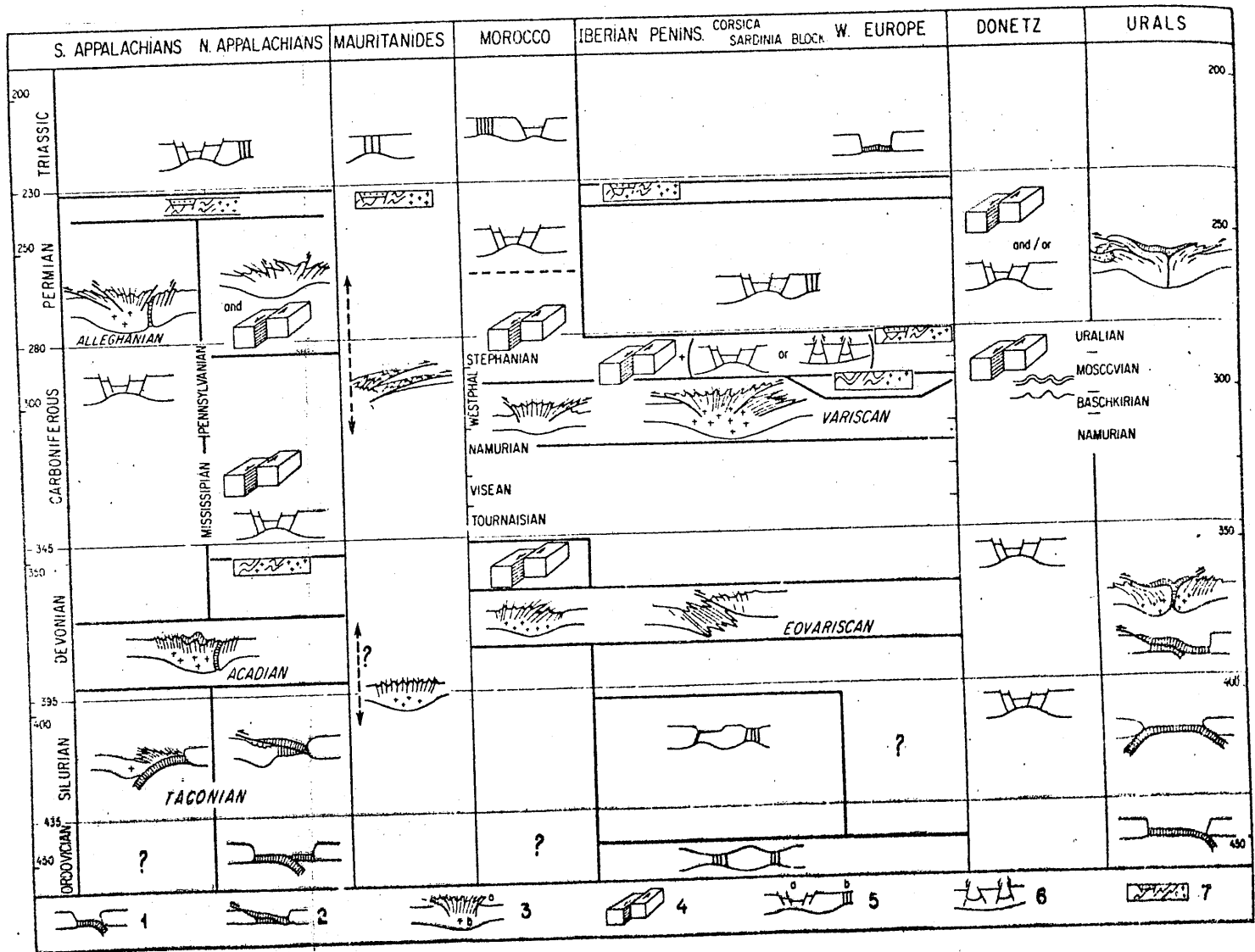


Fig.3-25. Correlación de deformaciones entre los Apalaches meridionales y los Urales según ARTHAUD y MATTE (1977). 1.Subducción ; 2 . Obducción; 3. Colisión de placas continentales:a.disposición de la esquistosidad,y b.creación de plutonismo; 4. Tectónica de desgarre ; 5. Distensión con (a) "rifting" y (b) enjambre de diques; 6. compresión ; 7. peneplanización.

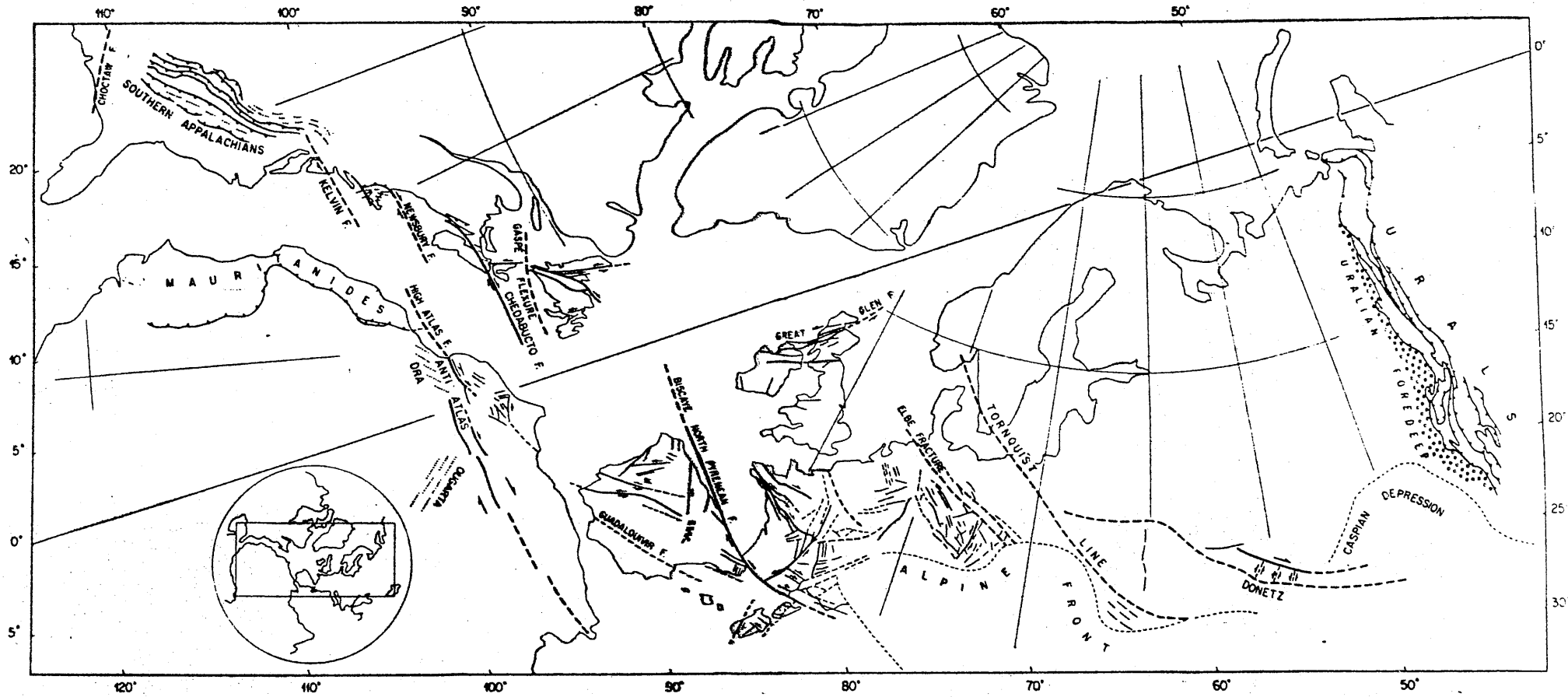


Fig.3-26. Mapa estructural de la orogenia hercínica en su etapa final según ARTHAUD y MATTE (1977). Se puede observar la posible distribución de la estructuración varisca entre los Urales y los Apalaches meridionales. Se representan las principales líneas de fractura observables y supuestas además de los principales cabalgamientos y líneas directrices de los plegamientos. El ajuste de los continentes se debe a Le PICHON et al.(1977).

en estas cadenas sería de unos 600 kms. y estaría compensado por los desplazamientos en la zona de fracturas de cizalla.

Ligado a los movimientos verticales hercínicos tardíos existe un vulcanismo cuya composición varía desde basaltos alcalinos a granitos y riolitas hiperalcalinos que se manifiesta esporádicamente y con desigual intensidad. El modelo cinemático propuesto por los citados autores es el resultante de un movimiento relativo dextrorso entre las placas colisionadas.(Fig. 3-27). Aparece como una faja de 10.000 x 1000 a 2000 kms. (1.000 kms. en la refinada reconstrucción paleogeográfica de la colisión realizada por LE PICHON et al. 1977). Funcionaría en conjunto como una megafalla transcurrente dextrorsa.(Fig. 3-27).

La deformación se produciría en las siguientes condiciones: 1º No existiría control alguno por las propiedades mecánicas ó geométricas y estructurales de las rocas afectadas. 2º Sería completamente absorbida en la propia zona de cizalla.Los desplazamientos horizontales quedarían, en conjunto, reajustados por una deformación estadísticamente continua equivalente a una cizalla simple paralela a la zona de megacizalla.Esto equivale a decir que se formarían un enjambre de fallas de primer, segundo y tercer orden de magnitud que, en conjunto, reajustarían los diferentes desplazamientos conjugados. 3º Durante toda la deformación hercínica tardía se habrían mantenido constantes las condiciones límites de la zona de megacizalla, como una zona ubicada entre placas colisionadas en movimiento relativo, que debieron ser congruentes con la formación de fajas plegadas en los extremos: Urales al NE y Apalaches septentrionales al SW.

La zona de cizalla no presentaría una distribución absolutamente homogénea de directrices estructurales .Los desgarres se agruparían en sistemas ligeramente diferentes según el sector del orógeno considerado. Así en el Macizo Central francés , Macizo Ibérico y los de Córcega y Cerdeña predominarían dos ó tres juegos que , en cada una de las regiones mencionadas, estarían representados al menos por uno de los mismos. Las magnitudes de estas estructuras oscilarían , sin solución de continuidad, en la proporción 1:1000 entre pequeñas fallas y desgarres de magnitud regional. Estas serían las estructuras determinantes a escala regional ó de primera

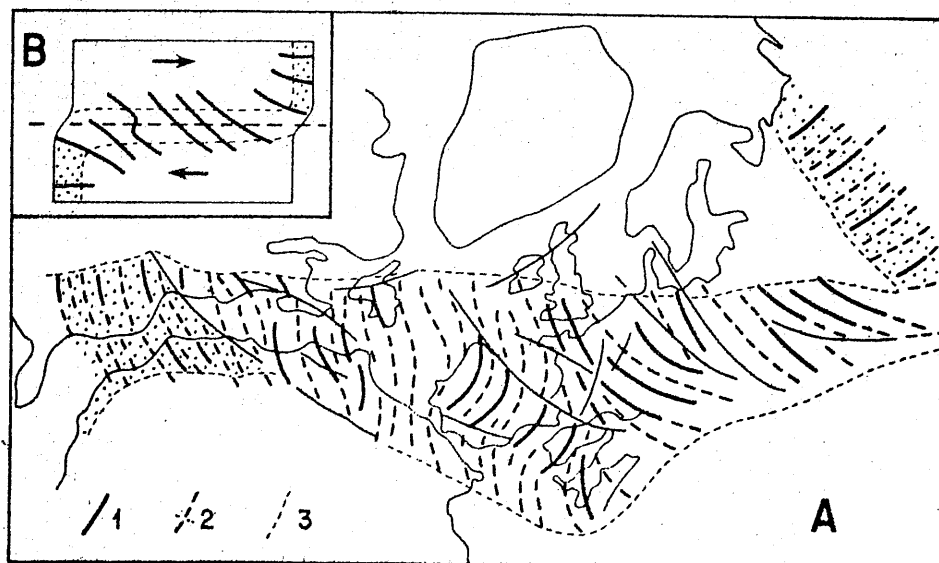


Fig. 3-27. Modelo de ARTHAUD y MATTE (1977) para explicar la zona de cizalla hercínica tardía. A. Trayectorias ó direcciones de máximo esfuerzo deducidas del sentido de movimiento de las fallas y de las directrices de plegamiento a diferentes escalas. B. Posible interpretación del campo de esfuerzos en una zona de cizalla inducida por los movimientos relativos de dos placas. 1: Direcciones de máximo esfuerzo. 2: Direcciones hipotéticas. 3: Límites de las áreas deformadas.

magnitud. Entre ellas se encuentran las fallas del Guadalquivir y Nortepirenaica. La falla de Azuaga, sin embargo, no es admitida como tal en este trabajo aunque tenga relación con la cuenca pérmica de Buçago en Portugal. (Fig.3-28).

