



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



EL PUENTE DEL ARZOBISPO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

EL PUENTE DEL ARZOBISPO

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.- INSTITUTO GEOLOGICO y MINERO DE ESPAÑA MINAS DE ALMADEN y ARRAYANES, S.A., durante el año 1986 bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Han intervenido:

Cartografía: A. Olivé Davó (CGS), Victorio Monteserín López (IGME MAYASA) (Precámbrico-Cámbrico inferior), P. Andonaegui (DPTO. PETROLOGIA. UNIV. C. MADRID), (Granitos).

Secciones estratigráficas y sedimentología: A. Olivé, J.M. Portero (CGS) y C. Dabrio (DPTO. ESTRATIGRAFIA, U. SALAMANCA), Juan Santamaria Casanova y Javier Solé Pont (Precámbrico y Cámbrico inferior así como columnas sedimentológicas respectivas. IGME-MAYASA).

Petrografía: M.J. Aguilar Tomás (CGS) y P. Andonaegui.

Tectónica: M. Alvaro López (CGS), V. Monteserín y F. López Díaz (IGME MAYASA).

Paleontología: M.D. Gil Cid (DPTO. PALEONTOLOGIA, UNIV. MADRID)

Memoria: A. Olivé, M. Alvaro, V. Monteserín, P. Andonaegui.

Coordinación y dirección por C.G.S.: J.M. Portero

Dirección y supervisión por el IGME: José Barón Ruiz de Valdivia, V. Monteserín López

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Masqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

MADRID

Depósito Legal: M-25566-1989

ÍNDICE

	Páginas
0 INTRODUCCIÓN	7
1 ESTRATIGRAFÍA	9
1.1 PRECÁMBRICO - CÁMBRICO	9
1.1.1 Precámbrico Superior. El límite Precámbrico-Cámbrico	11
1.1.1.1 Pizarras, grauvaca y areniscas (<i>F. Estomiza</i>) (7 y 8) ..	12
1.1.1.2 Conglomerados (<i>Vendiense</i>) (9)	15
1.1.2 Cámbrico	16
1.1.2.1 Nivel conglomerático calcáreo. Nivel de Fuentes (10)	16
1.1.2.2 Formación Limolitas del Pusa (11, 12 y 13) (<i>Tommotiense</i>)	17
1.1.2.3 Pelitas microbandeadas (14 y 15). (<i>Tommotiense</i>) ..	20
1.1.2.4 Conglomerados cuarcíticos (16). (<i>Tommotiense</i>) ...	20
1.1.2.5 Areniscas, cuarcitas y pizarras. Areniscas del Azorejo (17 y 18). Cámbrico inferior. (<i>Tommotiense superior-Ovetiense inferior</i>)	21
1.1.2.6 Calizas y dolomías. Caliza de La Estrella (19 y 20) Cámbrico inferior (<i>Ovetiense-Marianiense inferior</i>) ..	22
1.1.2.7 Serie arenoso-pelítica superior (21 y 22). Cámbrico inferior (<i>Marianiense</i>)	23
1.2 ORDOVÍCIO	24
1.2.1 Conglomerados, areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras (23). Ordovícico inferior	24
1.3 Terciario	25
1.3.1 Arenas arcósicas y limolitas (25 y 25a) Conglomerados (24) Calizas (26). Paleógeno-Mioceno inferior	26
1.3.2 Arenas arcósicas (27). Mioceno	27
1.3.3 Conglomerados y limolitas (28). Mioceno superior-Plioceno inferior	28

1.4 PLIOCUATERNARIO y CUATERNARIO	29
1.4.1 Bloques, cantos y arcillas. Rañas (29,30,31 y 32).	
Plioceno-Pleistoceno inferior	29
1.4.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas. (33,34,35,36,37y40).	
Pleistoceno-Holoceno	29
1.4.3 Cantos arenas y limos. Glacis (38 y 39). Pleistoceno ...	29
1.4.4 Cantos angulosos, Pedreras (41). Holoceno	30
1.4.5 Arenas y limos con cantos. Abanicos y conos (42).	
Holoceno	30
1.4.6 Cantos, arenas y limos. Coluviones (43). Holoceno ...	30
1.4.7 Gravas y arenas. Aluviales y barras (44 y 45). Holoceno	30
2 TECTÓNICA	31
2.1 TECTÓNICA REGIONAL	31
2.2 TECTÓNICA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS y PRE-	
CÁMBRICO	32
2.2.1 Introducción	32
2.2.2 Macroestructuras	33
2.2.3 Análisis y descripción de las estructuras menores ...	34
2.2.3.1 Pliegues	34
2.2.3.2 Esquistosidades	36
2.2.4 Fracturación	37
2.2.5 Deformaciones y edad de las mismas	37
2.2.5.1 Deformaciones anteordovícicas	37
2.2.5.2 Deformaciones hercínicas	41
2.2.5.3 Edad de las deformaciones	43
2.3 ESTRUCTURA DE LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS	43
2.3.1 Introducción	43
2.3.2 Las migmatitas de Azután	44
2.3.3 Los granitos aluminicos	47
2.4 TECTÓNICA ALPINA y POSTALPINA	49
3 GEOMORFOLOGÍA	50
4 PETROLOGÍA	51
4.1 ROCAS GRANÍTICAS (2 y 3)	51
4.1.1 Serie granítica I: Granitoides sincinemáticos	51
4.1.1.1 Granodioritas cordieríticas (3)	52
4.1.1.2 Granitoides inhomogéneos (2)	53

4.1.2 Serie granítica II: Granitoides postcinemáticos (4, 5 y 6)	56
4.1.2.1 Descripción de afloramientos	56
4.1.2.1.1 Afloramiento de Alcaudete de la Jara	56
4.1.2.1.2 Afloramiento de Aldeanueva de Barbarroja	57
4.1.2.1.3 Afloramiento de Navalmoralejo-Puente del Arzobispo	57
4.1.2.1.4 Afloramiento de Villar del Pedroso	57
4.1.2.2 Granitoides microporfídicos (s.s.) (5)	58
4.1.2.3 Granitoides de grano grueso (4)	59
4.1.2.4 Granitoides grano fino o granitoides aplíticos (6) ...	61
4.1.2.5 Distribución de las fases aluminicas	61
4.1.3 Enclaves	62
4.2 ROCAS FILONIANAS	63
4.3 METAMORFISMO DE CONTACTO	64
4.4 CONCLUSIONES	65
5 HISTORIA GEOLÓGICA	65
6 GEOLOGÍA ECONÓMICA	69
6.1 MIMERÍA Y CANTERAS	69
6.2 HIDROGEOLOGÍA	69
7 BIBLIOGRAFÍA	69

0 INTRODUCCIÓN

Geográficamente la Hoja de Puente del Arzobispo 654 (15-26) del mapa Topográfico Nacional se sitúa en el límite de las provincias de Toledo y Cáceres.

El clima es mediterráneo continental con cierta influencia atlántica y se caracteriza por precipitaciones escasas, veranos secos y calurosos e inviernos más bien templados.

El desarrollo económico está basado más en la agricultura (cereales-olivo) que en la ganadería (ovino). La industria tiene escaso desarrollo, destacando la cerámica (P. del Arzobispo).

Los principales núcleos de población son por este orden: Puente del Arzobispo, Belvís de la Jara, Alcaudete de la Jara, Aldeanueva de Barbarroja y La Estrella.

Morfológicamente las cotas más elevadas (1.064 m. - 920 m.) corresponden a las rocas cuarcíticas del Ordovícico Inferior del Cerro del Aljibe y Sierra Ancha. Desde estas cotas el relieve va descendiendo progresivamente hacia el NO. (350 m.).

La red hidrográfica pertenece a la Cuenca del Tajo. Este río discurre de NE. a O. por el Norte de la Hoja. Los cursos tributarios más importantes que drenan los materiales aquí existentes de S. a N. son, por orden de importancia: Gévalo, Huso, Arroyo de la Anguilucha y Tamujoso.

Geológicamente, la Hoja se sitúa al N. de la Zona Luso oriental Alcúdice según el esquema paleogeográfico del Macizo Hespérico establecido por LOTZE, F. (1945b) o bien en el Centro-Sur de la Zona Centroibérica de JULIVERT **et al** (1974) modificado del anterior.

Regionalmente el área que nos ocupa se sitúa en el flanco NE. del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, estando truncada esta estructura por diversas apófisis graníticas y recubierta, sobre todo en su mitad Norte, por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Los primeros trabajos sobre la zona y sus proximidades se deben a EGOZQUE y MALLADA (1876), sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal del Guadarranque. Posteriormente, HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912); GOMEZ DE LLARENA, J. (1914 y 1916), y RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1952, 1955), aportan valiosos datos sobre la litología, estratigrafía y el límite Cámbrico-Ordovícico tanto de las Villuercas (Hoja núm. 14-28, Logrosán) como del Sinclinal del Guadarranque.

Más recientemente comienzan las investigaciones de LOTZE, F. (1945 a 1966) y de sus alumnos MACHENS, K. (1954), MERTEN, R. (1955), WEGGEN, K. (1955) y RANSWEILER, M. (1967), que estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico inferior y Precámbrico terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo.

SAN JOSÉ, M.A (1970) establece la cartografía y síntesis geológica de la región comprendida entre Las Villuercas, Los Montes de Toledo y La Serena Extremeña.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971) y CAPOTE, R. **et al** (1971) realizan síntesis estratigráficas y observaciones tectónicas de las series precámbricas y paleozoicas del este de la provincia de Cáceres.

MORENO, F. **et al** (1974 a 1977) estudian las series de tránsito Precámbrico Cámbrico en el Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja.

GIL CID, M.D. **et al** (1976) levantan un perfil lito y bioestratigráfico del Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque en base a la fauna de trilobites y graptolites.

HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977) describen las unidades diferenciadas del Precámbrico-Cámbrico de Los Montes de Toledo.

GEHRENKEMPEP, I. (1978) realiza su tesis sobre la geomorfología de las Rañas de Los Montes de Toledo.

BRASIER, M.D., PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979) describen los microfósiles e icnofósiles que aparecen en una sucesión de unos 2.500 m. de potencia por debajo de las calizas con arqueociatos y trilobites del Cámbrico Inferior-Alto en el Anticlinal de Valdelacasa.

Son también interesantes las aportaciones de las Hojas geológicas del Plan MAGNA realizadas en la zona por el equipo de IBERGESA: GIL SERRANO, G. MONTEREY LÓPEZ, V., NOZAL MARTÍN, F. (1980-1983) que proporcionan la cartografía geológica base, resuelven numerosos problemas anteriores y plantean otros nuevos, sobre todo desde el punto de vista estratigráfico-regional y tectónico-estructural.

ANDONAEGUI, P. (1982) realiza su Tesis de Licenciatura sobre los granitos aflorantes en el ámbito de la Hoja.

PALACIOS, T. (1983) cita una asociación de microfósiles en el olistostroma del Membrillar, aportando precisiones de tipo bioestratigráfico.

LIÑAN, E. *et al* (1983) amplían y precisan datos paleontológicos y bioestratigráficos ya expuestos en los informes paleontológicos de las Hojas de Castañar de Ibor, Sevilla y Valdeverdeja, estableciendo una correlación con otras series de Ossa-Morena.

PERCONIG, E. *et al* (1983) estudian niveles fosfáticos de Fontanarejo, aportando datos sobre la edad de los mismos.

Cabe también destacar el trabajo realizado por el Equipo de ALMADEN para el Plan MAGNA, AMOR, J., GARCIA SANSEGUNDO, J., LORENZO ALVAREZ, S., ORTEGA, E., MIRA LOPEZ, M. (1981-1985).

Por último es preciso señalar las aportaciones del Equipo ALMADEN IGMF (Feb. 1984-Feb. 1987) durante la realización del Proyecto Hespérica, tanto desde el punto de vista estructural como sedimentológico y al que nos referiremos con frecuencia en esta memoria.

1 ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Puente del Arzobispo pueden diferenciarse cuatro grandes ámbitos con peculiaridades propias. Por una parte debe distinguirse el conjunto de sedimentos depositados en el intervalo Precámbrico-Cámbrico y a continuación, y separado por una importante discordancia, el tramo atribuido al Ordovícico inferior. Estas dos unidades se localizan en la mitad meridional de la Hoja, mientras que la zona norte se encuentra ocupada por sedimentos fundamentalmente terciarios y cuaternarios. Por último se reconocen diversas apófisis graníticas, entre las que destaca la que se ubica en la parte central de la Hoja.

1.1 PRECÁMBRICO - CÁMBRICO

Las series "azoicas" no diferenciadas estratigráficamente, y situadas sien

pre por debajo de la "Cuarcita Armoricana", fueron denominadas en Portugal, para la Zona Centroibérica, como "Complejo Esquistograuváquico" por CARRINGTON DA COSTA, J. (1950) y TEIXEIRA, C. (1955).