En el Macizo Ibérico destaca, en primer lugar la abundancia de desgarres que se asocian en forma de verdaderos enjambres. Tal es el caso de la zona estudiada. (Fig.3-29).

El accidente de Azuaga es efectivamente una falla de desgarre de componente sinextrorso, según las opiniones de BLADIER (1974) y LAURENT (1974), e inversa hacia el SW según DELGADO-QUESADA (1971).

Pero basta observar el cuadro geológico que caracteriza a su entorno para modificar la consideración de esta línea tectónica como una más dentro del juego de fallas de desgarre de dirección N 140. La falla de Azuaga supone, como se ha visto, una discontinuidad mayor entre bloques ó dominios geológicos diferentes. Delimita las zonas Centroibérica, al NE, y de Ossa Morena al SW. Sirve de límite meridional de la faja metamórfica constituida por el Grupo de Azuaga, una unidad litoestratigráfica perteneciente probablemente al Precámbrico más bajo del SW Ibérico.

Además no puede mantenerse que no existió un control previo de estructuras como ésta cuando, como señaló LOTZE (1956, 1961, 1970), las directrices del geosinclinal hercínico están trazadas desde el comienzo del Paleozoico y esto ocurrió mediante la compartimentación de la cuenca postcadomiense según fallas con desplazamientos verticales. Estas mismas fallas actuarían después, en las fases hercínicas tardías, con importantes saltos en dirección.

Sin embargo, la cuestión más significativa en el sentido apuntado antes, es la relación entre las Z.C.I. y Z.O.M.. Ya hemos podido ver que presentan diferencias estratigráficas y tectónicas patentes ya desde el Precámbrico. Y no puede decirse que estas diferencias, muy marcadas en el Proterozoico bajo, puedan ser resultado de la compartimentación postcadomiense. Existen, además diferencias muy claras en la intensidad y variedad del magmatismo mucho más representado en la Z.C.I. que en la Z.O.M. en las in-

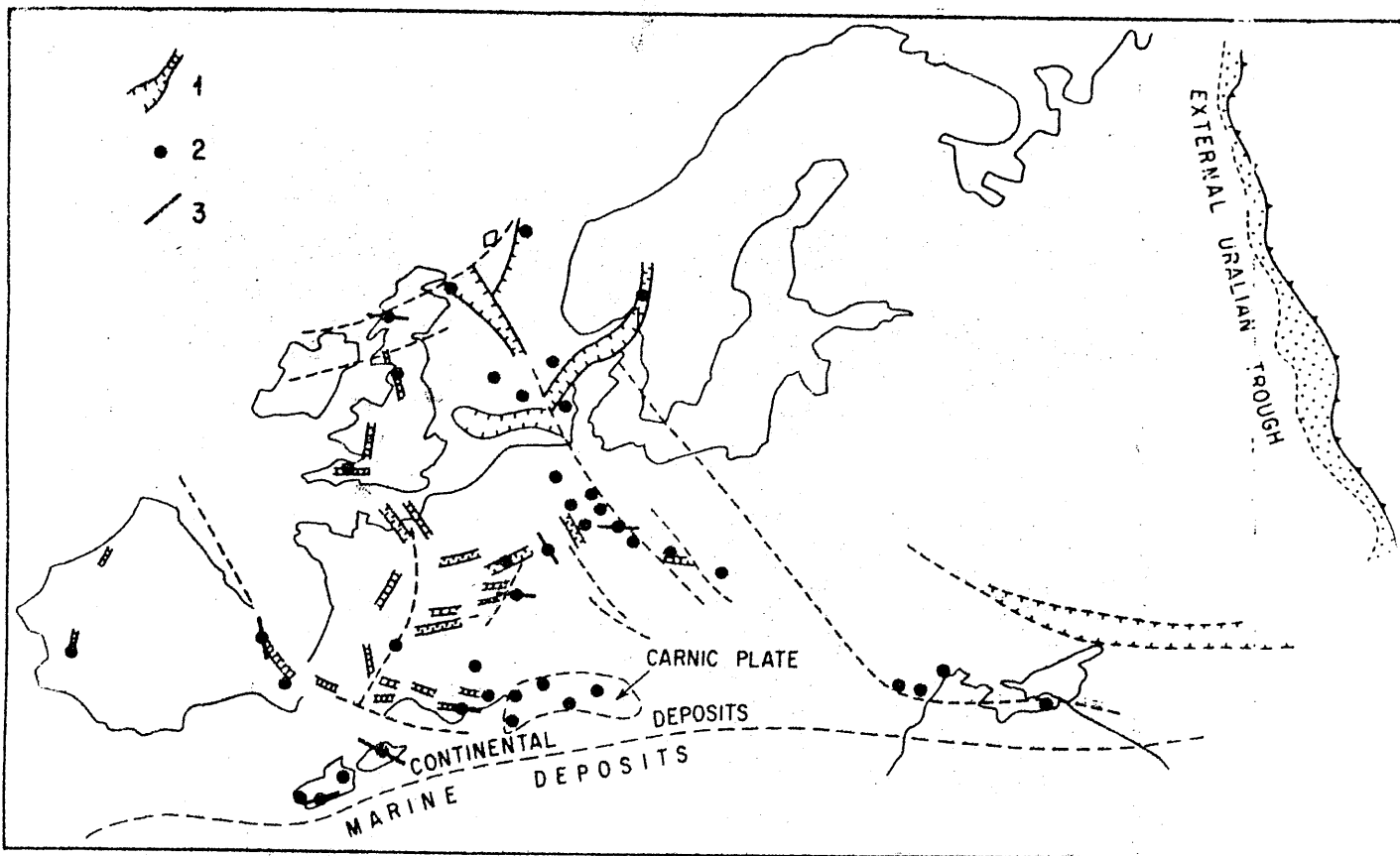


Fig.3-28."Taphrogénesis" pérmica en Europa. 1:Grabens ó semigrabens dispuestos generalmente paralelos a fallas´mas antiguas. 2: Centros ígneos; la actividad ígnea se concentró a lo largo de la falla del Golfo de Vizcaya y de la falla de Elba.3:Dirección media de las redes de diques.

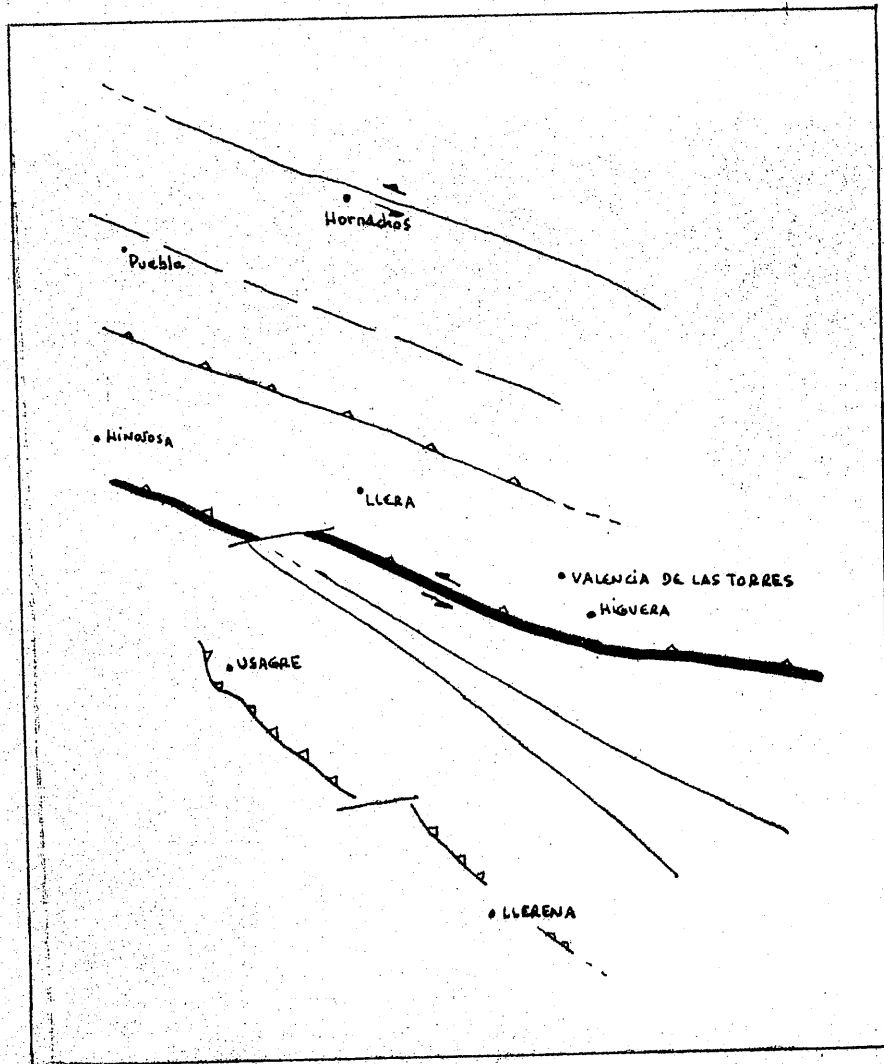


Fig.3-29. Principales fallas de desgarre del sector estudiado. Se indican las componentes inversas observadas.

mediaciones de la falla de Azuaga.(intrusiones en el Grupo de Azuaga).

Posteriormente las series del Proterozoico superior presentan una mayor abundancia de espilitas y rocas vulcanodetríticas al SW de la falla que al NE de la misma. Son igualmente las diferencias en las series paleozoicas a ambos lados de la línea de Azuaga , según se pudo comprobar en la segunda parte de este trabajo.

Toda esta evolución puede considerarse desde dos diferentes puntos de vista según la importancia que se de al accidente de Azuaga. Si efectivamente han predominado desde el Proterozoico los movimientos verticales se podrían explicar determinadas variaciones en batimetrías de los sedimentos depositados a ambos lados de la falla. A esta variación se sumaría el acortamiento horizontal resultante del cabalgamiento de la ZCI sobre la ZOM. El conjunto, finalmente, se vería afectado por un desgarre tardihercínico que produciría la configuración actual tras una tectónica distensiva final. Desde otro punto de vista , no incompatible con el cabalgamiento, se puede suponer que las ZCI y ZOM eran microplacas continentales diferentes que , durante el ciclo hercínico, colisionaron tras la subducción de una placa oceánica . Esta subducción , sin embargo, solo como hipótesis puede plantearse porque no existen pruebas indicativas al respecto. Los afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas aflorantes en el seno del devonocarbonífero de Varas-Guadalbarbo, al SE del batolito de los Pedroches, constituirían , en la opinión de ciertos autores, un cortejo ofiolítico hercínico, posibilidad, como se vió, refutada por otros autores que han estudiado el mismo sector. La evolución del surco marginal devonocarbonífero que constituye la zona Surportuguesa(Z.S.P.) se ha señalado, igualmente, como un ejemplo de evolución ligada al desarrollo de una zona de subducción en un margen andino ó de arco insular, como veremos después. La cuestión inmediata es la de establecer las pruebas geológicas que avalen tales hipótesis.

En cualquier caso, podemos llegar a la conclusión de que la falla de Azuaga, como probablemente otros accidentes similares, se instala sobre un antiguo accidente de edad Proterozoica, que ha sido rejugado ó utilizado con diferentes componentes cinemáticos durante la orogenia hercínica y finalmente , como episodio tardihercínico , actuó como fallas de desgarre .

Hay una tectónica distensiva vertical posterior ligada a la separación de

las placas americana y africana y paralela al "rift" central atlántico. La falla de Messejana ó de Plasencia constituye el principal accidente ibérico correspondiente a este episodio y pudo significar un intento de resquebrajamiento de la placa afro-ibérica posthercínica. El dique de Foum Zguid, en el sur de Marruecos, es similar en cuanto a disposición tectónica y evolución petrológica. El desarrollo de estos esfuerzos se produjo durante el comienzo de la separación de las grandes placas en el Triásico inferior a medio. La falla de Messejana y su red de fracturas asociadas quedó posteriormente ocupada por magma tholeiítico procedente de la fusión parcial del manto superior. Se trata de una falla abierta y profunda. Aunque los datos radiométricos señalan que la intrusión del magma tholeiítico tuvo lugar entre el Jurásico inferior y Medio (200 a 160 m.á.) no debió existir un único episodio intrusivo sino una serie de intrusiones ó inyecciones a lo largo de unas decenas de millones de años entre el Triásico final y el Jurásico medio. (SCHEMERHORN et al. 1978).

| TIEMPO GEOLÓGICO m.a. | EDONES | ERATEMA | SISTEMA | SERIE | PRINCIPALES FASES TECTONICAS | |
|-----------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|------------------------------|--------------|
| 0 | FANEROZOICO | CENOZOICO | CUATERNARIO | Holoceno | WALACHICA
ATTICA | |
| 1,8 | | | TERCIARIO | NEOGENO | | Plioceno |
| 22,5 | | | | | | Mioceno |
| | | | | PALEOGENO | | Oligoceno |
| Eoceno | | | | | | |
| Paleoceno | | | | | | |
| 65 | | MESOZOICO | CRETACICO | SENO-MIENSE | LARAMICA | |
| 141 | | | | SUPERIOR | | |
| | | | | INFERIOR | AUSTRICA | |
| 195 | | | | NEOCOMIENSE | | NEOKIMMERICA |
| 230 | | | | JURASICO | Malm | |
| | | | Dogger | | | |
| | | | Lias | | | |
| 280 | | | TRIASICO | SUPERIOR | | |
| | | | | MEDIO | | |
| | INFERIOR | | | | | |
| PALEOZOICO | PERMICO | SUPERIOR | PFALCICA | | | |
| | | INFERIOR | | | | |
| | | CARBONIFERO | SUPERIOR | SAALICA | | |
| | | | INFERIOR | | | |
| | | | DEVONICO | | SUPERIOR | ASTURICA |
| | 347 | SILURICO | MEDIO | SUDETICA | | |
| | | | INFERIOR | BRETONICA | | |
| | 395 | ORDOVICICO | SUPERIOR | ERICA | | |
| | | | INFERIOR | ARDENICA | | |
| | 435 | CAMBRICO | SUPERIOR | TACIONICA | | |
| INFERIOR | | | | | | |
| SUPERIOR | | | | | | |
| 570 | PRECAMBRIICO | ARCAICO | SUPERIOR | SARDICA | | |
| MEIO | | | | | | |
| 2600 | PRECAMBRIICO | ARCAICO | INFERIOR | CADOMIENSE | | |
| 4000 | | | | | | |

DIVISION DEL TIEMPO GEOLOGICO . Según CORRALES et al.(1977).

3.5.- HISTORIA GEOLOGICA: CICLOS OROGENICOS PROTEROZOICOS Y FANEROZOICOS

A.-) LOS CICLOS PROTEROZOICOS.

La primera parte de la historia geológica del Macizo Ibérico meridional debió comenzar en el Proterozoico inferior, o, menos probablemente, en el Arcaico superior. Debió existir una corteza continental rica en rocas graníticas, que posteriormente fué erosionada para proporcionar sedimentos arcóscicos y grauváquicos en volúmenes muy elevados. De esta corteza primitiva no parecen existir afloramientos actuales, al menos en la transversal estudiada y, en general, al SW de la Falla de Azuaga.

No podemos aportar ningún dato respecto a la evolución de esta corteza primitiva sudibérica hasta iniciada la sedimentación de lo que constituye el Grupo de Azuaga, situado al NE de la falla de Azuaga. Tampoco sabemos muy precisamente qué significado tectónico concreto tiene este conjunto de cuarcitas, paragneises, ortogneises y anfibolitas. Podría tratarse del relleno (postorogénico) de un surco tectónico fracturado al que se sumaron materiales básicos procedentes del manto, un "paleo-rift" en el que el vulcanismo ácido (ortogneis? = gneis Milonita de Higuera de LLerena), expresara la fusión parcial de la corteza continental inferior. En cualquier caso, inmediatamente se desarrolla una potente sedimentación pelítica, con niveles grauváquicos y abundancia de cuarcitas y argilitas, que sigue al Grupo de Azuaga al NE de la Falla de Azuaga.

Al SW de la Falla de Azuaga, la Serie de Sierra Albarrana constituye la base del Proterozoico aflorante. Las ortocuarcitas del núcleo de Sierra Albarrana suponen un tipo de sedimentación no representado en el Grupo de Azuaga. Sin embargo, no es probable que hacia el SE, el nivel más bajo de los materiales que representan al Grupo de Azuaga en el sector de Peñarroya y Villanueva del Rey, sea igualmente cuarcítico (Sierra de los Santos). Sobre las ortocuarcitas de Sierra Albarrana aparecen para-

gneises, seguidos de metapelitas ricas en alúmina con algunas intercalaciones de rocas básicas. Esta serie metapelítica es de carácter rítmico bien marcado, al contrario que al norte de la Falla de Azuaga, donde predominan materiales que originalmente serían arcilloso-areniscos.

El depósito terrígeno debió desarrollarse a lo largo del Proterozoico Superior y concluye con un periodo de relativa estabilidad, marcado por un depósito muy continuo de cuarcitas ricas en materia orgánica, que se presenta bien desarrollado hacia el W de la transversal de Azuaga. Al S de Azuaga se han citado afloramientos de estas cuarcitas negras (LAURENT, 1.974), pero no constituyen el horizonte potente y continuo de la región situada más al W. En la región de Córdoba aparecen bloques de cuarcitas negras deformadas en horizontes detríticos discordantes del Proterozoico terminal. Este nivel guía cuarcítico aparece también representado en el anticlinorio Olivenza-Monesterio y aún más al W-SW.

En el área estudiada, la interrupción relativa de la subsidencia que supone la sedimentación cuarcítica, da paso inmediatamente, tanto al N como al S de la Falla de Azuaga, a un nuevo episodio de sedimentación flyschoides. Al SW de la Falla de Azuaga, esta nueva serie flyschoides alcanza enorme desarrollo en la transversal de Azuaga, y termina con un conjunto muy complejo de depósitos vulcanodetríticos, fundamentalmente espiliticos. Se depositan brechas muy gruesas en las que abundan bloques de rocas volcánicas con escasos elementos detríticos de origen metamórfico. También se registran depósitos de conglomerados con matriz espilitica, entre cuyos cantos pueden aparecer muestras de rocas ígneas graníticas o granodioríticas. La distribución horizontal de estos niveles vulcanoclásticos varía a lo largo del A.P.B.C. Este depósito debió producirse en el Proterozoico Superior, sobre los 600-700 m.a., aunque la base de la serie flyschoides que lo sustenta puede remontarse a 900 m.a., todo ello según las atribuciones propuestas por TIMOFEIEV (1.978), y con las limitaciones que se han comentado. El episodio final de este ciclo lo repre-

senta, al SW de la Falla de Azuaga, la sedimentación de arcosas y grauwacas muy ricas en feldespatos potásicos, acompañados de keratófidos y conglomerados, cuyos cantos corresponden a pórfidos graníticos, microgranitos, bombas volcánicas, cuarcitas de grano fino y escasas cuarcitas metamórficas. Se trata de un depósito rápido de materiales procedentes de la erosión de rocas graníticas s.l. y metamórficas, acompañado de manifestaciones de un vulcanismo ácido explosivo. Estos depósitos están representados a lo largo de toda la Meseta Meridional, tanto en el A.P.B.C. como en el A.O.M., donde aparecen además de abundantes riolitoides (porfiroides) hacia el NW de la banda.

Al NE de la Falla de Azuaga el cuadro es sensiblemente diferente al del W de la transversal de Azuaga. En esta región el depósito de plataforma relativamente estable representado por las cuarcitas negras, muy abundantes en Puebla del Prior, le sigue una secuencia grauwáquica rica en materias orgánicas que progresivamente da paso a argilitas y areniscas para culminar con la secuencia de Sierra Velita. Aquí alternan grauwacas y areniscas arcóscicas en lechos potentes, sin que presenten en ningún punto elementos detríticos gruesos. Al W de la transversal de Azuaga, materiales similares a la secuencia vulcanoclástica descrita en el Dominio Meridional aparecen distribuidos irregularmente, y esto por razones de la compleja tectónica de fractura que afecta a dicha región más que por razones estratigráficas.

Durante el Proterozoico se producen al menos dos eventos orogénicos, el GRENVILLE (1.050 m.a.) y el CADOMIENSE (600 m.a.), a los que se pueden asociar el metamorfismo con gradiente de presiones intermedias con distena (Grupo de Azuaga) y el metamorfismo con gradientes de presión intermedia a baja con estaurolita-andalucita (Grupo de Sierra Albarrana). Otros episodios orogénicos anteriores con metamorfismo y granitización, como el HUDSONIENSE (800 m.a.) y/o KENORANIENSE (2.600 m.a.) podrían estar representados en el zócalo pre-Grenville, es decir, en el Grupo de Azuaga, donde PEREZ-LORENTE (1.977) cita estructuras de tales eventos.

Al final del Proterozóico existe una corteza continental cuya parte externa está erosionada y emergida. En la opinión de diversos autores, este es el momento en que la compartimentación de la cuenca prefigura la distribución paleogeográfica de las cuencas hercínicas.

Los dominios Meridional y Septentrional presentan una secuencia estratigráfica durante el Proterozóico inferior a medio, sensiblemente diferentes. Sin embargo, durante el Proterozóico terminal las series vulcanoclásticas están representadas tanto en el sector oriental del Dominio Septentrional como en el conjunto del Dominio Meridional del mismo modo que la serie de significaci3n molásica terminal se deposita en puntos de ambos dominios. Esto puede implicar que una primera aproximación de ambos dominios debió ser resultado de la tectogénesis cadomiense y había culminado cuando se depositan los materiales postorogénicos. Si ésto es así, la diferenciada evoluci3n estratigráfica del Paleozóico en ambos dominios hay que atribuir la simplemente a tectónica vertical que levantaría o hundiría ambos bloques condicionando la sedimentación.

Pero esas alineaciones tectónicas cadomienses debieron tener originalmente directrices ligeramente diferentes a las hercínicas. Probablemente fueron E-W, o bien N 80E, si se toma como base la distribución de las series vulcanoclásticas del Proterozóico terminal a lo largo del A.P.B.C.

B.-) EL CICLO PALEOZOICO.

Uno de estos accidentes tectónicos cadomienses dividió la región en dos áreas bien delineadas. Hacia el S o SW se crearon condiciones de plataforma proximal con aguas agitadas y cálidas en que se desarrollaron organismos arrecifales. El depósito resultante consistió en carbonatos ricos en fauna arrecifal (Archaeociathos). Hacia el NE, por el contrario, no hubo depósito del Cámbrico inferior. Es probable que lo que hemos considerado Proterozóico superior terminal (formación de Sierra Velita) representa ya al Cámbrico inferior, pero ello no ha podido ser demostrado,

ni en esta región ni en ningún punto al S de los Montes de Toledo. En consecuencia, cabe pensar que el bloque NE de aquel accidente tectónico debió mantener una amplia área emergida durante buena parte del Cámbrico.

La distribución geográfica de los afloramientos del Georgiense calizodolomítico entre Córdoba y Badajoz viene delimitada al NE por la A.P. B.C. El afloramiento de rocas carbonatadas de Badajoz, caso de tratarse realmente de Cámbrico inferior, sería el más septentrional. Las o-ficalcitas de la formación de las Grullas que, como vimos, no presentan evidencias de las fases I y II, podrían representar, quizás, restos del depósito calcáreo Georgiense.