Durante el desarrollo del Proyecto Hespérica (Feb. 1984-Feb.1987) por parte del consorcio ALMADÉN-IGME, los materiales Precámbrico-Cámbricos de la Zona Centroibérica se subdividieron en tres grupos deposicionales (separados por discordancias) que se denominaron:

Grupo 1 del Domo Extremeño

Grupo 2 de Ibor-Navalpino

Grupo 3 de Valdelacasa

Es de reseñar que por diferentes caminos SAN JOSE, M.A (1984) llega a conclusiones semejantes en lo que respecta a esta división.

La terminología utilizada para definir las diversas formaciones precámbrico-cámbricas es, salvo algunas modificaciones, la expuesta en el trabajo de HERRANZ, P. et al (1977).

Grupo 1.- Serie del Domo Extremeño

Esta serie, no aflorante en la Hoja, se sitúa en la estructura anticlinorial de ese nombre (Ver Tectónica). Está constituida por la alternancia rítmica de pizarras y grauvacas con intercalaciones esporádicas de conglomerados, presentando características turbidíticas del Tipo 1, MUTTI (1985) que son turbiditas s.s. asociadas a abanicos submarinos.

Está afectada por una fase de deformación intensa previa al depósito de los materiales suprayacentes (Grupo 2) de los que está separada por una discordancia angular. Se le asignó una edad Rifeense-Vendiense.

Grupo 2.- Serie de Ibor - Navalpino

Se diferencian aquí dos conjuntos de materiales, uno correspondiente a facies de plataforma con desarrollo de materiales carbonatados, conglomeráticos, arenosos y pelíticos (no aflorante en esta Hoja), y otro, de características claramente turbidíticas (aflorante) del Tipo 1, MUTTI (1985), que posteriormente se describirá con detalle (Formación Estomiza).

Esta serie está afectada por una deformación previa al depósito de los materiales suprayacentes (Grupo 3) de los que está separada por una discordancia angular.

La edad, basada en la presencia de Vendoténias y Acrítarcos, es Vendiente Superior, LIÑAN, E. **et al** (1983).

Grupo 3.- Serie de Valdelacasa

Desde el punto de vista litoestratigráfico se han diferenciado de muro a techo las siguientes formaciones: Formación Limolitas del Pusa, con un nivel conglomerático-calcáreo en la base (no siempre presente) que se denomina Nivel de Fuentes; Formación Areniscas del Azorejo; Formación Calizas de La Estrella o de Los Navalucillos y Formación arenoso-pelítica superior. Todas ellas serán descritas con detalle.

Esta serie está basculada y separada de los materiales suprayacentes (Ordovícico) por una discordancia erosiva y angular.

La edad es Cámbrico Inferior, si bien cabe la posibilidad de que los términos más bajos de la Formación Limolitas del Pusa sean Vendiente Superior.

1.1.1 Precámbrico Superior. El límite Precámbrico-Cámbrico

Las series infracámbricas del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja fueron estudiadas con anterioridad por LOTZE, F. (1956) considerando como Precámbrico las "Capas de Valdelacasa", serie monótona de pizarras y grauwacas y como "Serie de tránsito" al Cámbrico un conjunto análogo al anterior, aunque de menor potencia y con intercalaciones conglomeráticas.

Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico los materiales situados por debajo del Cámbrico fosilífero "clásico" fueron estudiadas por diversos autores; MORENO, F. (1974-1978) establece una subdivisión de la serie aflorante en el Anticlinorio, planteando variaciones laterales en la misma e identificando olistostromas, "**slide conglomerates**", "**slumps sheets**", etc. y reconoce características afines a series turbidíticas proximales.

HERRANZ, P. **et al** (1977) describen la existencia de dos ciclos sedimentarios diferentes separados por la discordancia que marca el Nivel de Fuentes de MORENO, F. (1974). Así, los materiales inferiores a este nivel, sin fauna, representarían el Precámbrico terminal, y los situados por encima (F. Limolitas del Pusa, Azorejo, Calizas de Los Navalucillos y Formación detrítica superior) la edad Cámbrica.

BRASIER **et al** (1979) encuentran pistas de Planolites en el Nivel de Fuentes. Así mismo identifican y estudian diversos tipos de icnofauna y discos carbonosos del tipo Chuaría en los materiales suprayacentes. Los mismos autores indican una edad Vendiente Superior para la Formación Limolitas del Pusa y Ven

diense Inferior probable Rifeense para las series infrayacentes (F. Estomiza).

PERCONIG, E. **et al** (1983) en los niveles fosfatados de Fontanarejo (dentro de la Formación Limolitas del Pusa) describen la existencia de espículas de esponjas, que aunque algunos autores opinan que su aparición sucede a finales del Precámbrico, SEPKOSKI, J.J., Jr. (1978) parece tajante en admitir la aparición de los poríferos al principio del Tommotiense inferior (Cámbrico).

LIÑAN, E. **et al** (1984) sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de la Formación Limolitas del Pusa coincidiendo probablemente con la desaparición en dicha serie de **Baulinella faveolata** y de numerosas trazas fósiles indicadoras de una edad Vendiense.

Por nuestra parte hemos de señalar que entre la Formación Limolitas del Pusa, que en su parte basal lleva asociado un nivel conglomerático calcáreo o megabréchico, discontinuo, y los materiales infrayacentes (F. Estomiza) existe una discordancia angular. Esta discordancia además de observarse "in situ" por un choque de capas en el Río Estenilla, implica un cambio sedimentológico entre las turbiditas de la Formación Estomiza, del tipo 1, MUTTI (1985) asociadas a abanicos submarinos, y las turbiditas de la F. Limolitas del Pusa del Tipo 3, MUTTI (op. cit.) es decir, facies de plataforma asociadas a la progradación de un frente deltaico.

Desde el punto de vista estructural, esta deformación se describirá con detalle en el capítulo de Tectónica.

Debido a ésto, a que entre la mayoría de los autores citados parece existir un acuerdo de que el límite Precámbrico-Cámbrico estaría en el seno de la Fm. Limolitas del Pusa, que la icnofauna encontrada por BRASIER **et al** (op. cit.) presenta afinidades Cámbricas, que los acritarcos correspondientes al género **Uniporata** encontrados en esta formación en la plataforma siberiana correspondiente al Tommotiense, consideramos que muy posiblemente la base del Cámbrico se sitúe en la discordancia, sin descartar del todo que los términos inferiores de la F. Limolitas del Pusa sean Vandiense Superior.

La mayoría de las unidades que se describen a continuación se encuentran, en mayor o menor grado, afectadas por un metamorfismo de contacto generado por los materiales graníticos existentes en el área. Dicho metamorfismo, que comporta cambios mineralógicos en las series, será descrito en el apartado de petrología, por lo que ha sido agrupado con su correspondiente unidad no metamorfozada en el capítulo de Estratigrafía al que corresponde.

1 1.1.1 Pizarras, *grauvacas* y areniscas (F. Estomiza) (7 y 8)

Al conjunto de areniscas y pizarras decimétricas alternantes con tramos de

camétricos (hacia el techo) de limolitas y diversos tipos de conglomerados, se le ha denominado Formación Estomiza por el Equipo de ALMADÉN-IGME, dado que el Río Estomiza (Hoja de Anchuras n° 709) corta ortogonalmente a las estructuras y ofrece condiciones excepcionales de afloramiento. En este río se le calculó una potencia mínima de 4.000 m.

En la Hoja de Minas de Sta. Quiteria n° 708, NOZAL, F. (1981) señala la existencia de cantos de caliza en los niveles conglomeráticos de la F. Estomiza. PA LACIOS, T. (com. personal) encuentra Vendoténias en las pelitas asociadas a dichos conglomerados en el Corte del Ferrocarril en la Hoja de Sevilleja de la Jara n° 682. Estos datos parecen indicar que existe una cierta conexión entre las facies detrítico-carbonatadas vendienses del Anticlinorio de Ibor-Guadalupe y la F. Estomiza (Vendiense) del Anticlinorio del Valdelacasa-Sevilleja en el sentido de que los citados cantos calcáreos procedan de la plataforma de Ibor, aunque las relaciones estratigráficas entre ambos anticlinorios no están aún del todo claras.

La mayor parte de las muestras estudiadas corresponden a limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, plagioclasas (desde trazas al 10%) alteradas en paso a epimatriz, micas alteradas (sobre todo la biotita) y epimatriz de sericita-clorita, con circón, turmalina, rutilo y OxFe accesorios. Textura de granos orientados con tendencia general a formar microbandedados de limolitas con diferenciaciones más lutíticas. A veces se aprecia una orientación esquistosa al go oblicua respecto al bandado.

También se estudia algún nivel de limolitas con pequeños cantos y areniscas de grano medio formadas por granos de cuarzo, en gran parte policristalinos, fragmentos de rocas (pizarras, limolitas, silix) (entre 10 y 20%), plagioclasas y trazas de feldespato potásico (5-10%) muy alterados, en paso a epimatriz, micas "matrizadas" y epimatriz sericítico clorítica (alrededor del 15%) con pigmentos opacos. Localmente hay movilización de cuarzo en crecimientos secundarios por efectos de presión-solución; la textura es irregular con orientación paralela de los granos.

En la Fm. Estomiza (Fig. 1) dominan los tramos TBT (**Thin bedded turbidites**). Este término se utiliza para diferenciar alternancias rítmicas entre pelitas y capas de arena fina y muy fina que no superan los 10 cm. de espesor. Estas capas presentan geometría planoparalela y excepcionalmente **ripples** de corriente en el techo. En estas litologías finas se pueden presentar tramos con "**slumps**", con capas muy deformadas pero no rotas. Pueden existir en estas facies niveles centimétricos intercalados de fosfato. Cuando la deformación o removilización, que puede ser atribuida a inestabilidades gravitacionales (actividad tectónica), es mayor, afecta a todos los materiales, presentándose capas de hasta 1 m. de

forma aparentemente desorganizada, reconociéndose a veces restos de pliegues incoherentes y “bolos” de areniscas que constituyen niveles de “**mud flows**”. Los tramos TBT se pueden interpretar como facies de franja de lóbulo o bien como facies de desbordamiento y/o borde canal cuando están asociados a los intervalos conglomerático-arenosos.

Los tramos con predominio arenoso son de orden decimétrico (10-15 cm.) excepcionalmente métricos. Tienden a organizarse en ciclos negativos (estrato y granocrecientes) de orden métrico o decamétrico. Las capas arenosas tienen techo y muro plano y la granulometría oscila de media a fina. Las estructuras sedimentarias que presentan son generalmente una gradación mal desarrollada o ausente debido a que la variación del espectro granulométrico es pequeña, y en algunos casos estratificación paralela de alto régimen de flujo o simplemente de consolidación en la base, pasando hacia techo al tramo de **ripples** que suelen estar bien desarrolladas siendo exclusivos en algunas capas tractivas, y finalmente al término pelítico de decantación. Suelen ser frecuentes los escapes de agua que deforman las laminaciones dando estructuras “**convoluted**”.

Los tramos arenosos más potentes, alguna vez con bases erosivas, suelen presentar amalgamaciones, habiendo desaparecido el intervalo pelítico, o reconociéndose restos de él por pequeños cantos blandos “**mud chips**” en la base de las capas. En la base de estas capas pueden existir cantos de fosfatos, bien como “**lag**” o como cantos blandos. A muro de estas capas se detectan en ocasiones “**flute cast**”.

Estas facies arenosas corresponden tanto a depósitos de lóbulo y franja de lóbulo, como a facies de relleno de canal y a zonas de “**by passing**” caracteriza das estas dos últimas por la gran abundancia de capas tractivas B₂ y E, GABAL DON, V. **et al** (in litt).

Las paleocorrientes que se han podido medir en el sector NO. del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja durante el desarrollo del “Proyecto Hespérica” apuntan hacia el NNO. En el sector SE. del citado Anticlinorio oscilan entre el ONO. y el NE. con gran predominio de esta última dirección.

1.1.1.2 Conglomerados (Vendiense) (9)

Su potencia, para esta Hoja, no suele sobrepasar los 2-3 m., si bien en la Hoja de Valdeverdeja nº 653, MONTESERÍN, V. y PEREZ ROJAS (1981) señalan al gún nivel que alcanza los 10 m.

El techo de estos niveles es plano y el muro suavemente canalizado y erosivo. La composición es de naturaleza variada, los cantos son predominantemente de arenisca, cuarzo filoniano y limolitas bastante redondeadas que pueden lle

gar a tener 10 o 12 cm. de diámetro. De forma subordinada aparecen cantos de cuarcita, lidita, así como de fosfato (más esporádico). La matriz limolítica arenosa se presenta en proporciones variables, pero en general es intersticial, estando los cantos en contacto. Estos intervalos conglomerático-arenosos se organizan en ciclos positivos y presentan abundantes cicatrices, amalgamaciones e incisiones.

Se pueden clasificar como facies A (desorganizadas) y representan el producto de un depósito mediante "**debris flow**". Se interpretan como facies de relleno de canal.

1.1.2 CÁMBRICO

1.1.2.1 *Nivel conglomerático calcáreo. Nivel de Fuentes (10).*

Se puede considerar que la Formación Limolitas del Pusa comienza en la base con un nivel conglomerático-calcáreo discontinuo denominado Nivel de Fuentes, MORENO, F. (op. cit.).

El hecho de describirlo separadamente de la citada formación, a la que está asociado, se basa en su importancia regional como nivel guía. Cuando está presente se sitúa en el límite de dos series turbidíticas diferentes que además están separadas por una discordancia angular.

Aparece en su forma típica en gran parte de la Hoja de Sevilleja de la Jara n° 682 y en ésta de Puente del Arzobispo. Aflora en la localidad de Fuentes, que le da su nombre y se continúa, por un pequeño resalte topográfico hasta La Estrella. Desde esta localidad hasta el granito de Villar del Pedroso, a la altura del Arroyo del Oreganal, desaparece debido probablemente a la existencia de un pequeño umbral en la cuenca de sedimentación. Vuelve aflorar en el Noroeste de la Hoja hasta su truncamiento por el granito de Valdeverdeja.

La potencia en su localidad tipo puede tener 55 m.

Se distinguen dentro del mismo, tres partes cuyos límites son transicionales: Una brecha basal constituida por bloques de escala métrica, de los que algunos conservan la estratificación original. La composición litológica puede ser carbonatada (dolomías y calizas recristalizadas), areniscas y pelítica (los cantos blancos son escasos). El tipo de transporte es de soporte clástico y sin aparente granoclasicación. Corresponde a la parte más densa del depósito.

Un tramo intermedio de pelitas slumpizadas con cantos de arenisca y caliza de tamaño decimétrico, que son más abundantes hacia la base y un tramo superior de pelitas masivas correspondiente a la parte más diluida del transporte.

Se interpreta como un transporte en masa relacionado con un evento sísmico

co. Es una línea de correlación perfecta al ser totalmente isócrono.

1.1.2.2 *Formación Limolitas del Pusa (11, 12 y 13) (Tommotiense)*

Esta formación equivale a las "Pizarras del Pusa" definida por primera vez por SAN JOSÉ, M.A. *et al* (1974). Fue interpretada como una sucesión de origen turbidítico proximal en la parte basal que pasa a distal hacia la parte media, HERRANZ, P. *et al* (1977). BRASIER *et al* (op. cit.), sitúan la primera icnofauna (huellas de gusanos) de Planolites en el mismo Nivel de Fuentes. A unos 250 m. de la base aparecen formas discoidales carbonosas aisladas de unos 6 mm. de diámetro de gran semejanza con *Beltanelloides sorichevae* (SOKOLOV) y otras formas discoidales de menor tamaño atribuidos a *Chuaría circularis* (WALCOTT). Unos 100 m. por encima del nivel que contiene *Chuaría* en mayor abundancia aparecen marcas de actividad de trilobites con *Monomorphichnus lineatus* CRIMES y otros icnotaxones considerados próximos a *Phycodes pedum* SEILACHER y *Dyplocaterion*.

La formación Limolitas del Pusa (Fig. 2) está compuesta (aparte del Nivel de Fuentes, ya descrito) esencialmente por limolitas y pelitas con algunas intercalaciones arenosas, tramos desorganizados y algún nivel conglomerático (13). Son limolitas y arenitas finas formadas por granos subangulosos de cuarzo, plagioclases (10-20%) en paso a epimatriz, posibles feldespatos potásicos totalmente sustituidos por carbonatos y/o óxidos de hierro, micas alteradas y epimatriz de sericita-clorita (10-30%); en algunos niveles la textura es de contactos con presión-solución con orientación de los granos y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Localmente la matriz está sustituida por cemento cristalino de dolomita-siderita con óxidos de hierro; como minerales accesorios hay circón, turmalina y sulfuros. Son frecuentes los microbandedados por diferencias litíficas dentro de las limolitas.

Una muestra corresponde a una arenita conglomerática compuesta por granos subredondeados de cuarzo (en su mayor parte policristalinos) de plagioclases (10%) y de feldespato potásico (5%) (en gran parte albitizados por presión), y epimatriz cristalina orientada de sericita-clorita con óxidos de hierro (40%). Como accesorio hay moscovita detrítica.

Los niveles litíficos son pizarras de matriz sericítica fina, con pigmentos opacos (20%) (probablemente materia orgánica), con una fracción de limo de cuarzo (10%) y trazas de feldespatos potásicos muy alterados, alineados oblicuamente a la esquistosidad. Hay finas fracturas con cuarzo y/o óxidos de hierro.

Se sitúan en un dominio talud-plataforma sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar. Estas oscilaciones están marcadas por distintas asociacio-

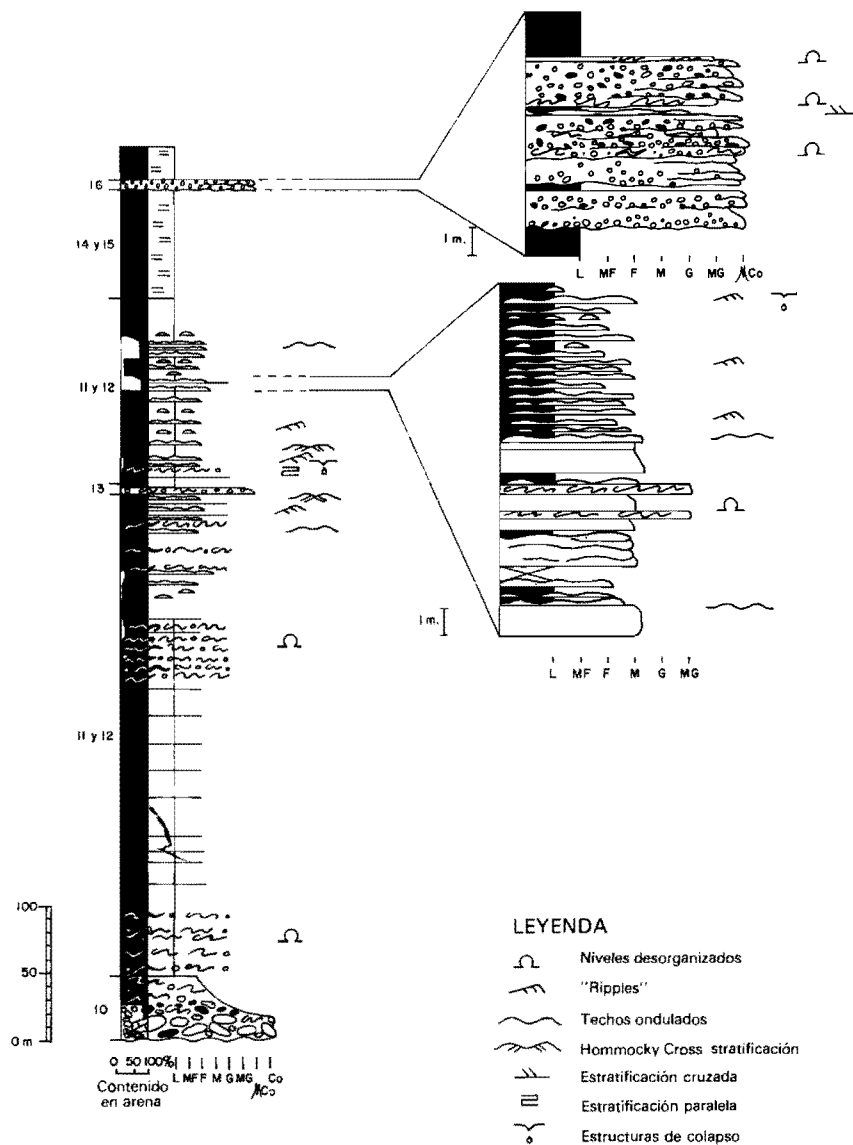


FIG. 2.- COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA DE FUENTES (F. LIMOLITAS DEL PUSA)

nes y cambios de facies en vertical. En función del mayor desarrollo de un mecanismo de sedimentación sobre los otros se diferenciaron 5 tipos de asociaciones de facies:

1) Tramos con elevado desarrollo de niveles desorganizados. Se trata de materiales pelíticos con niveles desorganizados (**debris-flows, mud flow y slumps**) cuya potencia está comprendida entre 0'5 y 10 m. Reflejan momentos de mayor intensidad de la cuenca.

2) Tramos pelíticos. Están constituidos por pelitas y limolitas grises con intercalaciones de arena fina de potencia milimétrica y centimétrica. Éstas presentan laminación paralela en la base y **ripples** a techo, poseen geometría planoparalela y tienen una considerable extensión lateral. En ocasiones se detectan en estos tramos finos niveles de color marrón (carbonatados) muy típicos de las Limolitas del Pusa.

Se consideran como facies típicas de plataforma y se interpretan como el producto de la progradación de un frente deltaico.

3) Tramos con mayor desarrollo de capas arenosas. Aquí se evidencia un desarrollo importante de procesos producidos por olas y tormentas.

Las capas arenosas poseen potencias comprendidas entre 10 cm. y 2 m. pueden estar amalgamadas y en algunos casos se ven afectadas por procesos de carga y colapso. Las mayores acumulaciones arenosas pueden interpretarse como depósitos de rellenos de gullies, en donde los niveles desorganizados corresponderían a materiales deslizados en los márgenes. Los intervalos con menor proporción de arena presentan estructuras tipo **linsen** y capas de escasa potencia con arena muy fina y laminación de **ripples** a techo.

La influencia de las tormentas se manifiesta de las siguientes formas: Capas de arena fina degradadas con laminación paralela en la base y **ripples** a techo. Capas de arena media y fina con el techo ondulado (ocasionalmente presentan laminación paralela en la base). Capas de arena media y fina con "**hummocky cross stratification**".

4 y 5) Los tramos de lutitas microbandeadas y de microconglomerado cuarcíticos se explicarán en los apartados 1.1.2.2 y 1.1.2.3 respectivamente.

Hacia el techo de la formación aparecen evidencias de bioturbación en forma de **Skolithos**.

Las paleocorrientes medidas dentro de esta formación en el sector NO del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilla son de componente ESE y NE. En el sector

SE del citado anticlinorio tienen un gran predominio NE. El análisis de las mismas indica que la cuenca se abría hacia el NE a lo largo de toda su evolución.

1.1.2.3 *Pelitas microbandedas (14 y 15) (Tommotiense) dentro de Tommotiense)*

Tiene aquí una potencia aproximada de 400 m. Está plegado y dá un corte espectacular en el Corte del ferrocarril Talavera-Logrosán.

El paso de las pelitas grises a las facies microbandedas es transicional. Los límites a muro y a techo son difíciles de determinar. Las lutitas microbandedas presentan un bandeo claro-oscuro muy regular con una frecuencia milimétrica o centimétrica; las bandas oscuras indican un mayor contenido en materia orgánica. Tienen bastantes piritas lo que indicaría facies euxínicas. Normalmente esta litología aparece alterada presentando una fina alternancia de láminas de color blanco y gris-ceniza con abundantes poros y moteado de óxidos de hierro originados por alteración de la pirita.

Se trata de una sedimentación en zonas restringidas situadas en la plataforma interna, con muy poca energía y donde los aportes llegan únicamente en suspensión.

1.1.2.4 *Conglomerados cuarcíticos (16) (Tommotiense)*

Corresponden a la Isocrona 2 de MORENO, F. (op. cit.). Se detectan, aproximadamente en el tramo medio de la F. Limolitas del Pusa, a lo largo de los Anticlinorios de Valdelacasa-Sevilleja y Villarta-Navalpino. Niveles de características semejantes, también fueron descritos en Salamanca (F. Monterrubio) por DIEZ BALDA, M.A. (1982).

Estos niveles conglomeráticos, para esta área, casi siempre aparecen asociados a las pelitas microbandedas anteriormente descritas. En ellos fueron descubiertos indicios de fosfato de cierta importancia en Fontanarejo (año 1980), Robledo del Mazo, en la Hoja de Sevilleja de la Jara nº 682, MONTESERÍN LÓPEZ, V. (op. cit.) y Horcajo de los Montes en la Hoja de Anchuras nº 709, NOZAL, F. **et al** (1984). Actualmente estos indicios están en fase de evaluación por el consorcio ALMADÉN-IGME.