Finalmente, al SW de la falla de Azuaga, cabe resaltar el interés del afloramiento de Casas de Pila. Como se indicó, la secuencia calcárea no presenta similitud litográfica con el Georgiense medio, mientras que la abundancia de pistas en un nivel lutítico del techo sugiere una edad ordovícica s.l. De no ser por este dato, se podría pensar en un depósito calcáreo Dinantiense, aunque no se han encontrado restos fósiles, tan sólo hay crinoides, tan abundantes en otros afloramientos de Peñarroya y Zafra.

Caso de admitir una edad ordovícica para este afloramiento de Casas de Pila, tendríamos el grave inconveniente de la ausencia de depósitos semejantes en cualquier otro punto del Dominio Meridional del A.P.B.C.

Al NE de la Falla de Azuaga se deposita, a partir del Arenig, la secuencia areniscosa transgresiva conocida como "cuarcita armoricana". No se conoce muy bien en esta región la secuencia ordovícica. Posteriormente se depositan materiales silúricos y devónicos que, en parte, afloran en el área de Alanje, al NE de Almendralejo. Tampoco es bien conocida la secuencia silúro - devónica en esta región, dada la escasez y mala calidad de los afloramientos.

En algún momento, durante el Ordovícico y el Devónico, se producen intrusiones de cuerpos graníticos (Aceuchal) primero, y después sieníticos (Almendralejo). Durante el Devónico se produce simultáneamente a las intrusiones el primer episodio orogénico hercínico. Se trata de la Fase H₁ de directrices N 160-170 E, que afecta más intensamente al dominio septentrional, el cuál ocuparía un nivel estructural más profundo (infraestructura), frente al Dominio Meridional, situado en un nivel estructural relativamente más somero (supraestructura). El grado del metamorfismo regional alcanzado es más intenso en el Dominio Septentrional (Grado Medio) que en el Meridional (Grado Bajo). Con posterioridad se produce la intrusión de cuerpos granodioríticos en el Dominio Meridional (Ahillones, stock de Mosquil, ...) y sieníticos alcalinos en el Dominio Septentrional (La Canchalosa), mientras al NE de la Falla de Azuaga la sedimentación carbonífera visense se expresa en series flyschoides, en un área fuertemente subsidente, tal como indican los afloramientos del SE y E-NE del A.P.B.C., y se produce la fase H₂ (2ª hercínica), acompañada de metamorfismo regional de grado medio al NE de la falla de Azuaga, y muy baja al SE.

Después, el Namuro-Westfaliense se deposita en cuencas alargadas, creadas por la tectónica de fractura post Fase 2 hercínica. Hay un intenso vulcanismo ácido y básico, ligado a estas fracturas, y un rápido relleno con depósitos de materiales detríticos gruesos y posteriormente de arcillas carbonosas.

Es entonces cuando se produce la tectónica de cizalla, responsable de la falla de Azuaga en su trazado actual, como un cabalgamiento hacia el SW y con una componente horizontal sinextrorsa muy importante. El salto en vertical es lo suficientemente importante como para situar a igual cota los niveles estructurales hercínicos constituyentes de la supraestructura (al SW) y la infraestructura (al NE). Posteriormente, hay retoques de escasa importancia por fallas N 80 E, y se produce la tectónica permotriásica (falla de Messejana y otras).

3.6.- ELEMENTOS PARA UN MODELO TECTONICO MOVILISTA DEL OROGENO HERCINICO IBERICO.

Los Dominios Meridional y Septentrional del sector estudiado presentan una serie de diferencias que señalan una evolución diversificada, aunque con paralelismos evidentes, desde el Proterozóico precoz a Arcaico, que admitimos esta representado por el Grupo de Azuaga.

Estos paralelismos están patentes durante el Proterozoico medio a superior (Grupo de Villagarcía de la Torre y Grupo del Río Matachel), mientras que, durante el Paleozóico inferior y medio, (Cámbrico-Devónico) y durante el Proterozóico inferior, las diferencias son extremadamente significativas.

La falla de Azuaga delimita el borde meridional de los afloramientos del Grupo de Azuaga, cuya significación tectónica y posición estratigráfica no están bien conocidos. La intensidad de los procesos cataclásticos durante las fases H_1 y H_2 impide poner de manifiesto la posible existencia de asociaciones minerales metamórficas polifásicas pertenecientes, no sólo a las fases cadomienses C_1 y C_2 , sino también a episodios orogénicos Grenville. Incluso, hipotéticamente, cabría admitir la existencia de efectos tectónicos Hudson y Kenozoan, como propone PEREZ-LORENTE (1.977).

Al SW de la falla de Azuaga son inexistentes o escasos (el macizo de Lora del Río podría ser una excepción), los afloramientos de este antiguo zócalo de edad Proterozóico inferior, de manera que la extensión de los núcleos precámbricos de los anticlinorios de la Ossa Morena, está prácticamente en su totalidad, ocupada por los materiales del Proterozóico superior, equivalentes a los Grupos del Río Matachel y de Villagarcía de la Torre (CHACON, 1.979). Estos materiales, que pueden agruparse en lo que denominaríamos Supergrupo de LLerena (CHACON, 1.979), se depositan sobre un complejo constituido por el antiguo zócalo del Proterozóico inferior (Supergrupo de Arroyo Argallón, CHACON, 1979) y formaciones pelíticas metamor_ufizadas durante una fase que no está representada en los materiales del Su_u.

pergrupo de LLerena, y que constituyen el Supergrupo del Rio Bembézar (CHACON, 1.979). De este modo se pueden considerar tres grandes etapas en la construcción de la corteza superior prehercínica. Según diversos autores (VEGAS et alii, 1.977; CAPOTE et alii, 1.976) el depósito de las series esquisto-grauwáquicas del Proterozóico terminal correspondrían a la "formación de un margen inactivo creado en la fase distensiva, que dará origen al geosinclinal hercínico; separación de Africa y América por un lado y Eurasia por otro, según los esquemas propuestos por SCHENK (1.971) y STEWART (1.976), y VEGAS et alii, (1977). Ello sería posible durante la fase final del desarrollo de la orogenia cadomiense y "pan-africana".

Este margen inactivo estaría compartimentado en bloques con diferentes batimetrías, en los que se acumularían precipitados químicos y/o depósitos terrígenos que podrían colapsar desde las pendientes creadas por la tectónica distensiva (fangolitos, olistostromos, etc.)(MORENO, 1.977). Las series del Precámbrico terminal no presentarían, lógicamente, ningún tipo de deformación ligado a episodios sinorogénicos, que no habrían ocurrido en dicho margen inactivo.

Este esquema tectónico contrasta con el que se puede observar en las series del Proterozóico Superior del anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba. En efecto, según se ha visto en los epígrafes anteriores, existió una corteza cadomiense sudibérica, que se consolidó durante esta orogenia, marcada al menos por dos fases de deformación y metamorfismo, y fué fosilizada por depósitos tardi a postorogénicos, que constituyen la parte más alta del Grupo de Villagarcía de la Torre, en el sector estudiado y, más generalmente, la base visible de las secuencias carbonatadas del Georgiense inferior. Esta orogenia cadomiense afectó a materiales del Proterozóico Superior aflorantes al SW y NE de la falla de Azuaga, si bien sus efectos metamórficos parecen corresponder a gradientes térmicos ligeramente diferentes. Así, al SW de la falla, el gradiente térmico debió ser intermedio entre los de bajas presiones y presiones intermedias, mientras que, al NE, pudo ser de presiones intermedias. Aunque este extremo no esté suficientemente cla-

ro, sí se puede afirmar rotundamente que el desarrollo de la corteza sud-ibérica durante el Proterozóico superior no correspondió a un márgen inactivo, como parece, por otra parte, como parecen afirmar los autores citados, y fué el caso de la corteza en la zona Centro-Ibérica, entre el Centro y Norte de Portugal y las provincias de Cáceres, Salamanca y Zamora.

En esta situación, no queda otra alternativa que suponer una solución de continuidad entre las series del Proterozóico Superior al SW, donde se admite un desarrollo geosinclinal cadomiense, y las series del área central de la zona Centro Ibérica, donde más bien se admite que, durante el Proterozóico Superior, los depósitos se realizaron en un márgen inactivo.

En esta región de márgen inactivo se enclava el Sistema Central, en que afloran abundantes complejos metamórficos gnéisicos. Según CAPOTE et alii (1.977), estas series gnéisicas podrían corresponder a una estrecha asociación entre "mixtitas" ricas en porfiroides y una alineación volcánica representada por los "augengneises" tipo "Ollo de Sapo". Esta alineación volcánica existiría desde el comienzo de un episodio distensivo ligado a la separación de continentes actualmente representados por los núcleos precámbricos en Africa, Norteamérica y Eurasia. La edad de este episodio de deriva continental podría ser de -850 m.a., y las series de la región central del Macizo Ibérico se depositarían en un miogeosinclinal sobre un márgen inactivo de Tipo Atlántico. Aquella alineación volcánica, según CAPOTE et alii (1.977), se produciría lejos de la plataforma continental, puesto que hacia el Norte de ella, las series precámbricas son también turbidíticas. Hacia el Sur, los depósitos del Precámbrico Superior serían de aguas más profundas, distales, e incluirían una faja volcánica, de importancia menor, en el sector de Bodonal. El único borde continental conocido se localizaría, durante el Precámbrico Superior, en el Antiatlás, donde existen potentes secuencias carbonatadas (Serie Adoudouniense). Sin embargo, reconocen CAPOTE et alii (1.977) "an area of intermediate or oceanic crust maybe existed between the Marrocan platform and the area dealt with here".

Es probable que tal área de corteza oceánica o intermedia se situara precisamente en la proximidad de la Z.O.M., donde, durante el Proterozóico Superior se manifiesta una intensa subsidencia acompañada de actividad volcánica. De este modo, la plataforma del Antiatlás correspondería ya a la placa africana, cuyas relaciones con la placa o microplaca cadomiense sudibérica habría que enmarcarlas en el contexto de los ciclos de Wilson, de apertura oceánica y deriva continental, para la franja cortical situada entre las grandes placas Norteeuropea-americana y africana. (IRVING, 1.978).

La actividad volcánica espilitico-riolítica durante el Proterozóico Superior y la redistribución de gradientes metamórficos durante la orogenia cadomiense serían otros elementos tectónicos a tener en cuenta.

No está suficientemente clara la secuencia de facies metamórficas y fases de deformación anteriores a la orogenia hercínica al NE de la falla de Azuaga. La intensa cataclasis simultánea a la fase H₁ produjo una "reactivación" de series gneísicas que fueron de nuevo metamorfizadas durante las fases hercínicas con retromorfosis de las asociaciones metamórficas anteriores. Además, no deja de llamar la atención la presencia de distena, tanto en el Grupo de Azuaga, donde aparece como resultado de un metamorfismo cadomiense o anterior, como en los gneises glandulares de tipo "ollo de Sapo" del Sistema Central Español, donde se consideran inexistentes las deformaciones prehercínicas (NAVIDAD y PEINADO, 1.977; PEINADO, 1.973; FUSTER et alii, 1.974; LOPEZ RUIZ et alii, 1.975) y en los sectores de la zona Galaico-Castellana y de los Pirineos, donde si parecen existir estas deformaciones (FONTEILLES et alii, 1.971; DENTEX et alii, 1.971; MARTINEZ GARCIA et alii, 1.970).

En cualquier caso, si se admiten como Cadomienses tanto la zonación metamórfica distena-silimanita, que afecta al Grupo de Azuaga sólo al NE de la falla de Azuaga, como la zonación estauroлита-andalucita-sillimanita que aparece en materiales equivalentes al SW de la falla de Azuaga, habría que explicar cuál es la significación tectónica de esta línea de

separación. La primera matización que hay que hacer se refiere a gradientes térmicos representados por tales zonaciones, y, como se vió en el apartado 3.4.3., al SW de la falla de Azuaga aparece ocasionalmente distena envuelta en fibrolita, que podría ser, bien de una paragénesis más antigua, o bien un mineral metastable crecido en condiciones próximas al punto triple de los SiO_2Al_2 . Por otro lado, las diferencias en litología y posición estructural de las series del Grupo del Río Bembézar, al NE y SW de la falla de Azuaga, podrían explicar la ausencia de andalucita, mientras que en las oficalcitas del Grupo de Azuaga, al NE de la falla, si parecen existir asociaciones minerales propias de un gradiente de presiones bajas a intermedias. De este modo, de existir gradientes térmicos diferentes, la falla de Azuaga se situaría sobre una línea de sutura entre la zona de presiones bajas a intermedias al SW y la de presiones intermedias al NE.