En lo que respecta a Puente del Arzobispo (Hoja nº 654) el tramo conglomerático está compuesto por tres paquetes microconglomeráticos separados por intervalos pelíticos. No se han detectado aquí indicios de fosfato.

Las capas microconglomeráticas presentan abundantes amalgamaciones y ocasionalmente incipiente granoclasificación. Su potencia oscila entre 20 y 80

cm. Los cantos son subredondeados predominantemente de cuarzo (90%) aunque también los hay de arenisca y limolita (cantos blandos).

Se observan también niveles desorganizados (**debris flow**) intercalados, cuya potencia está comprendida entre 20 y 40 cm.

Estos materiales están asociados a una bajada brusca del nivel del mar, reflejada en toda la cuenca, que moviliza los depósitos litorales y motiva un acúmulo de material más grueso sobre facies finas y distales.

1.1.2.5 *Areniscas, cuarcitas y pizarras. Areniscas del Azorejo (17 y 18). Cámbrico inferior. (Tommatiense superior-Ovetiense inferior).*

Aflora en las mismas zonas que la unidad de Limolitas del Pusa con la que está en tránsito gradual.

Morfológicamente constituye un suave relieve que destaca levemente del de la unidad infrayacente.

Se encuentra generalmente bastante cubierta por derrubios y con un grado de meteorización elevado. Solo ha sido posible levantar una sección de la unidad que, aunque parcial, permite observar en detalle sus características.

Su potencia puede estimarse próxima a los 500 m. y está compuesta por sedimentos predominantemente arenoso-cuarcíticos y pizarras. En zonas próximas (Hoja de Sevilla de la Jara) se han observado niveles microconglomerados asociados a la parte basal de la unidad.

Petrográficamente son limolitas y arenitas de grano fino compuestas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo y matriz sericitica (del 10 al 25%), en la que se observan pequeños núcleos de agregados muy finos de caolinita, a veces asociada a óxido de hierro que impregna la matriz. Las texturas son variables, desde esqueleto denso con contactos de presión-solución, a quebrado, con granos soportados por la matriz, generalmente con orientación paralela de los mismos.

La sucesión se ordena en secuencias grano - estratocrecientes (CU o **coarsening upward**) de orden métrico formadas por otras menores de tamaño de grano y energía decrecientes a techo (FU o **fining upward**).

Las secuencias FU formadas por laminación paralela o cruzada y de **ripples** a techo indican la disminución progresiva de la energía ambiental en una zona de la cuenca. El agente dinámico más importante que ha quedado reflejado es el oleaje de tempestad o mar gruesa (mar de fondo), que es capaz de afectar al fondo a causa de la mayor longitud de onda de las olas incidentes.

Las diferencias en la intensidad de esta acción se reflejan en la variabilidad de las secuencias FU y llega, incluso, a producir erosiones parciales del fondo, a las

que se adaptan los sedimentos suprayacentes (compensación). Durante el buen tiempo el oleaje no toca el fondo, que permanece sin perturbar y el depósito es por decantación de arcillas laminadas.

Las secuencias CU se atribuyen, en principio, a migraciones laterales de las zonas de distribución de sedimentos, que generan interdigitaciones con las lutitas de la plataforma.

Corresponde a un depósito en plataforma marina somera con evidencia de la acción de agentes relacionados con tormentas.

De acuerdo con su icnofauna y continuidad estratigráfica con las "Calizas de Los Navalucillos" las areniscas del Azorejo pueden ser asignadas en su mayor parte al Tommotiense, considerándose con mayor probabilidad una edad Ovetiense inferior a Ovetiense superior basal para los tramos más elevados y próximos al techo de la Unidad.

En el ámbito de la Hoja, MORENO et al (1976) citan la presencia de **Astropoliton hispanicus** CRIMES, **Monomorphichnus lineatus** CRIMES y **Skolithos** sp. en los afloramientos de la unidad situados en el corte del río Gévalo, en tramos relativamente próximos a la discordancia ordovícica. La lista más reciente de icnotaxa compilados en otras regiones (MORENO et al., cit.; BRASIER et al 1979; LIÑAN et al 1984; MONTESERÍN y LÓPEZ 1985; PALACIOS, 1986) suma a los ya mencionados las formas: **Rusophycus** gr. **radawanskii** ALPERT, **Didymaulichnus** sp., **Plagiogmus** sp., **Scolicia** sp., **Planolites** sp., **Diplichnites** sp., **Psammichnites** sp., **Agrichnium** ? sp., **Gordia** sp., **Allocotichnus** ? sp., **Diplocraterion** sp., y marcas de tipo **Eophyton**.

1.1.2.6 *Calizas y dolomías. Calizas de La Estrella (19 y 20). Cámbrico inferior (Ovetiense - Marianiense inferior)*

Afloran sobre la unidad anterior, aunque en ocasiones son difícilmente reconocibles, dada su escasa potencia, así como la presencia de niveles pelíticos intercalados que dificultan su caracterización.

Morfológicamente no son características, constituyendo un todo homogéneo con la unidad infrayacente, salvo en la zona al NNO. de La Estrella donde propician la existencia de un leve resalte morfológico.

Su potencia puede cifrarse como inferior a los 100 m. y está compuesta por calizas y/o dolomías con intercalaciones de margas y pelitas, más abundantes hacia el techo y muro de la unidad.

Se sitúan concordantemente sobre las areniscas del Azorejo y la única estructura visible es la laminación algal, y aún así no en todos los afloramientos.

Al microscopio aparecen como dolomías con textura de mosaico hipidiotópi-

co de cristales de tamaño fino y medio, con disposición en bandeado granulométrico y juntas arcillosas con limo de cuarzo concordantes, por recristalización de microdolomías, con laminación estromatolítica, de la que se observan algunas reliquias.

Los únicos datos paleontológicos concernientes a la unidad dentro de la Hoja se localizan al NNO. de La Estrella, donde MARTÍN CARO, I., *et al* (1979) citan la presencia de abundantes arqueociatos en mal estado de conservación, pese a lo cual han podido ser referidos a la subordenes **Ajacyathina**, **Coscinyathina** (ambos de clase Regulares) y **Archaeocyathina** (clase Irregulares). La posición de la unidad dentro del Cámbrico Inferior ha podido fijarse con mayores precisiones en otras secciones de Los Montes de Toledo centro-occidentales (Hoja nº 655, GIL CID *et al* 1976; PEREJÓN *et al* 1976; ZAMARREÑO *et al* 1976; MORENO-EIRIS 1979) y orientales (MARTÍN ESCORZA y PEREJÓN 1972; PEREJÓN y MORENO, 1978) gracias al hallazgo de faunas identificables de arqueociatos y trilobites en niveles sucesivos dentro de la formación. Los datos aportados por los primeros han sido resumidos por PEREJÓN (1984) quien define en las Calizas de Los Navalucillos (equivalentes a las de La Estrella) sus biozonas VI y VII equiparables al Ovetiense superior.

1.1.2.7 *Serie arenoso - pelítica superior (21 y 22). Cámbrico inferior. (Marianiense).*

Sobre la unidad anterior se localiza un tramo de pizarras con alguna intercalación areniscosa. En el oeste de la Hoja está generalmente recubierto de los derrubios del Ordovícico inferior y en el este, afectado por un intenso metamorfismo de contacto.

Es posible que esta unidad se encuentre en alguna zona de la Hoja muy reducida o incluso llegue a faltar totalmente debido a la fosilización que realizan sobre estos materiales los pertenecientes al Ordovícico inferior.

Si bien el en ámbito de la Hoja no ha proporcionado ningún resto fósil, su situación estratigráfica sobre las Calizas de Los Navalucillos (Estrella), correspondientes al Ovetiense superior y terminal, permiten correlacionarla con la Formación Soleras y la "Serie Verde" de Los Montes de Toledo centro-septentrionales. El hallazgo, en estos niveles, de **Serrodiscus** (APARICIO y GIL CID (1972) y GIL CID (1986)) parece indicativo del techo del Marianiense.

En consecuencia esta serie superior detrítica podría atribuirse con bastante probabilidad a este piso, sin descartar que sus niveles superiores representan el tránsito al Bilbiliense, pudiendo compararse con la Formación Cortijos, de Los Montes de Toledo orientales.

1.2 ORDOVÍCICO

Aflora en la zona meridional de la Hoja, en las mismas áreas de las unidades anteriores y constituye los relieves más destacados en el ámbito de la región estudiada, apareciendo, en la zona sur oriental, repetido en varias ocasiones por efecto de la fracturación hercínica y post-hercínica.

Constituye regionalmente un conjunto claramente transgresivo de naturaleza detrítica y cuya base constituye una discordancia erosiva y angular en muchas ocasiones.

1.2.1 Conglomerados, areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras (23). Ordovícico inferior

Aflora tanto en la región de La Estrella (Sierra Ancha y Sierra Aguda) como en el ángulo sur-oriental de la Hoja. En esta última zona aparece repetida varias veces por causas tectónicas.

Morfológicamente constituye zonas resistentes a la erosión dando lugar a la generación de los relieves más importantes de la Hoja.

La potencia total de la unidad supera los 250 m. Por el intenso recubrimiento que la afecta no ha sido posible levantar una columna detallada, sin embargo, merced a observaciones puntuales si es posible una descripción general. En la base suelen aparecer unos tramos poco potentes (2-3 m.), de conglomerados de cantos de cuarzo filoniano dominantes, empastados en una matriz arenosa de tonos morado-purpúreos muy característicos. Sobre ellos se reconocen areniscas, a veces de grano grueso y limolitas apizarradas de tonos rojizos y púrpuras (aproximadamente 50 m.). A continuación se dispone un tramo predominantemente cuarcítico, que supera los 50 m. de potencia, y que es fácilmente reconocible ya que constituye los relieves más acusados. Sigue la serie con un conjunto de cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras de más de 150 m. de espesor.

El estudio petrográfico de esta unidad, descrito en la vecina Hoja de Sevilla de La Jara en facies perfectamente correlacionables, indica que los conglomerados tienen textura blastosefítica con clastos de cuarzo desigualmente tectonizados, chert y fragmentos de pizarras, cuarcitas y cuarzoareniscas. Los cuarzoes suelen incluir circones idiomorfos. La matriz es netamente intersticial, situándose en los huecos intergranulares de manera que constituye agregados sericíticos y cloríticos.

Las cuarcitas suelen ser de grano grueso, a veces con tectonización de los clastos. La matriz es sericítica, intersticial y puede haber cemento ferruginoso. Estas rocas pasan gradualmente a las que se podrían denominar metacuarzoareniscas, en las que la matriz, que adquiere un papel más importante, suele ser

también clorítica y los clastos, disminuyendo de tamaño, ya no aparecen deformados o lo están menos intensamente. Suelen ser de tamaño medio, equigranulares y de redondez mediana, a veces cementados por sílice en continuidad cristalográfica. Mineralógicamente, contienen, además de los ya citados, granos de cuarzo, matriz sericitica, cemento ferruginoso, etc. La moscovita, turmalina, circón y opacos son minerales accesorios.

Por último, las pizarras o filitas que representan los niveles pelíticos se componen de sericita, a veces clorita, generalmente cuarzo y moscovita y muy ocasionalmente plagioclasa. Los accesorios son circón, turmalina y opacos. En la matriz sería predominante la sericita, a veces con clorita, y se sitúan en ella pequeños cuarzoes que ocasionalmente se concentran en bandas o lentejones. Hay moscovitas detriticas y cloritoblastos.

Sedimentológicamente se han reconocido laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo en los tramos más finos, y estratificaciones cruzadas de gran escala en los niveles cuarcíticos intermedios con superficies de reactivación.

El conjunto puede interpretarse como depósitado en un ambiente marino costero con influencias fluviales, correspondientes a los niveles clásticos inferiores. Hacia arriba el carácter marino se hace más evidente, con depósito de barras, aunque localmente pueden producirse aportes más gruesos con bases canalizadas, que sugieren cierta cercanía a la costa.

Si bien en el ámbito de la Hoja no se han reconocido restos fósiles, la inmediata correlación de esta unidad con tramos similares en todo el ámbito de Los Montes de Toledo, donde ha sido datada, justifica la atribución cronológica.

1.3 Terciario

Discordantes sobre los materiales paleozoicos infrayacentes se reconocen en este área una serie de sedimentos fundamentalmente detriticos que pueden agruparse en cuatro grandes conjuntos, separados entre sí por discordancias.

- Sedimentos paleógenos, conglomeráticos y areno-arcillosos con carbonatos, concentrados en la zona más occidental y que forman parte de la Fosa del Tajo.

- Sedimentos miocenos, arcósicos, correspondientes igualmente al relleno de la Fosa del Tajo.

- Sedimentos conglomeráticos y arcillosos del Mioceno terminal y Plioceno inferior y que penetran en la cuenca con procedencia meridional

- Depósitos pliocuaternarios, conglomeráticos, correspondientes a rañas.

1.3.1 Arenas arcósicas y limolitas (25 y 25a) Conglomerados (24). Calizas (26). Paleógeno - Mioceno inferior.

Aflora en las zonas centro septentrional y sobre todo, en el cuadrante noroccidental de la Hoja, situándose discordantemente sobre los granitos y sedimentos precámbricos y paleozoicos existentes.

Geomorfológicamente constituye zonas de suave relieve, con escasas elevaciones, y tendiendo a constituir las zonas de ladera y relleno del valle del río Tajo en la parte occidental de la Hoja.

Litológicamente está constituido por un conjunto de potencia superior a los 150 m. de naturaleza arcósica, (arenas, arcillas y limolitas) con colores predominantemente blanquecinos (25), en cuya base son frecuentes los niveles conglomeráticos que, en ocasiones, han sido diferenciados en la cartografía (24), formados por cantos angulosos o pocos redondeados de granitos, aptitas, cuarzo y cuarcita fundamentalmente.

En el área situada al sur del río Tajo son constantes las intercalaciones de zonas carbonatadas, lo que nos ha inducido a diferenciar este conjunto cartográficamente (25a). Cuando los carbonatos llegan a constituir niveles individualizables también han sido resaltados (26). Es muy frecuente la presencia de sílex en estos tramos.

En la sección de Azután se ha reconocido al microscopio un tramo inferior de arenitas (arcosas líticas en fase de alteración a grauvacas), compuesta por granos subangulosos (excepcionalmente subangulosos - subredondeados) de cuarzo, fragmentos de cuarcitas (5-10%), fragmentos de pizarras muy alteradas y feldespato potásico; la matriz es arcillosa de transformación de plagioclasas y micas, con impregnaciones de óxido de hierro. Como accesorios aparecen turmalinas. En algunos casos se observa una fracción de caolinita fina como constituyente de la matriz.

El tramo superior es de composición similar al anterior, con la diferencia de la presencia de una fracción de plagioclasas (alrededor del 10%), semialteradas, con granos en contacto tangencial, sin matriz ni cemento más que de forma muy local. También aparecen micas inalteradas (biotita, moscovita) y aumenta el contenido en feldespato potásico.

En otras zonas de la Hoja las muestras estudiadas presentan características similares a las citadas, aunque las situadas en el área nororiental se caracteriza por la presencia de fragmentos de cuarcita y pizarras.

Las muestras tomadas en las zonas carbonatadas corresponden a dolomías de grano grueso, con cristales no idiomorfos, sino "redondeados" (detríticos o

epigenéticos a partir de sulfatos detríticos?) englobando granos angulosos y heterométricos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas. Existen diferenciaciones a dolomías similares con menor contenido en granos de cuarzo y feldespato y con nódulos irregulares de sílice microcristalina, e incluso a silex englobando los detríticos mencionados.

Las estructuras sedimentarias en los términos detríticos observadas son predominantemente bases erosivas correspondientes a canales fluviales, y relleno de los mismos con sedimentos, en los que se reconocen estratificaciones cruzadas y superficies de reactivación, secuencias granodecrecientes y niveles atribuibles a paleosuelos a techo de algunas de ellas.

El conjunto corresponde a depósitos de abanicos aluviales de procedencia en general meridional, localizándose facies proximales (conglomerados), medias (arenas) y distales (carbonatos). De todos modos la interpretación debe completarse indicando que parece tratarse de una pequeña zona marginal dentro del conjunto de la Cuenca del Tajo en este momento geológico, nutrida, como hemos indicado, con aportes desde el sur y que se indentaría con las facies más septentrionales que corresponderían al relleno más general de la cuenca y que representan zonas medias de abanicos de probable procedencia septentrional u oriental.

Su atribución cronológica, dada la ausencia de restos fósiles se hace por posición estratigráfica y correlación con series similares también atribuidas al Paleógeno por distintos autores.

1.3.2 Arenas arcósicas (27). Mioceno.

Aflora en la zona nor-oriental y centro septentrional de la Hoja discordantemente sobre materiales más antiguos.

Morfológicamente aparece como una zona de suave relieve, modelado sobre los sedimentos poco resistentes a la erosión que la constituyen: arenas arcósicas fundamentalmente.

Petrográficamente corresponden a arenitas cementadas por cemento sericítico, con contenido de granos de cuarzo (30%) y feldespatos (20-30%) fundamentalmente potásico. Presentan también abundantes micas (10%) y óxido de hierro. Los feldespatos y micas aparecen muy alterados.

Su potencia puede estimarse como situada entre 150-200 m. y está constituida por arenas arcósicas blanquecinas que afloran en cuerpos potentes de gran continuidad lateral y base plana. A techo de los mismos se localizan tramos más arcillosos-limolíticos que, en ocasiones, presentan características de paleosuelos. Se observa una evolución en la granulometría general de las arenas desde términos más gruesos al Este a algo más finas al Oeste.

Corresponde a la facies principal de relleno de la Fosa del Tajo siendo depositada por abanicos aluviales de procedencia general oriental y septentrional mostrándose en el área de la Hoja con facies medias de los mismos.

Su atribución cronológica, ante la ausencia de restos fósiles en la Hoja, se ha hecho por correlación con la asignada a esta unidad regionalmente.

1.3.3 Conglomerados y limolitas (28). Mioceno superior-Plioceno inferior.

Se localiza esta unidad en la mitad oriental de la Hoja discordante sobre distintas litologías más antiguas.

En general constituye las zonas más elevadas dentro del relleno de la cuenca Terciaria.

Su constitución litológica está caracterizada por la presencia de potentes niveles conglomeráticos de cantos redondeados principalmente cuarcíticos, de colores rojos, con intercalaciones de limolitas arcillosas con unas típicas tonalidades amarillo-rosadas y ocres al techo de algunos tramos conglomeráticos. Sobre todo en la zona más septentrional aparecen areniscas y arenas arcóscas rojas.

Éstas últimas corresponden a arenitas apenas cementadas compuestas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo (30%), feldespato potásico (10%), cuarcitas (15%), rocas silíceas finas (20%) y pizarras y areniscas (25%) ferruginizadas parcialmente, con cemento muy local poropelicular de óxido de hierro.

Los términos más finos son arcillas sericíticas irregularmente impregnadas de óxido de hierro (10-30%), con contenido muy variable en granos de cuarzo (20-30%), cuarcitas (desde trazas hasta 15%), arenitas (hasta el 10%), sílex (hasta el 10%) y pizarras ferruginosas (hasta el 25%). Hay niveles en que predominan los granos y el contenido en arcilla y óxido de hierro se reduce a un cemento poropelicular entre granos con contactos tangenciales. Los granos son generalmente subangulosos y heterométricos.

Su potencia visible es del orden de los 50 m.; en conjunto presenta secuencias estrato y granocrecientes, los niveles gruesos tienen base erosiva, superficies de reactivación y en ocasiones estratificación cruzada interna. Los niveles más finos arcillosos presentan con frecuencia tonalidades debidas a edafizaciones.

Se interpreta como depósitos de abanicos aluviales en zonas proximales y medias, de procedencia meridional, poco penetrativos en la cuenca y de carácter local. Su asignación cronológica se hace por correlación con procesos similares en otras áreas de la Cuenca del Tajo y Montes de Toledo.

1.4 PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO

1.4.1 Bloques, cantos y arcillas. Rañas (29, 30, 31 y 32). Plioceno-Pleistoceno inferior.

Se localizan estos depósitos casi de forma exclusiva en el cuadrante sur-oriental de la Hoja.

Se trata de una formación detrítica gruesa formada por cantos, ocasionalmente bloques, heterométrico, subangulosos a subredondeados de cuarcita y arenisca principalmente.

Presentan una morfología característica de zonas aplanadas con leve pendiente hacia el interior de la cuenca y procedentes de los relieves meridionales.

Se han diferenciado 3 niveles situados respectivamente a las cotas aproximadas de 620 m. (31) que es el que alcanza mayor extensión, 670 m. (30) y unos rezaños poco extensos a 730 m. (29). Igualmente se ha cartografiado, cuando existe, un coluvión de enlace (32) entre los relieves cuarcíticos y el comienzo del depósito de raña y que ha debido ser funcional a lo largo de dilatados períodos.

1.4.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas (33, 34, 35, 36, 37 y 40). Pleistoceno - Holoceno.

Compuesto exclusivamente por materiales detríticos, gravas, arenas y limos, se incluye en este apartado al conjunto de sedimentos fluviales que integran los sistemas de terrazas encajadas existentes en los principales cursos fluviales en la Hoja.

El más completo indudablemente es el desarrollado en el río Gévalo sobre todo en su margen izquierda, donde se han diferenciado hasta 6 niveles, situados respectivamente a + 4-6 m., + 14-16 m.; + 28-30 m.; + 42-45 m.; + 60-65 m. y + 90-95 m. sobre el cauce actual.

Este sistema se encuentra dentro del ámbito de la Hoja, menos desarrollado en el río Tajo, que además se encaja profundamente al atravesar el afloramiento granítico de Aldeanueva de Barbarroya, aunque al oeste del mismo comienzan de nuevo a aparecer depósitos de terrazas que se han correlacionado con sus correspondientes al Este y con el sistema del Gévalo.

1.4.3 Cantos, arenas y limos. Glacis (38 y 39). Pleistoceno

En la zona de Belvís de La Jara se localizan varios depósitos de sedimentos detríticos formados por cantos en matriz areno-limosa y que presentan morfología de glacis (38).

En la región occidental de la Hoja tanizando gran parte de los afloramientos

terciarios existentes aparece una película no muy potente pero bastante generalizada de materiales similares a los anteriores. En las zonas donde este recubrimiento es más potente parecen reconocerse morfologías asimilables a glaciares por lo que los hemos cartografiado como glaciares degradados (39).

1.4.4 Cantos angulosos. Pedreras (41). Holoceno

Se trata de depósitos muy característicos asociados a los relieves cuarcíticos del Ordovícico.

No ha sido posible observar una sección completa de los mismos pero su característica principal es la de presentarse en superficie como un depósito compuesto exclusivamente por cantos angulosos procedentes del relieve inmediato sin ningún tipo de matriz. De cualquier modo es muy posible que, en profundidad, exista algún componente areno-limoso que empaste dichos cantos.

Su presencia suele estar relacionado con las cabeceras y cuencas de recepción de los cauces que drenan el relieve.

1.4.5 Arenas y limos con cantos. Abanicos y conos (42). Holoceno

Se han cartografiado como tales un conjunto de sedimentos detríticos poco organizados y que tapizan algunas laderas (zona NE.) o se localizan en la salida de algunos barrancos.

Su potencia es difícil de estimar pudiendo cifrarse en algunos metros en las zonas frontales.

1.4.6 Cantos, arenas y limos. Coluviones (43). Holoceno

Adquieren bastante importancia sobre todo relacionados con los relieves cuarcíticos del Tremadoc así como con los escarpes de las rañas.

Están compuestos por cantos cuarcíticos en matriz areno-limosa más abundantes en las relacionadas con las rañas.

1.4.7 Gravas y arenas. Aluviales y barras (44 y 45). Holoceno

Se encuentran relacionadas con los principales cursos fluviales del área. Compuestos por gravas, arenas y limos los más importantes son los del río Gálvez y Arroyo Tamujoso.

Se han cartografiado también una serie de barras de gravas (44) tanto laterales como centrales localizadas en el cauce del río Tajo, aguas abajo del embalse de Azután.

2 TECTÓNICA

2.1 TECTÓNICA REGIONAL

La Hoja de El Puente del Arzobispo está situada en el límite entre dos grandes unidades geológicas de la Península: El Macizo Hespérico y La Fosa del Tajo.

Los materiales precámbricos y paleozoicos y los granitoides asociados, ocupan los dos tercios meridionales del territorio de la Hoja. Pertenecen a la Zona Centroibérica, caracterizada por el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato, Cámbrico y/o Precámbrico (JULIVERT *et al*, 1972). En la división clásica del LOTZE (1945) del Macizo Hespérico queda situada en el paso de la Zona Galaico-Castellana, con metamorfismo regional de grado medio y alto y abundantes granitoides, a la Luso occidental Alcudiense, con metamorfismo débil o ausencia de metamorfismo.

Los materiales terciarios pertenecientes a La Fosa del Tajo afloran en el tercio septentrional de la Hoja. Esta estructura se generó durante el Terciario, en relación con la estructuración de las áreas alpinas de la Península.