La actividad ígnea básica parece más intensa en el Dominio meridional, donde abundan las espilitas. No obstante, tanto estas espilitas como, especialmente, las riolitoideas y pórfidos ácidos ligados al depósito postorogénico (vendiense) finiproterozóico, aparecen tanto al NE como al SW de la falla de Azuaga.

El cuerpo granítico que constituye actualmente el ortogneis de la Ribera del Fresno está afectado por la fase C_2 de metamorfismo regional, en consecuencia, su intrusión debió realizarse antes del Vendiense, es decir, alrededor de -700 m.a. Este cuerpo intrusivo aparece, entonces, en el dominio metamórfico de presiones intermedias, y sería resultado de la granitización cadomiense.

No parecen existir estructuras tangenciales en el A.P.B.C. No obstante, no se puede descartar que la discordancia entre los Grupos del Río Matachel y de Azuaga, en el sector de Mina Afortunada, pueda ser, en realidad, el contacto mecánico subhorizontal y plegado por la fase H_1 de una unidad tectónica cuya envergadura sería difícil de establecer.

Las anfibolitas, tan abundantes en el Grupo de Azuaga, pueden corresponder a cuerpos básicos intrusivos, de edad indeterminada, pero seguramente prehercínicos. No disponemos de datos geoquímicos mínimos para asegurar estos extremos.

En cualquier caso, todos estos elementos se deberán tener en cuenta para explicar las relaciones tectónicas entre los zócalos cadomienses de la Z.O.M. y la Z.C.I. durante el Proterozoico Superior. Una orogenia de colisión entre microplacas continentales pudiera explicar algunos de los elementos considerados. La cuestión estriba en disponer de datos geoquímicos y radiométricos que permitan conocer el origen de los metabasitas del Grupo de Azuaga y, en consecuencia, si existen restos de corteza oceánica, o pruebas de un adelgazamiento supracortical en la zona de posible colisión.

En cualquier caso, si puede afirmarse que el desarrollo geosinclinal cadomiense en la región SW del orógeno hercínico ibérico se produjo en un margen activo de una masa continental situada hacia el N.

No se conoce la posición de este área emergida, aunque si parece clara la existencia de emersiones locales del antiguo zócalo (Proterozoico medio a inferior) precadomiense.

La evolución paleozóica viene predeterminada en cuanto a la distribución paleogeográfica de las series por la tectónica cadomiense.

La línea tectónica de Azuaga coincide con la delimitación de cuencas de plataforma marina proximal al SW y emergida hasta el Ordovícico inferior al NE.

Al SW, en la Z.O.M., la evolución orogénica hercínica se inicia durante el Devónico, cuando en el surco marginal de la Z.S.P. se acumulan series flyschoides con potencia creciente hacia el W. Este flysch migra hacia el SW de la Z.S.P. durante el Carbonífero inferior y medio. Se producen dos fases mayores de deformación en el Devónico y Carbonífero inferior medio, acompañados de metamorfismo regional de baja presión en la Z.O.M.

y de alta presión, probablemente en la Z.S.P. En la Z.S.P., el vulcanismo migra con el tiempo hacia el Norte, mientras la tectónica tangencial sin fase 1 es más importante hacia el Sur.

En la Z.O.M. parecen existir complejos básicos y ultrabásicos de significación ofiolítica (Odivelas). Se producen intrusiones graníticas, con posterioridad a las fases de deformación, y existe una tectónica tangencial importante post F_1 , vergente al SW. Este cuadro puede ser asimilable a una subducción devonocarbónica de una placa oceánica situada al SW, bajo la placa sudeuropea en su extremo meridional (Z.S.P.). La cuestión radica en la escasez de pruebas de la existencia de una zona de sutura que contenga rocas de procedencia oceánica por un lado, y por otro en la existencia de corteza continental normal en la Z.S.P. actual.

Ello llevaría a considerar que la subducción se tuvo que producir al Sur de la Z.S.P., y que el desarrollo geosinclinal devonocarbonífero se produjo en una cuenca marginal fuertemente subsidente, situada entre la zona de subducción y la masa continental.

Al NE del A.P.B.C., se situó otra cuenca subsidente durante el Carbonífero inferior, aunque en ella la serie Devónica es menos potente y con facies detríticos gruesos proximales. (Fig. 3-30). En esta ilustración se sitúa la zona de subducción hercínica según DEWEY y BURKE (1973). Como puede verse, sería posible admitir que el surco devonocarbonífero puede ser situado sobre la corteza continental precámbrica y paleozóica que actualmente no aflora en la Z.S.P. El geanticlinal de Beja correspondería a una zona de corteza continental emergida ya entonces, por la actuación de fallas producidas durante la subsidencia devonocarbonífera. Estas fallas podrían actuar posteriormente como fallas inversas durante la compresión ligada a la subducción y posteriormente como fallas de desgarre, ligadas a los reajustes tardihercínicos.

La situación de estas fallas, falla de Ficalho al Sur del geanticlinal de Beja, falla de Azuaga, etc., estaría predeterminada por la comparti-

mentación postorogénica cadomiense.

En torno al batolito de los Pedroches, el surco carbonífero inferior que se extiende hacia el S. evolucionaría como una cuenca creada por movimientos verticales, inmediatamente anteriores o simultáneos con la primera fase hercínica (devónica), que alcanzaría una fuerte subsidencia durante la acumulación de la potente facies Culm.

De este modo el A.P.B.C., constituido por un zócalo cadomiense, serviría de límite paleogeográfico durante el Cámbrico y Ordovícico, mientras que, durante el Paleozóico Superior, se hundiría bajo series devonocarboníferas de potencia desconocida en la actualidad, por cuanto la erosión post fase H₂ llegaría a poner al descubierto las series paleozóicas más bajas.

Por esta razón, el metamorfismo regional hercínico (F H₁ y F H₂) produce la cataclásis y retromorfismo del zócalo gneisico precadomiense (Proterozóico Precoz-Arcáico) por una parte, y el metamorfismo regional de Estadios muy bajo, bajo y medio de intensidad, en el "zócalo" cadomiense (Proterozóico Superior y Medio).

La abundancia de rocas ígneas básicas y ácidas intrusivas y extrusivas en el sector oriental del A.P.B.C., probablemente es el resultado del nivel estructural más profundo alcanzado por la erosión. El metamorfismo hercínico, en conjunto, es de presiones bajas; las vergencias de la Fase I son hacia el W o hacia el E, según la mayor distancia respecto a la costa portuguesa, mientras que los de la fase II tienden a ser al SW, o sudverticales, por lo general.

Probablemente, el metamorfismo hercínico se disponga de tal modo en su distribución espacial, que las áreas situadas al SW, más cerca de la zona de subducción, estén afectadas desde el Paleozóico hasta el Precámbrico por un metamorfismo regional en Estadios alto y medio, mientras que, en la Z.O.M., tales Estadios se aprecien sólo en las series Precámbricas, y, ya en la Z.C.I., al NE de la falla de Azuaga, sean las series del Precámbrico más bajo las que se ven afectadas por un grado metamórfico similar.

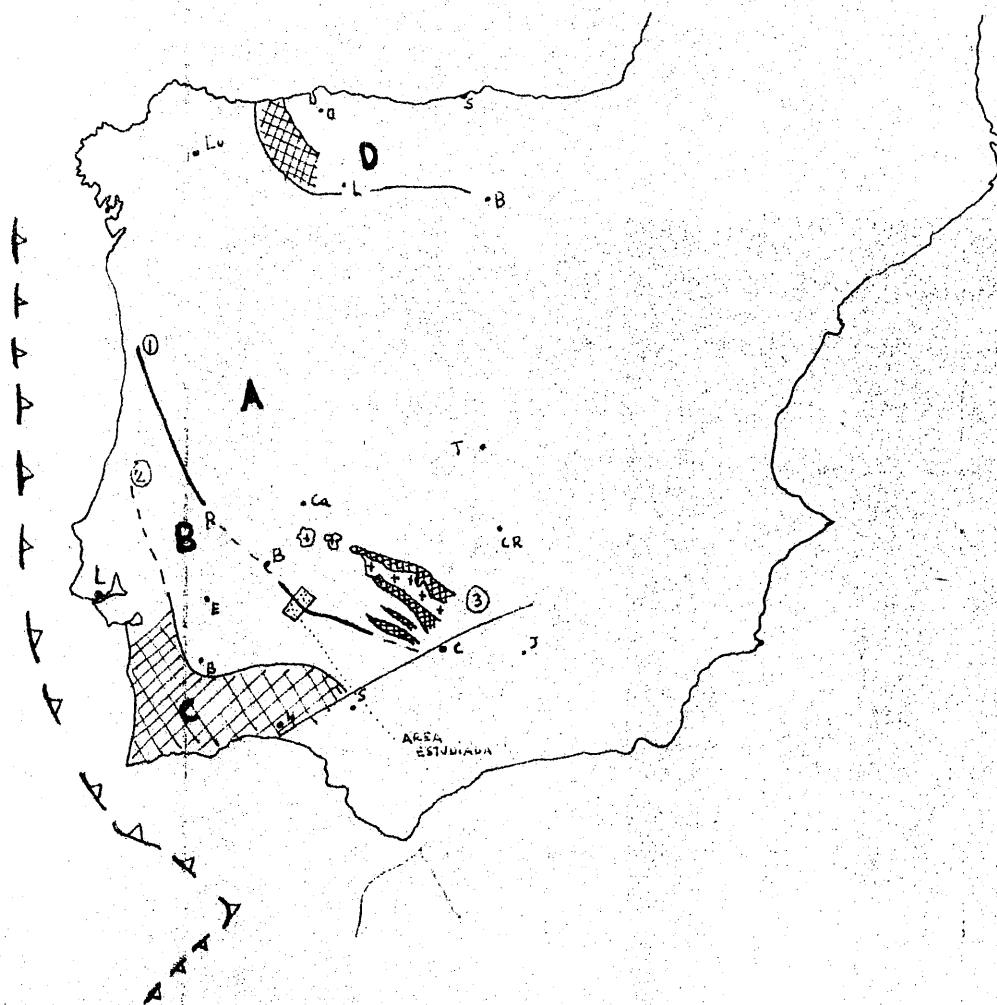


Fig.3-30. Distribución de áreas subsidentes durante el Carbonífero inferior deducidas según la representación estratigráfica actual en el Macizo Ibérico.

A. Zona Centro Ibérica . B.Zona de Ossa Morena. C.Zona Sudportuguesa. D. Zona Cantábrica.

1. Falla de Azuaga. 2. Falla de Ficalho. 3. Batolito de los Pedroches encajado en secuencias tipo Culm.

A la izquierda hipotético trazado de la zona de subducción hercínica según DEWEY and BURKE (1973).

En cuadrículado las zonas en que afloran secuencias del Carbonífero inferior .

Esto explicaría varias cuestiones polémicas que se plantean en las series metamórficas del SW.

1º). En el "macizo" de Aracena, el Paleozóico inferior sería, efectivamente, metamorfizado en el Estadio medio a alto, durante la orogenia hercínica. Los mármoles de Aracena serían, como proponía BARD (1.969) el equivalente metamórfico del Georgiense inferior carbonatado con Arqueociátidos presente más al N.

2º). En el sector de Monesterio, las cuarcitas negras de las series correlacionables con el "Grupo de Villagarcía de la Torre", que aparecen en zonas "migmatizadas", sufrirían, igualmente, un metamorfismo hercínico en Estadio Alto, que afectaría al Precámbrico Superior.