En el marco de la Hoja de El Puente del Arzobispo no se han realizado hasta el momento trabajos de índole estructural. Regionalmente las primeras investigaciones con este enfoque se deben a CAPOTE *et al* (1971) y a GUTIÉRREZ ELORZA *et al* (1971), que establecen los principales rasgos tectónicos de la parte oriental de la provincia de Cáceres. Las Tesis Doctorales de APARICIO (1971) y MARTÍN ESCORZA (1974) proporcionan asimismo los primeros datos estructurales sobre la Zona de Los Montes de Toledo. Más recientemente las tesis de MORENO (1977) y ROIZ (1979) amplían el conocimiento de la estructura a una extensa región que se extiende desde Guadalupe hasta Ciudad Real. Posteriormente VEGAS y ROIZ (1979) y JULIVERT *et al* (1983) perfilan e integran regionalmente las conclusiones obtenidas en estas tesis.

La ejecución de la cartografía geológica del Plan MAGNA de numerosas Hojas de esta región ha supuesto también un avance en el conocimiento estructural de la región. Concretamente las Hojas de Valdeverdeja (653) y Sevilleja de La Jara (682), colindantes con la de Puente del Arzobispo han sido realizadas recientemente por el equipo de Ibergesa (MONTESERÍN y PÉREZ ROJAS, 1981). Este equipo también ha publicado un trabajo sobre las fases de deformación en el sector occidental de Los Montes de Toledo (GIL SERRANO *et al*, 1984).

2.2 TECTÓNICA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS Y PRECÁMBRICOS

2.2.1 Introducción

En el contexto regional de esta zona son numerosas las referencias bibliográficas que postulan la existencia de deformaciones que afectan exclusivamente a materiales prehercínicos:

Discordancias. - LOTZE, F. (1956) y SAN JOSÉ, M.A. (1980-1984) postulan la existencia de discordancias entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y entre el Cámbrico Inferior-Precámbrico. BOUYX, E. (1970) supone la existencia de dos discordancias dentro del ciclo sedimentario precámbrico. CAPOTE, R. *et al* (1971) además de una clara discordancia anteordovícica, detectan la existencia de pliegues de eje vertical dominante en las series anteordovícicas y también niveles conglomeráticos en las series de tránsito Precámbrico-Cámbricas, con cantos heredados de series infrayacentes, que les lleva a hablar de movimientos tectónicos anteordovícicos.

Pliegues. - OEN ING SOEN (1970) y RIBEIRO, A. (1974) ponen de manifiesto la existencia, en el N. de Portugal, de grandes pliegues sárdicos con dirección aproximadamente perpendicular a las estructuras hercínicas.

Pliegues y lineaciones. - MORENO, F. (1977), MORENO y GÓMEZ PÉREZ (1984), MARTÍN HERRERO, D. (1978) y ROIZ, J.M. (1979). Equipo de IBERGESA (1981-1982-1983), Equipo de ALMADÉN (1981-1982-1983), etc. ponen de manifiesto la existencia de plegamiento anteordovícico. La mayor parte de esos trabajos indican la presencia de lineaciones de intersección (de la 1ª esquistosidad hercínica con la estratificación) con fuertes inmersiones y charnelas de pliegues cortados por la citada esquistosidad.

En lo que respecta a la Orogenia Hercínica, APARICIO YAGUE, A. (1971) habla de dos fases de deformación. La primera genera un plegamiento E-O. y la segunda uno de dirección aproximada N-S.

CAPOTE, R. *et al* (op. cit.) señala la presencia de dos fases de deformación hercínicas sinuqueadas.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977) en la zona de Urola describe dos fases de deformación, la primera genera pliegues N-S. y la segunda E-O.

VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979) delimitan estructuras cartografiables del basamento hercínico atribuyéndolas a una fase principal hercínica, que lleva asociada la esquistosidad regional correspondiente. La estructura sufre una defor-

mación transversa (cizalla) que modifica los pliegues de dicha fase creando figuras de interferencia.

A conclusiones semejantes, con algunas modificaciones, llega el Equipo de ALMADÉN.

El equipo de IBERGESA en el área de Valdelacasa, indica la existencia de una fase principal de deformación hercínica, con desarrollo de esquistosidad y una segunda más débil a la que asocian una esquistosidad de crenulación.

2.2.2 Macroestructuras

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las megaestructuras cartografiadas.

Para la determinación de las megaestructuras se utiliza como referencia la disposición de la "Cuarcita armoricana" que constituye una verdadera formación en el sentido litoestratigráfico.

La elección de esta formación como referencia para definir las estructuras se justifica por su gran continuidad y su buena definición como elemento principal responsable del relieve, sin competencia con otras formaciones cuarcíticas y ser, por tanto, un nivel fotogeológico de primer orden.

El estilo tectónico de Los Montes de Toledo se caracteriza por la existencia de sinclinatorios apretados entre anticlinorios amplios, en una disposición que debe corresponder a un efecto de zócalo y cobertera, donde los materiales precámbricos se han comportado con mayor viscosidad que la "cobertera paleozoica".

En este apartado además de la gran macroestructura presente en la Hoja se describirán, hacia el Sur algunas, otras para una mejor comprensión de la geología regional y a las que se hace referencia en esta memoria tanto en el apartado de Estratigrafía como en este de Tectónica.

Anticlinorio de Valdelacasa - Sevilla

Es una estructura de considerables dimensiones, con aproximadamente 15 Km. de anchura y 80 de longitud. Se extiende desde los terciarios de La Fosa del Tajo (Berrocalejo-Valdeverdeja), hasta un área situada al N. de Horcajo de Los Montes (C. Real) en donde su terminación periclinal se bifurca en dos estructuras anticlinales (Anticlinal del Chorito y Anticlinal de Miraflores) separados por una estructura sinclinal Paleozoica denominada Sinclinal de la Chorrera. La dirección es NO-SE. en el área que nos ocupa, aunque meridionalmente lleva una dirección ONO-ESE. La Hoja de Puente del Arzobispo se sitúa sobre el flanco NE. de esta gran estructura anticlinorial. En este flanco, suavemente plegado, se desarrollan diversas estructuras cartográficas "menores" unas veces truncadas

por fracturas o intrusiones graníticas y otras recubiertas por los sedimentos Terciarios y Pliocuaternarios de La Fosa del Tajo.

Sinclinal del Guadarranque-Hornillo

Es una estructura con una anchura media de 6 Km. y una longitud de 150 Km. Se extiende desde el Terciario de La Fosa del Tajo (Almaraz) hasta Malagón en los terciarios del C. Real. La dirección en su parte más septentrional es NO-SE. adquiriendo hacia el E. una dirección ONO-ESE.

Anticlinorio de Ibor-Guadalupe

Es una estructura con una longitud aproximada de 100 Km. y una anchura desigual, 2'5 al NO. (Valdecañas) y 8 Km. en el corte transversal que le hace el río Guadiana. Se extiende desde La Fosa del Tajo hasta la terminación perianticlinial de Fuenlabrada de Los Montes.

Anticlinial de Villarta-Navalpino

Tiene forma de ojal alargado. La longitud es de unos 33 Kms. y la anchura de 7'5 en su parte más ancha.

Sinclinorio de Miravete-Cañaveral.

La anchura en el mejor de los casos es de 10 Km. y la longitud de unos 190. Se extiende desde Portugal hasta Valdecaballeros.

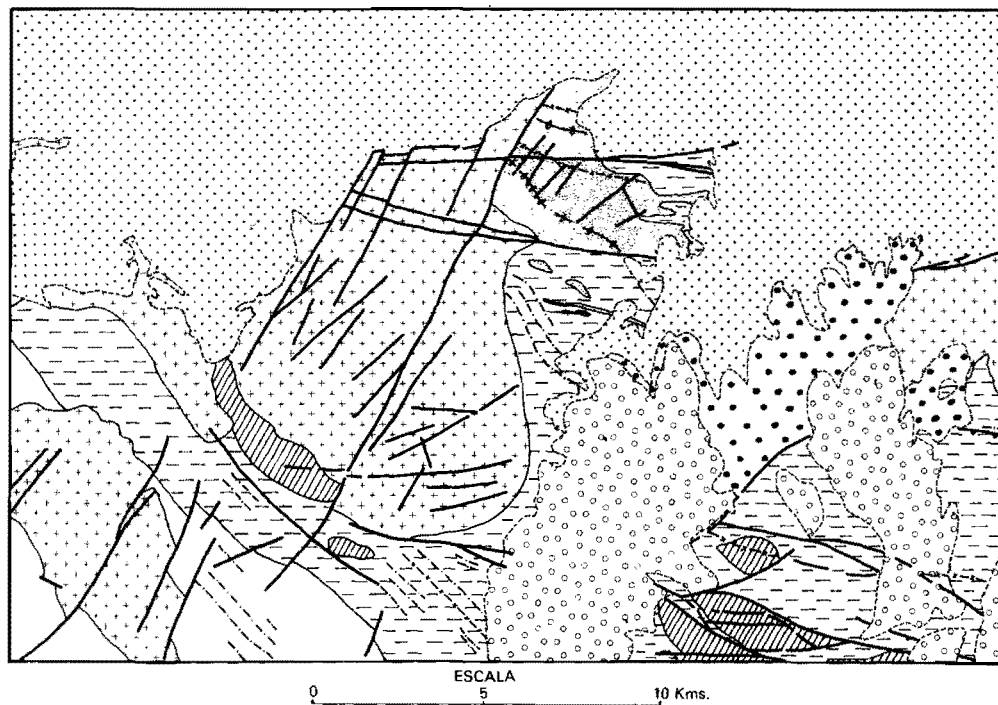
Anticlinorio del Domo Extremeño

Es una megaestructura que en su parte española puede tener 300 Km. de longitud y 75 de anchura como mínimo. Hacia el ESE. se ramifica en dos grandes estructuras, al N. el Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y al Sur el Anticlinial de Almadén, ambos separados por el Sinclinorio de Almadén-Puertollano.











2.2.3 Análisis y descripción de las estructuras menores.

2.2.3.1 Pliegues

En los materiales precámbricos de esta Hoja, que corresponden a la macroestructura Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, se observa un escaso desarrollo de pliegues, aunque los pocos vistos son del mismo tipo que los descritos en la Hoja de Sevilleja de La Jara nº 682, MONTESERÍN LÓPEZ, V. (op. cit.). El plegamiento hercínico se produce sobre materiales pizarroso-grauváquicos previamente deformados como se explicará con detalle más adelante. Las características geométricas de los pliegues prehercínicos no pueden ser precisadas, al menos para esta Hoja, con los datos actualmente disponibles, ya que su morfología y orientación fueron modificadas por deformaciones posteriores. Si se sa-



LEYENDA

-  Plioceno sup.-Pleistoceno.
-  Plioceno inferior.
-  Mioceno.
-  Granitos tardihercínicos.
-  Complejo migmatítico.
-  Ordovícico inferior.
-  Cámbrico inferior.
-  Vendense superior
-  Anticlinal.
-  Sinclinal.
-  Antiforma en migmatitas.
-  Sinforma en migmatitas.
-  Falla.

be que no tenían esquistosidad asociada y probablemente se trataría de pliegues abiertos. (Fig. 3)

Las características del plegamiento, tal cual se observa hoy, son las siguientes: Los macropliegues tienen de 1.000 m. a 1.500 m. de longitud de onda y de 300 a 350 m. de amplitud. Los mesoplegues tienen una longitud de onda de 20 m. y una amplitud de 4-5 m. La morfología de los mismos se aproxima al tipo **Chevron fold** con flancos bastante rectos y ángulos entre ellos variable, aunque del orden de los 65° , que corresponderían según FLEUTY (1964) a pliegues entre cerrados y abiertos. Según la clasificación de HUDLESTON (1973) la relación amplitud-forma se encuadra en las casillas 2D-3D. Según RAMSAY (1967) dentro de la clase 1C.

En lo que respecta al Cámbrico, de la simple observación cartográfica se puede deducir la existencia de macropliegues de longitud de onda Kilométrica (11 Km.) y comparativamente escasa amplitud (1'5 Km.)

En el Arroyo de Fuentes se detecta un pliegue menor de longitud de onda, Kilométrica, cuyo flanco corto a su vez está formado por numerosos pliegues de orden hectométrico (1.000 m. de longitud de onda y 8 m. de amplitud). Los escasos pliegues de orden métrico tienen 3 m. de longitud de onda y 0'4 m. de amplitud. Se pueden clasificar como abiertos FLEUTY (op. cit.) y con una morfología que se puede encuadrar en las casillas 1D-1E dentro de los perfiles estándar propuestos por HUDLESTON (op. cit.).

En el Ordovícico inferior se desarrollan macropliegues de tipo concéntrico (niveles más competentes) que marcan las directrices estructurales de la Hoja.