Las series metapelíticas con biotita del sector de Jerez de los Caballeros corresponderían, efectivamente, al Cámbrico inferior alto, metamorfizado durante las fases hercínicas (FERNANDEZ CARRASCO, com.pers.).

3º). Las series paleozóicas y del Proterozóico Superior del A.P.B.C. presentarían un metamorfismo hercínico en los Estadios bajo a muy bajo, mientras que las series del Proterozóico más bajo, Grupo de Azuaga, podrían alcanzar durante las mismas fases, un Estadio Medio.

De este modo, la subducción devonocarbonífera podría explicar, con la distribución prácticamente NS de DEWEY y BURKE (1.970), (Fig. 3-30), la directriz paralela de la Fase I hercínica en el A.P.B.C., sus vergencias predominantes al W, y la actuación de las líneas tectónicas cadomienses, como fallas de desgarre durante las fases I y II hercínicas.

En cualquier caso, faltan muchos datos para que pueda admitirse un modelo tectónico global para el orógeno hercínico. Especialmente en lo que se refiere a dataciones radiométricas y composición isotópica de las rocas ígneas hercínicas y prehercínicas, hay mucho todavía por conocer.

Los comentarios aquí expuestos serían, pues, elementos a tener en cuenta en trabajos posteriores, que deberán, a su vez, modificarlos y completarlos hasta conseguir un cuadro geológico más coherente, que pueda ser

admitido como modelo tectónico para la evolución del orógeno hercínico
ibérico.

CONCLUSIONES



ENCLOSURE

4. - CONCLUSIONES GENERALES.

Del trabajo realizado se pueden obtener las siguientes conclusiones generales:

- 1.- El sector central del anticlinorio Badajoz-Córdoba se compone de rocas metamórficas polifásicas, rocas ígneas intrusivas ácidas y básicas, y rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Carbonífero medio a superior y el Proterozóico precoz.
- 2.- Entre este conjunto, las series Proterozóica y del Paleozóico superior presentan una distribución asimétrica en dos Dominios delimitados por la falla de Azuaga.
- 3.- Las series proterozóicas se pueden agrupar en tres conjuntos, caracterizados por similitudes litológicas, posición estratigráfica equivalente, y fases de deformación y metamorfismo regional correlacionables. Estos tres conjuntos presentan pruebas de una evolución tectónica, que permiten definir episodios orogénicos hercínicos, cadomienses y precadomienses, que se superponen espacialmente.
- 4.- Se describen episodios de deformación y metamorfismo regional precadomienses, y se considera posible que sus edades puedan remontarse al Proterozóico medio (Grenville, Hudson) y precoz (Kenoran), aunque no pueda llegar a concretarse con precisión.
- 5.- Se describen dos fases de deformación cadomienses, acompañadas de metamorfismo regional de presiones bajas a intermedias, con un gradiente térmico probablemente más bajo al NE de la falla de Azuaga.
- 6.- Se describen tres fases mayores de deformación y metamorfismo regional hercínicos, que afectan a toda la supracorteza precámbrica, reactivándola mediante cataclasis, retrometamorfismo y neomineralización.
- 7.- Se describen rocas ígneas intrusivas y extrusivas, ácidas, básicas e intermedias, precadomienses, cadomienses y hercínicas. Se define el carácter "orto" de un cuerpo gneísico postcadomiense intruido en el Grupo de

Azuága.

8.- Se aprecia la importancia de la tectónica tardicadomiense en la distribución paleogeográfica hercínica.

9.- Se actualizan y discuten diversas cuestiones no resueltas en el marco de este trabajo, relativas a estratigrafía del Paleozoico medio en el Dominio Meridional, significación tectónica de los metabasitas y oficalcitas del Grupo de Azuaga, edad y significación tectónica de las fases de deformación hercínica y modelos de tectónica de placas para el SW del Macizo Ibérico, entre otras.

10.- Se considera necesario establecer el límite entre las zonas Centro Ibérica y zona de Ossa Morena, en la falla de Azuaga.

Igualmente, se reconoce la necesidad de proseguir las investigaciones en numerosos problemas planteados que deberán acometerse con la ayuda de técnicas de análisis químico, análisis isotópico, determinación de edades absolutas, análisis estructural y de petrofábrica, y estudio de microfau-
nas con el objeto de ir resolviendo cuestiones específicas de interés general para el orógeno hercínico ibérico.

BIBLIOGRAFIA

palaeogeográfica meridional.

Analizan y discuten diversas cuestiones no resueltas en el anterior trabajo, relativas a estratigrafía del Paleozoico medio en el meridional, significación geológica de los estratos y del grupo de Azuaga, edad y significación tectónica de las fajas de meridional y modelos de tectónica (de placas para el SW del mundo), entre otros.

Se discute también el contacto entre las zonas tectónicas de Euzo y Meridional, en la zona de Azuaga.

Se reconoce la necesidad de proseguir las investigaciones en problemas planteados con respecto a cuestiones con la ayuda de métodos modernos, análisis tectónico, determinación de edad, análisis estructural y de tectónica, y estudio de las fajas al objeto de ir resolviendo cuestiones fundamentales de tectónica en el orden meridional ibérico.

BIBLIOGRAFÍA

5.-BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, C.J. (1.967).- K/R Ages of the Basement Complex of the Channel Island and the Adjacent French Mainland. Earth Planet, Sc.Lett. 2, 52-56.
- ADAMS, C.J. (1.976).- Geochronology of the Channel Islands and the Adjacent French Mainland. J. Geol. Soc. London 132, 233-250.
- AGER, D.V. (1.975).- The Geological Evolution of Europe. Proc. Geol. Assn. 86, 127-154.
- ANDERSON, E.M. (1.961).- The Dynamics of Faulting and Dyke Formation. Edinburgh, Oliver and Boyd, 200 pp.
- ANDERSON, T.A. (1.975).- Carboniferous Subduction Complex in the Harz Mountains. Germany, Geol. Soc. Am., Bull. 86, 72-82.
- ARTHAUD F. and MATTE Ph. (1.975).- Les Décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. Tectonophysics 25. 139-171
- " " (1.977).- Late Paleozoic-Strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a Side-Lateral Shear zone Between the Apalachians and the Urals. Geol.Soc. Am., Bull. 88, 1.305-1.320.
- BARD, J.P. (1.971).- Sur l'alternance des zones Métamorphiques et Granitiques dans le Segment Hercynien Sud-Ibérique, etc. B.I.G.M.E., 82, 108-129.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1.971).- La Structure de la Chaîne Hercynienne de la Méseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. En: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Pub. Inst. Franç.-Pétrol. 22, 1.4-1 à 68.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1.972).- Le Précambrien de la Méseta Ibérique. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 236; 315-335.
- " " " " (1.973).- Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen. Nature Phys.Sc. 241; 50-52
- BELOUSOV, (1.961).- El Origen de los Plegamientos de la Corteza Terrestre. (Ed. esp., 1.964, No. y C. 75, 71-94).
- BERNARD, A.J. et SOLER, E. (1.971).- Sur la Localisation Géotectonique des Amas Pyriteux Massifs du Type Rio Tinto. C.R. Acad. Sc. Paris, 273, 1.087-1.090.
- " " (1.974).- Aperçu sur la Province Pyriteuse Sud-Ibérique. Cent. Soc. Geol. Belgique, Liège. 287-315.
- BLADIER, Y. (1.974).- Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba. Les Roches Cataclastiques- Classification-Interprétation. Thèse 3ème. Cycle. Montpellier, 105 pp.

- BURG J, y MATTE PH. (1.976).- A Cross Section Through the French Massif Central and the Scope of its Veriscan Geodynamic Evolution. Z. Deutsch, Geol. Ges. (in Press.).
- BURKE K, y DEWEY J.F. (1.973b).- An Outline of Precambrian Plate Development. En Continental Drift, Seafloor. Tarling and Runcorn (ed).
- BURKE K., DEWEY J.F. and KIDD W.S. (1.977).- World Distribution of Sutures; The Sites of Former Oceans. Tectonophysics 40/1-2, 69-10-.
- BURNE R.V. (1.973).- Paleogeography of South West England and Hercynian Continental Collision. Nature Phys.Sc. 241, 129-131.
- BURRET C.F. (1.922).- Plate Tectonics and the Hercynian Orogeny. Nature 239; 155-157.
- CAPDEVILA R. (1.976).- Reunión Anual del C.N.R.S.
- CAPDEVILA R. y VIDAL PH. (in prep.).- Données Géochimiques et Radiométriques sur les Granulités de Charnockites de la Marge Continentale Nord-Espagnole. (Golphe de Gascogne).
- CAPOTE R., CASQUET C., FERNANDEZ M.J., MORENO F., NAVIDAD M., PEINADO M., y VEGAS R. (1.977).- The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. Est.Geol. 33 (4), 343-356.
- CAREY S.W. (1.962).- Plegamiento. N y C. 74, 71-142.
- CAREY S.W. (1.975).- The Expanding Earth - An Essay Review. Earth Sc. Rev. 11; 105-143.
- CARVALHO D. de (1.975).- The Metallogenic Consequences of Plate Tectonics and the Upper Paleozoic Evolution of Southern Portugal. Est. Not.Trab.Serv.Fom.Min. 20, 297-320.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. y VERHNOBEN J. (1.974).- Igneous Petrology. McGraw Hill Co. 739 pp.
- COGNE J. (1.977).- La Chaîne Hercynienne Ouest-Européenne, Correspond-Elle à un Orogène par Collision? Propositions pour une Interpretation Géodynamique Globale. En: Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. Intern CNRS 268; 111-129.
- CORRALES I., ROSSELL J., SANCHEZ L., VERA J.A. y VILAS L. (1.977).- Estratigrafía. Ed.Rueda, Madrid. 718 pp.
- CHACON J. (1.979).- Ensayo de Subdivisión de las Series Precámbricas de SW. Cuad.Geol. Univ. de Granada. (in press.)
- CHAMBERLAIN J. y MARLAND P. (1.977).- Precambrian Evolution in a Stratified Global Sea.- Nature 265, 135-136.
- CHINNER G.A., SMITH J.V. y KNOWLES C.B. (1.969).- Transition Metal Contents of Al_2SiO_5 Polymorphs. Am.J.Sci. 267-A. (Schairer Vol.) 96-113.

- DAVIES B. y WINDLEY F. (1.976).- Significance of Major Proterozoic High Grade Linear Belts in Continental Evolution. *Nature* 263, 383-385.
- DEN TEX E. (1.979).- A Pre-Variscan Continental Rift System in NW Spain. *Krystalinikum* (in press).
- DEN TEX E. y FLOOR P. (1.967). A Blastomylonitic and Polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW of Sabin). *En Etages Tectoniques La Baconniere*, (Neuchâtel: 169-178).
- DEWEY J.F. (1.969).- Evolution of the Appalachian/Caledonian Orogen. *Nature* 221; 124-129.
- DEWEY J.F. (1.977).- Suture Zone Complexities: a Review. *Tectonophysics*, 40, 1-2; 53-69.
- DEWEY J.F. and BIRD J.M. (1.970).- Mountain Belts and the New Global tectonics. *S.Geophys.Res.* 75, 2625-2647.
- DEWEY J.F. y BURKE K. (1.973).- Tibetan, Variscan and Precambrian Basement Reactivation: Products of Continental Collision. *J.Geol.* 81; 683-692.
- DEWEY J.F. y BURKE K. (1.974).- Hot Spots and Continental Breakup: Some Implications for Collisional Orogeny. *Geology* 2, 57-60.
- DEWEY J.F. y BIRD J.M. (1.971).- Origin and Emplacement of the Ophiolite Smite: Appalachian Ophiolites in New Foundland. *J.Geophys. Res.* 76, 3179-3206.
- FLOYD P.A. (1.972).- Geochemistry, Origin and Tectonic Environment of the Basic and Acidic Rocks of Cornubia, England. *Proc.Geol.Ass.* 83, 385-403.
- FORESTIER F.H. (1.977).- Les Domaines du Métamorphisme de Plus Haut Degré en Armorique Méridionale: Correlations à Travers l'Europe moyenne. En: *La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*. *Coll.Int. CNRS. Rennes* 243, 57-60.
- FREUND R. (1.974).- Kinematics of Transform and Transcurrent Fault. *Tectonophysics* 21, 93-134.
- GASTIL G. (1.960).- Continents and Mobile Belts in the Light of Mineral Dating. *21st.Int. Geol.Cong.* 9, 162-169.
- BAUER D. y GRUNNEFELDER M. (1.976).- U-Pb Zircon and Rb-Sr Whole Rock Dating of Low-Grade Metasediments. Example, Montaigne Noire (Southern France). *Contrib.Min.Petrol.* 59, 13-32.
- GOODWIN A.M. (1.976a).- Giant Impacting and the Development of Continental Crust. En: *The History of the Earth*. Ed.Wimbley,Willy, 77-98.
- GRAUERT y ARNOLD (1.968).- Deutung Diskordanter Zirkonalter der Silvretta Decke und des Gothardmassivs. (Schweizer Alpen). *Contr. Petrol.* 20, 34.

- GRAUERT, B., HANNY, A., and SOPTRAJANOVA, G. (1.973).— Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. *Contrib. Miner. Petrol.*, 29, 255-274.
- GWINN, V.E. (1.970).— Kinematic Patterns and Estimates of Lateral Shortening; Valley and Ridge and Great Valley Provinces. En: *Study of Appalachian Geology. Central and Southern.* New York. *Inters. Pub.*, 127-146.
- HAARMAN, (1.930).— Die Oszillationstheorie Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond. Stuttgart.
- HARGRAVES, R.B. (1.976).— Precambrian Geologic History. *Science* v 193, n 4251; 363-371.
- HERRMANN, A.G. and WEDEPOHL, K. (1.970).— Untersuchungen an spilitisches Gesteinen der Variskischen Geosynclinale in Nordwest-Deutschland. *Contrib. Miner. Petrol.* 29, 255-274.
- IRVING, E. (1.978).— Tentative Paleogeographic Maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic. *Journal of Geology*, 5, 535-560.
- JAGER, E. (1.974).— The History of Central and Western Europe. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.* XXVII. 241-247.
- JAGER, E. (1.977).— The Evolution of the Central and West European Continent. Co., Intern. C.N.R.S. Rennes, 243. 227-239.
- JOHNSON, G. (1.973).— Closing of the Carboniferous Sea in Western Europe. En: D.H. Tarling and S.K. Runkorn (Eds.), *Implication of Continental Drift to the Earth Science.* 2, 843-850.
- JORDAN, T.H. (1.978).— Composition and Development of the Continental Tectosphere, *Nature* 274, 544-548.
- KNOLL, (1.978).— Did Emerging Continents Trigger Metazoan Evolution? *Nature*, 276, 701-703.
- KREBS, W. (1.975b).— Evolution of Southwest Pacific Island Arc-Trench Systems and Mountain Belts: Plate Tectonics of Global Gravity Tectonics? *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 59, 1639-1666.
- KREBS, W. (1.976).— The Tectonic Evolution of Variscan Meso Europa. En: *Europe from Crust to Core.* Ed. by Ager D.U. and Brooks M.J. Wiley and Sons. 119-137.
- KREBS, W. and WACHENDORF, H. (1.973).— Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe.— *Bull. Geol. Soc. Amer.* 84, 2611-2630.
- LABARBERA, M. (1.978).— Precambrian Geological History and the Origin of the Metazoa. *Nature* 273, 22-25.
- LAURENT, R. (1.972).— The Hercynides of South Europe, a Model. 24th. *Int. Geol. Congr. Sect. 3*; 363-376.

- LAURENT, P. (1.974).- Structure et Pétrologie de la Bande Métamorphique de Badajoz-Córdoba à l'Est d'Azuaga (Espagne). Thèse USTL, 3ème. Cycle, Montpellier, 120 pp.
- LE PICHON, X; BONVIN, J. and SIBUET, J.C. (1.970).- La Faille Nord-Pyrénéenne. Faille Transformante Liée à l'Ouverture du Golfe de Gascogne: Acad. Sc. Compt. Rend. 671, 1.941-1944.
- LE PICHON X, SIBUET, J. and FRANCHETEAU, J. (1.977).- The Fit of the Continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophys. 38, 169-208.
- LEUTWEIN F., POWER G., ROACH R. and JONET J. (1.973).- Quelques Resultats Géochronologiques Obtenues sur des Roches d'âges Precambriens du Cotentin. C.R.Acad. Sc. 276 D: 2121-2124.
- LEUTWEIN F. (1.968).- Géochronologie et Evolution Orogénique Précambrienne et Hercynienne de la Partie Nord-est du Massif Armoricaïn. Sc. Terre Mem. 11, 83 pp.
- LORENZ, V. (1.976).- Formation of Hercynian Subplates. Possible Causes and Consequences. Nature 262; 374-377.
- MATTAVER, M.; PROUST F. and TAPPONIER P. (1.972).- Major Strike Slip Fault of Late Hercynian axe in Morocco. Nature 237; 160-162.
- MATTE Ph. (1.976).- Raccord des Segments Hercyniens d'Europe Sud-Occidentale. Les différents marqueurs Utilisables. Symp. Franz Kossmat, Karl-Marx Stadt. Deutsche Akad. Naturforsch. Leopoldina 1.974; 195-223.
- MATTHEWS S.C. (1.974).- Exmoor Thrust? Variscan Front? Proc. Ussher Soc. 3, 82-94.
- MATTHEWS, S.C. (1.977).- The Variscan Foldbelt in Southwest England. N. Jb. Geol. Paläont. Absh. 154; 94-127.
- MC ELHINNY M.W. and MC WIMANS M.D. (1.977).- Precambrian Geodynamics—a Paleomagnetic View. Tectonophysics 40, 1-2; 137-159.
- MC ELHINNY M.W., TAYLOR and STEVENSON (1.978).- Limits to the Expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to the Changes in the Gravitational Constant. Nature 271, 316-321.
- MICHOT J. and DEUTCH S. (1.970).- U/pb Zircon Ages and Polycyclism of the Gneiss de Brest and the Adjacent Formations (Brittany).- Eclogae Geol. Helv. 63, 215.
- MITCHELL A.H.G. (1.974).- Southwest England Granites: Magmatism and Tin Mineralization in a Post-Collision Tectonic Setting.
- MOODY J. and HILL M.J. (1.956).- Wrench-Fault Tectonics. Geol. Soc. Am. Bull, 67; 1207-1246.

- MOORBATH S. (1.977).- The Oldest Rocks and the Growth of Continents. *Scien. Americ.* 236/3; 92-104.
- MUELLER S.; PRODEHL C.; MENDES A.S. y SOUSA MOREIRA V. (1.973).- Crustal Structure in the Southwestern Part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 20, 307-318.
- NICOLAS A. (1.972).- Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of the Andean Type? *Nature* 236; 221-223.
- PAYO, G. y RUIZ E. (1.977).- El Primer Perfil Sísmico de la Meseta. *B.I. G.M.E.* 88, 41, 75-83.
- PEREZ-LORENTE (1.977).- Geología de la Zona Ossa Morena al Norte de Córdoba. (Pozoblanco, Bélmez, Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- PETIT, J.P.; PROUST, F. y TAPPONNIER, P. (1.975).- Sens et Grandeur des Rejets et Axes de la Déformation dans la Zone de Décrochement du Tizi n'Test (Maroc), depuis le Carbonifère. *De Tene.Revn. Ann. Montpellier* 291.
- RIDING, R. (1.974).- Model of the Hercynian Foldbelt. *Earth Planet Sci. Lett.* 24, 125-135.
- SASSI F.P. y SCOLARI A. (1.974).- The b_0 value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. *Contr. Mineral and Petrol. UT*, 143-152.
- SAXENA S.K. (1.977).- The Charnockite Geotherm. *Science* 198, nº 4317; 614-617.
- SCHARBER H.G. (1.977).- Tiefe Kruste und Oberer Mantel in der Moldanubischen Zone Niederösterreichs. *Coll.Int.C.N.R.S. Rennes* 243, 173-208.
- SCHENK P.E. (1.971).- Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa and Continental Drift. *Can.Journ.Earth Sc.* 81, 1218-1251.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1.975).- Spilites, Regional Metamorphisms and Subduction in the Iberian Pyrite Belt. *Geol. a Mijower* 54, 23-36.
- SCHERMERHORN L.J.G.; PRIEM H.N.A. BOELRISK A.I., etc. (1.977).- Age and Origin of the Messejana Dolerite Fault-Dike System (Portugal and Spain) in the Light of the Opening in the North Atlantic Ocean. *Journ. of Geol.* 86, 299-309.
- SEMIKHATOV M.A. (1.977).- Methode Paléontologique dans la Correlation du Précambrien Supérieur des Régions Périatlantiques de l'Europe, de l'Afrique et de l'Amerique. *Est. Geol.* 33 (4) 365-372.
- SMITH P.J. (1.978).- The End of the Expanding Earth Hypothesis? *Nature* 271, 301-

- SOLER E., (1.973).- L'Association Spilites-Quartz Keratophires du Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique. Géol. en Mijub 52, 5, 277-288.
- TURNER F.J. (1.948).- Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Am. Mem.30.
- TURNER F.J. (1.966).- Some Limits of Pressure in Regional Metamorphism as Indicated by Stability Fields of Some Critical Minerals. Etages Tecton. à Neuchâtel. A la Beconnière. 77-82.
- TURNER F.J. (1.968).- Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. Mc-Graw Hill Co. 403 pp.
- TUTTLE O. and BOWEN N. (1.960).- Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{K Al Si}_3 \text{O}_8 - \text{Si O}_2 - \text{H}_2 \text{O}$. The Geological Soc. of America. Mem. 74, 153 pp.
- WILLIAMS W.O., TURNER F.J. y GILBERT C. (1.953).- "Petrography". Freeman, 550 pp. San Francisco.
- WINCHELL A.N. (1.937).- Elements of Optical Mineralogy. John Wiley and Son Inc., New York.
- WINKLER H.G.F. (1.967).- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag. New York.
- WINKLER H.G.F. (1.975).- Petrogenesis de las Rocas Metamórficas. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- ZEN E. (1.969).- The Stability Relations of the Polymorphs of Aluminium Silicates: A Survey and Some Comments. Am.Journ.Soc. 267, 297-309.
- ZOUBECK V. (1.974).- Remarques sur le Précambrien des Zones Mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. P.I.C.G. Précambrien des Zones Mobiles de l'Europe. Conference Liblice, 1.972.

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

... (1.000) ...
... (1.000) ...
... (1.000) ...

A P E N D I C E

APPENDIX

6.- APENDICE

ESTADO ACTUAL DE LA SUBDIVISION DEL PRECAMBRICO.

Como indica JAMES (1.978), el Fanerozoico representa la última quinta parte del registro histórico de la Tierra, y está subdividido en tres eras, una docena de periodos, unas cuarenta épocas y cientos de edades y cronos. Por el contrario, el Precámbrico, que representa prácticamente la totalidad de la historia de la Tierra, permanece sin una subdivisión formal.

La Subcomisión de Estratigrafía del Precámbrico, adjunta a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (I.U.G.S.), propuso en 1.977 la formulación de una escala cronológica completa en la que el Precámbrico se dividiría en Proterozóico y Arcaico. Estas unidades de tiempo tendrían rango de Eones equivalentes al Fanerozoico, aunque de duración mucho más larga. El límite de edad entre Proterozóico y Arcaico se establecía en -2500 m.a.

De este modo, recomienda el uso exclusivo de los términos Proterozóico y Arcaico.

Sin embargo, durante la reunión del Grupo de trabajo del Proyecto 29 de la I.U.G.S./I.G.C.P., dedicado al estudio del límite Cámbrico-Precámbrico en Cambridge, 1.978, se discutió cuál podría ser el punto de referencia para el límite Cámbrico-Precámbrico, y se tomaron las siguientes resoluciones:

- 1.- El punto inicial de la división Fanerozoico: 9 a favor, 9 en contra, 1 abstención.
- 2.- El punto inicial de la división Paleozóica: 15 a favor, 3 en contra, 1 abstención.
- 3.- El punto término de la división Vendense: 14 a favor, 3 en contra, 2 abstenciones.