2.2.3.2 *Esquistosidades*

En lo que respecta a esta Hoja se observan dos esquistosidades: una regional que se atribuye a la primera fase Hercínica y otra de crenulación, muy local, detectada en las proximidades de Aldeanueva de Barbarroya, al sur de Alcaudete de La Jara y en las proximidades del río Huso.

Como puede deducirse de la descripción de los pliegues realizada en el apartado anterior, el grado de aplastamiento no es muy alto, por lo que la esquistosidad (S_1) tiene un desarrollo incipiente, siendo en general más penetrativa en los materiales cámbricos por su carácter más pelítico. Se trata de un "**Slaty cleavage**" grosero, con procesos de recristalización reducidos afectando únicamente a la fracción fina y formándose sericita y clorita aunque con bajo grado de cristalización.

En puntos próximos a la Ermita de Barbarroya, Casa de los Villarejos (Sur de Alcaudete), y proximidades del río Huso se observa una esquistosidad de crenulación posiblemente asociada a las intrusiones graníticas de la Ermita de Barba-

rroya y de Casa de la Ánimas. Al microscopio se observan microlitos de S_1 bandeado dúctil metamórfico paralelo a los citados microlitos, rodeado por la segunda esquistosidad. En este caso se detectaron nódulos de cordierita pinnitizada con inclusiones microplegadas concordantes a los citados microlitos, CASQUET, C. (com. pers.)

En las trincheras del ferrocarril abandonado, próximo al Río Huso, esta esquistosidad se presenta como una esquistosidad de fractura espaciada de rumbo E-O. y posición tendida (buza unos 30° , hacia el Norte), que crenula a S_1 en pliegues de tipo **Kink**, con espaciado centi a decimétrico.

2.2.4 Fracturación

Se detectan en la Hoja, como más importantes, tres sistemas de fallas. El primero está asociado a la primera fase de deformación hercínica y se describirá en el apartado 2.2.5.2 junto con ella.

El segundo sistema forma bajo ángulo con el primero. Cabe destacar en él, la Falla de la Ermita de Barbarroya y paralelas hacia el N. (Casas de Polilleja, etc.) resultantes de movimientos de cizalla levógira N110 E, pues puntualmente se observan grietas de tensión N80 E. En la falla de la Ermita se detecta también cierta milonitización.

El tercer sistema perpendicular a los anteriores, de dirección NNE-SSO. es de fracturación distensiva, probablemente asociado a movimientos tardihercínicos. Son fracturas netas, de cierta continuidad lateral y con frecuentes diques de cuarzo. Muchas veces no se les observa movimientos relativos entre los bloques. (Fig. 3).

2.2.5 Deformaciones y edad de las mismas

2.2.5.1 Deformaciones anteordovícicas

Como se ha visto en la introducción de este capítulo son numerosos los autores que hacen referencia a movimientos tectónicos antehercínicos.

La discordancia que separa los materiales de los grupos deposicionales 1 y 2 (Series del Domo Extremeño e Ibor-Navalpino) no presente en esta Hoja, es la misma citada por BOUYX, E. (op. cit.) en el Valle de Alcudia y reconocida por CRESPO LARA y REY (1972).

Posteriormente a esos autores, ROIZ, J.M. (op. cit.), ORTEGA y S. VIZCAINO (1982), GARCÍA SANSEGUNDO y L. ÁLVAREZ (1982) observan en la zona de Almadén que los materiales del Grupo 1 tienen pliegues cortados por la esquistosidad hercínica y que existe una falta de paralelismo entre los ejes de los pliegues prehercínicos y las lineaciones de intersección de la primera esquistosi-

dad hercínica con la estratificación.

En Castilblanco, en el Arroyo Pílonos GARCÍA CASQUERO, J.L. y NOZAL, F. (1985) describen la discordancia angular entre los materiales del Grupo deposicional 1 y los del Grupo 2.

En Fontanarejo, LÓPEZ DÍAZ, F. (com. pers.), esta discordancia se pondría de manifiesto por el diferente desarrollo del modelo de plegamiento entre los Grupos 1 y 2. En el Grupo 1 se producirían pliegues de gran longitud de onda. La primera fase hercínica produce en flancos verticales un modelo de plegamiento asimétrico en el que la relación de la estratificación con la esquistosidad de la 1ª fase hercínica dá lineaciones de intersección verticales en el flanco corto. A su vez en el flanco largo esta esquistosidad es paralela a las capas por reorientación de las mismas.

En el Grupo 2 los pliegues tienen una dirección que oscila de N-S. a NO-SE. Estos pliegues que forman domos y cubetas se formaron por "buckling", son previos a la deformación hercínica y diferentes de los de Grupo 1 infrayacente.

Los Grupos deposicionales 2 y 3 están separados por una discordancia angular. Si bien en anteriores trabajos MONTESERÍN LÓPEZ, V. (1981-1982) ponía en duda esta deformación, el trabajo realizado por el Equipo de ALMADÉN-IGME a lo largo del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja confirma como veremos su existencia.

En la zona de Anchuras y en el corte del río Estomiza, PARDO, M.V. y ROBLES, R. (1985) señalan una clara discordancia entre la F. Estomiza (Grupo 2) y la F. Limolitas del Pusa (Grupo 3). Observan en la primera, macropliegues de gran longitud de onda con ejes que pueden llegar a tener una inmersión de 60°. Esta inmersión es en los dos sentidos pero menor hacia el SE. La esquistosidad (S_1) hercínica corta a los citados ejes con un ángulo bajo y las lineaciones de intersección de la S_1 y la S_0 (estratificación) no son paralelas a los ejes de dichos pliegues. En la segunda (Grupo 3) observan pliegues laxos, de plano axial subvertical y ejes subhorizontales o suavemente inclinados.

Es pues evidente la existencia de pliegues previos a la deformación hercínica, probablemente suaves, que serán aplastados y reorientados por esta última deformación. Por otra parte la reconstrucción estructural de los diversos cortes realizados por dichos autores en los ríos Fresnedoso, Huso, Frío, Estenilla, etc. indican que los pliegues de la F. Estomiza no "recuperan" pasando a niveles de la F. Limolitas del Pusa. Esta formación en algún punto (río Estomiza) se apoya sobre niveles muy bajos de la F. Estomiza.

En la Hoja que nos ocupa (P. del Arzobispo) los ejes de los macro y mesopliegues observados tienen siempre inmersión hacia el NO. que puede oscilar de 0° a 45°.

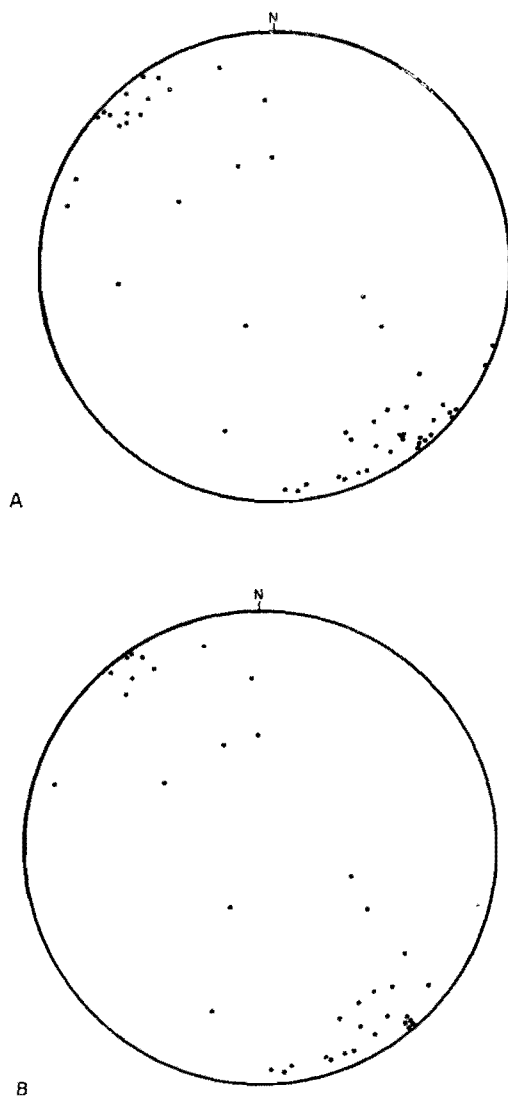


FIGURA N° 4.- Proyección equiareal de la lineación L. (58) en la Formación Limolitas del Pusa (Arroyo de Fuentes, Río Huso y corte del F.C.)

B.-Lineación L. (39 Polos) en los Fm. Limolitas del Pusa (Arroyo de Fuentes, Río Huso y corte de F.C.)

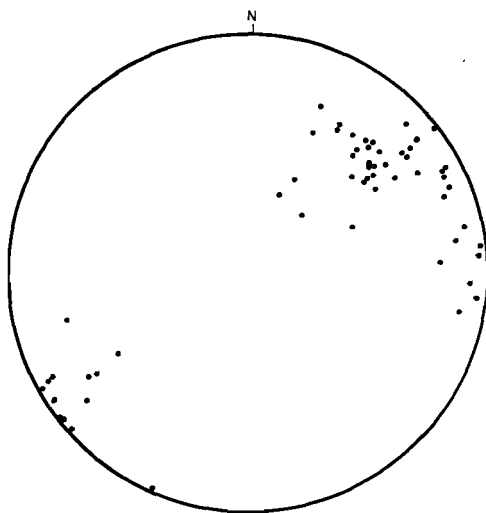


FIGURA N° 5. Proyección equiareal de los polos (58) de la esquistosidad S_1 en la formación de Limolitas del Pusa. (Arroyo de Fuentes, Río Huso, Corte del F.C. Y Río Gévalo).

En los Cortes del Ferrocarril y de los ríos Huso y Arroyo de la Anguilucha se observa como los pliegues de la F. Estomiza no recuperan y pasan a niveles basales de la F. Limolitas del Pusa como también habían observado en Anchuras, PARDO, M.V y ROBLES, R. (op. cit.).

Se debe añadir que los pliegues observados en las facies detrítico-carbonatadas de la plataforma situadas en el Anticlinorio de Ibor-Guadalupe y a la que con dudas se ha correlacionado la F. Estomiza, son de gran longitud de onda y escasa amplitud como refleja NOZAL, F. (1982) en la Hoja de Castañar de Ibor n° 681.

Es por todo ello que la F. Estomiza s.l. (Grupo 2) debe sufrir una deformación heterogénea diferente según las áreas.

Entre el Grupo deposicional 3 y el Ordovícico también existe una discordancia erosiva y angular, puesta de manifiesto por la mayoría de los autores citados en la introducción de este capítulo. La F. Limolitas del Pusa (predominante en el Cámbrico de esta área) está basculada hacia el NE. como se puede deducir de las observaciones de la cartografía y de las lineaciones de intersección que aunque de valores casi siempre menores de 45° presentan inmersión predominante hacia el NE. (ver diagramas). Es necesario indicar, de todas formas, que no todos los choques de capas entre los materiales ordovícicos y el sustrato se deben interpretar como efecto de la discordancia, ya que no se deben descartar despegues localizados o reorientaciones de estos materiales como consecuencia del diferente comportamiento mecánico de dichas litologías respecto a las deformaciones hercínicas.

2.2.5.2 Deformaciones hercínicas

Primera fase de deformación

Entre todos los episodios de deformación reconocibles en esta Hoja éste es sin duda el que alcanza mayor desarrollo siendo generador de las principales estructuras cartográficas. (Fig. 3)

Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área, formando pliegues de todas las escalas y dando lugar a una anisotropía (esquistosidad) S_1 , subparalela al plano axial de los citados pliegues, que es a su vez la superficie más penetrativa a escala regional.

La orientación de los pliegues es NO-SE. a NNO-SSE. en la parte occidental de la Hoja, tanto en la F. Limolitas del Pusa como en la F. Estomiza. En río Gévalo, dentro de la primera Formación es ONO-ESE. Los planos axiales son de tendencia subvertical en lo que respecta a la F. Estomiza, aunque pueden ser ligeramente vergentes al NE. en la zona de Sevilleja de La Jara o bien al SO. en la zona de Anchuras (R. Estomiza). Tienen, sin embargo, cierta vergencia al NE. en la F.

Limolitas del Pusa. (Fig. 5)

En los materiales precámbricos el plegamiento hercínico actúa sobre superficies previamente plegadas, dando lugar según las zonas a reaplastamientos, reorientaciones e interferencias, la mayoría de difícil interpretación.

Las lineaciones de intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación son variables, desde paralelas a los ejes de los pliegues y subhorizontales en el Ordovícico, a subparalelas con ligeras inmersiones al SE. en el Cámbrico. En la F. Estomiza, para esta Hoja, no se tienen en cuenta dado que se observa muy mal la esquistosidad S_1 en esta formación y las medidas tomadas no son del todo fiables en lo que respecta a la dirección, aunque si en lo que respecta a la inclinación.