4.- El punto término de la división Proterozoica: 7 a favor, 9 en contra, 3 abstenciones.

5.- El punto término de la división Criptozóica: 1 a favor, 10 en contra, 8 abstenciones.

Estas votaciones dan idea de la conflictividad de los términos Fanerozóico y Proterozóico que, sin embargo, ofrecen una indudable estilidad en su uso.

En esta misma reunión se tomaron otras decisiones de interés. Respecto a la definición del límite, se recomendó establecer un estratotipo límite, definido tan bajo como fuese posible en la serie, de manera que pudiera contener asociaciones fósiles Tommotienses (15 a favor, 4 en contra). Este estratotipo parece que podría establecerse en dos regiones, que se consideran las de mayor interés para estos fines: A), en la Plataforma siberiana, donde habría tres diferentes áreas de interés: los ríos Aldon y Lena (Yakutia), en el río Kotni y tributarios (N. y E. de Siberia), y en el distrito Yudoma-Mara (Yakutia). B), al SE de Terranova, en la Península Butin.

El criterio seguido es que el límite Cámbrico-Precámbrico debería localizarse en la escala cronoestratigráfica cerca de los cambios evolutivos que se manifiestan en las rocas por la aparición de diversos fósiles con partes duras. (16 a favor, 2 en contra, 1 abstención).

Además, señalan el gran interés de utilizar las técnicas más modernas de una magnetoestratigrafía y acritarcos en el estudio del estrato límite (17 a favor, 1 en contra, 1 abstención).

Como puede verse, la localización precisa de estrato-tipo exige, como primera condición, una serie adecuada en cuanto a restos fósiles, calidad del afloramiento, etc., que no es frecuente encontrarse. En el SW ibérico, probablemente la única región donde podía encontrarse una situación semejante, podía ser la ocupada por la Sierra de Córdoba, donde LIÑAN (1.976) ha estudiado faunas muy bajas de trilobites y arqueociatos del

Georgiense inferior.

En cualquier caso, las dificultades de la sistematización de unidades cronológicas en el Precámbrico, se pueden comprender mejor cuando se toma nota de la elevada cantidad de subdivisiones diferentes que se han propuesto hasta el momento.

SEMIKHATOV (1.974) publicó 46 esquemas de subdivisión publicados en los anteriores veinte y cinco años. De esta exposición se deduce la diversidad de criterios, la validez local de la mayoría de los esquemas y la dificultad de la síntesis de las mismas.

JAMES (1.978) propone los siguientes criterios para la elaboración de una subdivisión de validez general:

- 1.- Que sea lo más sencilla posible.
- 2.- Expresaría los episodios tectónicos más importantes sin que, por ello, inhibiera la revisión periódica y crítica de la Historia de la Tierra.
- 3.- Aceptable para la mayoría de los estudios del Precámbrico.
- 4.- La nomenclatura no debería ser identificada con ninguna región en especial.
- 5.- El esquema de subdivisión debería ir acompañado de criterios operativos, de modo que la asignación a la clasificación deberá estar orientada por objetivos concretos más que por consideraciones teóricas.

A continuación, se añaden algunas subdivisiones de uso general en diferentes regiones y escuelas, que circulan por la bibliografía geológica:

CAMBRICO

570 M.A. (revolución cadomiense-baikaliense-ar-sintica).

| | | |
|--------------|-----------------|---|
| PROTEROZOICO | <u>Superior</u> | 950 + 50 m.a. (Revolución grevillense-pentevriense-dalslandiense). |
| | <u>Medio</u> | 1.800 ⁺ 50 m.a. (Revolución hudsoniense-penkense-kareliense) |
| | <u>Inferior</u> | 2.500-2.700 (revolución kenoranense) |

Es esta la subdivisión del Precámbrico del Escudo Báltico según KRATZ, K.O. y LOBAGH-ZHUCHENKO, S.B. (1.974).

A continuación, clasificaciones propuestas para el Precámbrico de Norte América — KING (1.976).

| MINNESOTA | CANADA | U.S. GEOLOGICAL SURVEY |
|-------------------------|---------------------|------------------------|
| 1.961, 1.968, 1.970 | 1.964, 1.972 | 1.972 |
| PRECAMBRICO | P HADRYNIENSE | PRECAMBRICO Z 800 |
| | R | |
| SUPERIOR | O Orogenia Grenvi- | |
| Orogenia Penokense | T llense, | PRECAMBRICO Y |
| -----1.700----- | E 880-1.100 | |
| | R u/pb k/Ar | |
| PRECAMBRICO | O HELIKIENSE | 1.600 |
| | Z | |
| | O Orogenia Hudso- | |
| MEDIO | I niense. | |
| | C 1.640-1.800 | PRECAMBRICO X |
| | O u/pb k/Ar | |
| ----- Algománense ----- | O APHEBIENSE | 2.500 |
| Orogenia | Orogenia Kenoreense | |
| 2.500 | 2.390-a 2.560 | |
| | u/pb k/Ar | PRECAMBRICO W. |
| PRECAMBRICO | ARCAICO | |
| INFERIOR | | |

Esta discusión se acometerá en la próxima reunión de la comisión, posiblemente en Norteamérica, en 1.979.

A continuación se exponen diferentes esquemas o tablas de los tiempos Precámbricos publicadas recientemente.

Stratigraphic Scale of the Precambrian of the USSR (1977)

| | Basic subdivisions of their boundaries | : boundaries of
: reg. subdivisions | Type sequences | |
|-------------|--|---|-----------------------|--|
| Phanerozoic | Cambrian 570 ± 20 | 570 ± 20 | | |
| Proterozoic | Late
(Upper)
Riphean | Vendian
680 ± 20
Kudash (R ₄) | 680 ± 20 | Stratotype: Moscow basin-Vilchanian,
Volinian & Valdai series (from below up) |
| | | Karatawian (R ₃)
1050 ± 50 | 1050 ± 50 | Uka & Besega series |
| | | Jurmatinian (R ₂)
1400 ± 50 | 1400 ± 50 | Karatawa series |
| | | Burzanian (R ₁)
1650 ± 50 | 1650 ± 50 | Jurmata series |
| | | 1650 ± 50 | | Burzana series |
| Archean | Early
(Lower)
Archean | 1900 ± 100 | 1900 ± 100 | Type
sequences
anticlinal S. Ural |
| | | 2300 ± 100 | 2300 ± 100 | |
| | | 2600 ± 100 | 2600 ± 100 | |
| | | 3000 ± 100 | 3000 ± 100 | |
| | | >3500 ? - | >3500 ? - | |
| 2600 ± 100 | 2600 ± 100 | | Karel'ian, * | |
| | | | Mursk &
Krivoi Rog | |
| | | | Lopian (Himola etc) * | |
| | | | Belomor'ian * | |

BIBLIOGRAFIA.

- JAMES, H.L. (1.978) - Subdivision of the Precambrian- A brief review and a report on recent decisions by the subcommission on Precambrian Stratigraphy. Precambrian Research 7. 193-204.
- SEMIKHATOV, M.A. (1.974).- Proterozoic Stratigraphy and Geochronology. Inst. Geol. Ceuys. Acad. Sc. URSS, Moscow, 302 pp.
- KING, P.B. (1.976) - Precambrian Geology of the United States.- An Explanatory Text to Accompany the Geologic Map of the United States.- Geol. Surv. Prof. Pap. 902, 85 pp.
- COWIE, J.W. (1.978) - I.U.G.S./I.G.C.P. Project 29 Precambrian-Cambrian Boundary Working Group in Cambridge, 1.978. Geol. Mag. 11 (2), 81-82.
- ZOUBECK, (1.974) - Remarques sur le Précambrien des Zones Mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. PICG. Précambrien des Zones Mobiles de l'Europe. Conference Liblice, 1.972. Praha 33-70.

cristalizada y neomineralizada aunque puede presentar textura cataclástica palimpsestica.

La mayoría de los porfiroclastos son mayores de 0,5 mm. y constituyen más del 30% de la roca.

BLASTOMILONITA - Término original de SANDER (1912), redefinido después por KNOPF (1931) en el siguiente sentido adaptado a la terminología de HIGGINS (1971): Roca coherente intermedia entre milonita y gneis cristalino porque hay predominio de los procesos cristaloblásticos sobre los cataclásticos. No se produce por blastesis de una roca previamente milonitizada: cataclasis y cristaloblástesis son simultáneas. Y el resultado final hace difícil localizar evidencias de cataclasis.

Los porfiroclastos constituyen menos del 30% de la roca y alcanzan un tamaño inferior a los 0,5 mm.

Entre GNEIS MILONITA y BLASTOMILONITA pueden existir gradaciones debidas a la progresiva reducción del tamaño del grano de una roca originalmente gruesa, mientras avanzan la neomineralización y recristalización, ó bien al incremento en el tamaño de grano de la roca ya cataclastizada una vez que los procesos cristaloblásticos son dominantes sobre los cataclásticos. Esto queda expresado del siguiente modo (Fig. 2-60)

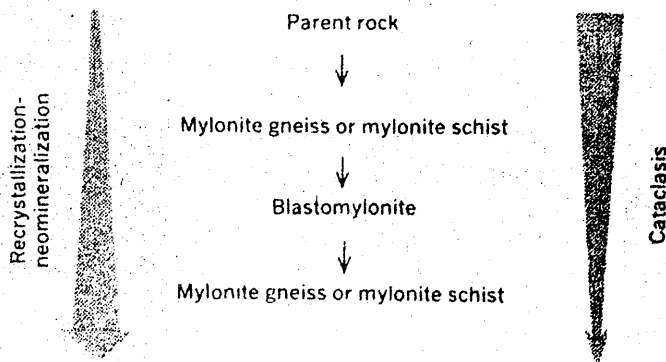


Fig.2-60. Relaciones entre los procesos cristaloblásticos y cataclásticos y las fábricas resultantes según HIGGINS (1971).

La clasificación de rocas cataclásticas se hace difícil cuando se trata de rocas polifásicas, que han sufrido uno o varios episodios de metamorfismo dinámico, seguidos de otros de metamorfismo regional. El resultado final, desde el punto de vista textural, es convergente con las rocas descritas, mientras que un estudio estructural indicaría las diversas fases metamórficas que ha sufrido la roca.

En el caso del Grupo de Azuaga, ocurre algo similar, según se verá. Sin embargo, diversos autores (BLADIER, 1.974; LAURENT, 1.974, etc.) han definido un "couloir blastomilonitique" para referirse a estos materiales. Para estos autores, el "pasillo" se compone de rocas precámbricas y paleozoicas, y presenta una foliación subvertical y un estiramiento subhorizontal dentro de estos planos, ligados a la fase 2 de la tectónica hercínica y contemporánea del metamorfismo regional.

La estructura de las rocas sería una "estructura de flujo" de origen esencialmente plástico, pero no ligada a trituración y cataclásis, como en la "Estructura de Fluxión", sino exclusivamente de flujo plástico, que no exige la formación de superficies S, como en el otro caso. Como se verá, la interpretación de LAURENT (1.974) y BLADIER (1.974) no se corresponde con los hechos de observación que a continuación se relacionan.

2.3.2.3.3.1.- FORMACION DE LAS GRULLAS

Definida al SW de Llera y Valencia de las Torres, donde muestra afloramientos relativamente buenos, se compone de cuatro tramos (Fig. 2-61).

Tramo 1. Milonitas y ultramilonitas brechificadas de composición pelíticas y cuarzo feldespáticas. Potencia de unos 100 m.

Tramo 2. Milonitas y protomilonitas, cuarzo-feldespáticas con biotita, granate, mica blanca y sillimanita. Potencia de unos 300 m.

Tramo 3. Gneises milonitas con granate, biotita, sillimanita y cianita, e intercalaciones de ultramilonitas con granate. Potencia de unos 250 m.

Tramo 4. Gneises blastomilonitas, con biotita, sillimanita y estauroлита, cianita y granate, e intercalaciones de esquistos milonitizados. Potencia de unos 1.500 m.