Son frecuentes las fracturas orientadas paralelamente a las trazas axiales de los pliegues. Éllo permite suponer que se han originado durante los últimos episodios de la formación de estos pliegues. La mayoría de las veces juegan como fallas normales si bien en algún caso lo hacen como fallas inversas. Cabe la posibilidad, por otra parte, de que se removilicen por efecto de cizalla.

Deformaciones postfase 1:

En lo que respecta al ámbito de esta Hoja, no se observan pliegues posteriores a la primera fase de deformación, así como tampoco reorientaciones estructurales (pliegues y esquistosidad) de dicha fase.

La única evidencia de deformaciones postfase primera es la esquistosidad de crenulación, a la que se hizo referencia en el apartado 2.2.3.2. Por la proximidad geográfica, y por las características y relaciones de S_1 y S_2 es sugestivo correlacionar esta esquistosidad de crenulación con la descrita por DIEZ BALDA *et al* (1977) en la provincia de Salamanca.

Es sin embargo importante, en otras áreas de Los Montes de Toledo, la segunda deformación que reorienta las estructuras de primera fase (pliegues y esquistosidad). Los pliegues son laxos, orientados de N-S. a NE-SO. con una esquistosidad de crenulación débil asociada a los mismos, LÓPEZ DÍAZ, F. (com. per.) en Fontanarejo, AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (1982) y GARCÍA SANSEGUNDO, J. y LORENZO ÁLVAREZ (1982) en el área de Almadén, etc. Estos autores parecen relacionar el origen de esta deformación con un accidente cortical (cizalla levógira) que distorsiona las estructuras de primera fase hercínica y genera domos y cubetas. GARCIA CASQUERO, J.L. (com. pers.) en Villarta observa una esquistosidad de crenulación E-O. asociada a fenómenos de cizalla (dextra en este caso).

Todos estos fenómenos son locales, aunque estén todos genéticamente (?) relacionados. De hecho no todos los procesos de cizalla son sincrónicos, ni con

la misma dirección, ni posiblemente el mismo sentido.

2.2.5.3 *Edad de las deformaciones*

Deformaciones prehercínicas:

De acuerdo con los capítulos de estratigrafía y tectónica se puede hablar de tres episodios de deformación prehercínicos en sentido amplio.

El primero, intraprecámbrico, dá lugar a una discordancia angular entre los materiales de los grupos deposicionales 1 y 2, es decir, entre Rifeense y Vendiense superior. La edad se situaría en el Rifeense-Vendiense inferior a medio.

El segundo, es la discordancia entre los grupos deposicionales 2 y 3, es decir, entre Cámbrico inferior y el Vendiense superior, denominada "Cadomiense" o "Asintica". Esta deformación sería, de acuerdo con la problemática ya tratada del límite Precámbrico-Cámbrico, Intra o postvendiense superior.

El tercer episodio es la discordancia "Sárdica" que puede situarse entre el Cámbrico medio y el Orvícico inferior. MORENO *et al* (1976) admite que el techo de la discordancia Ibérica (Sárdica) puede alcanzar una edad Tremadoc inferior.

Deformaciones hercínicas:

Poco puede precisarse al respecto en esta Hoja, dado que del Paleozoico solo aflora el Orvícico inferior (Tremadoc), por lo que se tiene que hacer referencia a otras áreas. En el Sinclinal de Guadalmez, los materiales deformados más modernos parecen pertenecer al Tournasienise. En Hinojosa del Duque y Don Benito, MIRA LÓPEZ, M. *et al* (1983), se encontraron calizas que dieron una edad Namuriense A superior.

Los materiales no deformados más modernos del Paleozoico de la zona, fueron datados en Puertollano por WAGNER, R.H. y UTTING, J. (1967) como Estefaniense medio. La granodiorita de Fontenosas, en la Hoja de Almadén, que es postfase primera, fue datada radiométricamente por SAUPE (1973) como Westfaliense superior.

Se puede decir entonces que la edad de la primera fase de deformación hercínica está comprendida, para este entorno, entre el Namuriense A Superior y el Westfaliense Superior.

2.3 ESTRUCTURA DE LOS GRANITOIDES HERCÍNICOS

2.3.1 *Introducción*

En la Hoja de El Puente del Arzobispo afloran varios cuerpos de rocas graníticas que incluyen los materiales precámbricos y paleozoicos. Son el Granito de Estrella, el Granito de Aldeanueva de Barbarroya, el Granito de Alcaduete y las

Migmatitas de Azután. (Fig. 3)

En el capítulo de Petrología se realiza una descripción petrográfica y caracterización geoquímica de estas rocas ignéas. Aquí se describen su estructura interna y las relaciones con el encajante.

El Granito de Aldeanueva y las Migmatitas de Azután han sido estudiadas anteriormente por ANDONAEGUI (1982), fundamentalmente desde el punto de vista petrológico, aunque también aporta algunos datos de índole estructural. Regionalmente hay que destacar la Tesis de APARICIO (1971), que estudia el sector situado al Este de la Hoja, en la que se describen granitos semejantes y una Unidad Migmatítica equivalente de las Migmatitas de Azután.

Hay que señalar que en El Macizo de Toledo el contacto entre la Unidad Migmatítica y los materiales paleozoicos se realiza mediante una banda de cizalla de dirección Este-Oeste que no se ha encontrado en la Hoja de El Puente del Arzobispo.

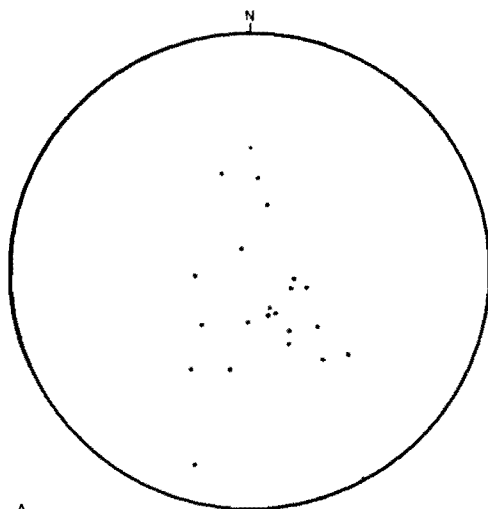
2.3.2 Las migmatitas de Azután

Consisten en un conjunto heterogéneo constituido por migmatitas y anatexitas. Intruyen en los materiales paleozoicos provocando una aureola de metamorfismo de contacto. Los contactos son cortantes aunque tienden a disponerse subparalelos a la estructura del encajante. Ésto es especialmente patente en el sector situado al oeste de Belvís de La Jara, donde varias apófisis se disponen con una forma elongada paralelamente a las estructuras del Cámbrico.

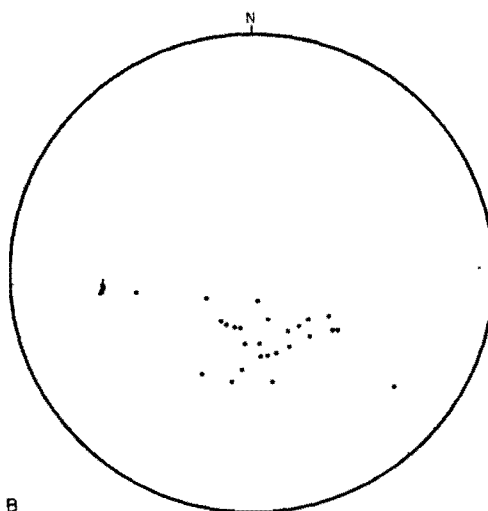
La estructura interna del conjunto migmatítico está definida por la existencia de un bandeo composicional, con alternancias de niveles de leucosoma y paleosoma. Los niveles de paleosoma muestran una orientación mineral que puede ser, relicta de la foliación metamórfica. La orientación de los niveles de leucosoma tendría un origen magmático. En los tipos más evolucionados como anatexitas, etc. los minerales (fenocristales de feldespato) muestran una fluidalidad planar. Los enclaves de rocas metamórficas, que pueden ser abundantes, adoptan una disposición paralela a la fluidalidad, si no la definen ellas mismas. Hay que destacar que xenolitos y restitas suelen tener una foliación interna propia que puede ser discordante con la estructura de las migmatitas.

En alguna de la apófisis leucogranítica situadas al oeste de Belvís, estas rocas muestran una foliación menos dúctil, probablemente de origen mecánico y generada por cizallamiento durante el emplazamiento.

La orientación de la foliación y bandeo de las rocas migmatíticas se muestra en el esquema tectónico (Fig. 3 y 7) y en la figura 6 A. Adopta una disposición definiendo antiformas y sinformas de rumbo ONO-ESE. a E-O. ,coincidente con la estructura de los materiales encajantes. Esta deformación es atribuible

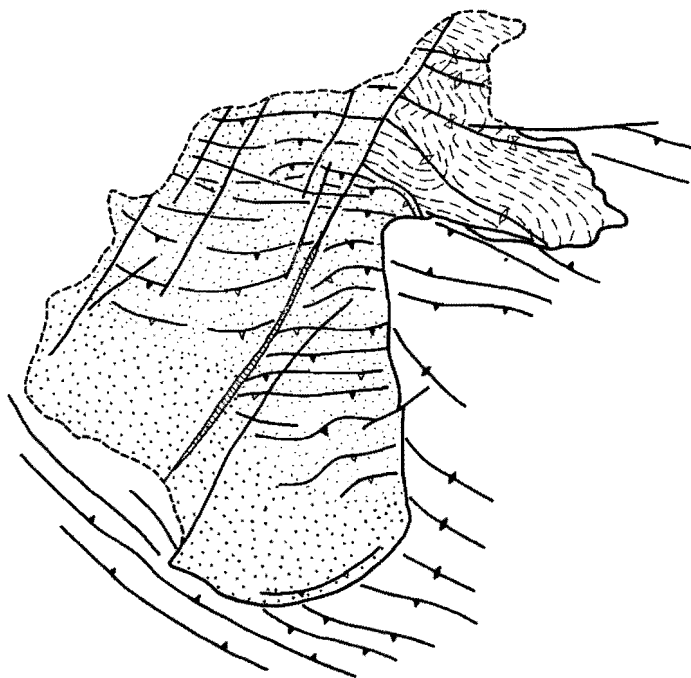


A



B

Figura N° 6 A.- Proyección equiareal de los polos (22) de la foliación y bandeo de las migmatitas y anatexitas de Azután. B.- Proyección equiareal de los polos (26) de la fluidalidad planar del granito de Aldeanueva de Barbarroja.















-  Granitos aluminicos. Facies grano grueso.
-  Granitos aluminicos. Facies microporfidica.
-  Granitos magmatiticos.
-  Dique de cuarzo
-  Encajante y recubrimiento.
-  Foliación en los granitos migmatiticos.
-  Flujo planar primario en los granitos aluminicos.
-  Antiforma y sinforma.
-  Líneas estructurales del encajante.
-  Contacto igneo.
-  Contacto discordante.
-  Fallas.

FIGURA N° 7 ESTRUCTURA DE LOS GRANITOS DE ALDEANUEVA DE BARBARROYA Y DE LAS MIGMATITAS DE AZUTAN.

por tanto a la primera fase de deformación hercínica de este sector.

Sobreimpuesta a esta estructura hay otra de tipo frágil no penetrativa, caracterizada por fallas NNE-SSO. y E-O. y varios sistemas de diaclasas. Hay también diques de cuarzo (120° y 060°), aplita (120°) y pegmatita (020°) (ANDONAE-GUI, 1982). Cabe destacar la presencia local de bandas de cizalla de rumbo N-S. y escaso buzamiento (menor de 20°) en ambos sentidos, que desarrollan milonitizaciones. Estas deformaciones también afectan a los granitos de Aldeanueva.

Como conclusión puede decirse que las Migmatitas de Azután son granitoides de origen anatético, generadas durante el metamorfismo regional hercínico, autóctonas y emplazadas en un nivel estructural epimetamórfico. Cortan a las estructuras de primera fase del encajante, pero están afectadas por ella, por lo que su emplazamiento debió ser sin a tardicinemático. La existencia de una foliación anterior en los enclaves metamórficos evidencia la existencia de una deformación sinmetamórfica previa en los materiales de niveles corticales más profundos.

2.3.3 Los granitos aluminicos

Constituyen el resto de los materiales graníticos de la Hoja. Forman tres plútones. (Fig. 3)

El Granito de La Estrella. - Está situado en el extremo SO. de la Hoja, al oeste de la localidad que le da nombre. Es un plutón de forma alargada, cuya elongación es paralela a las estructuras del encajante. Éste consiste principalmente en grauvacas y pizarras precámbricas, en las que se desarrolla un metamorfismo de contacto.

Presenta tres facies petrográficas: granitos microporfídicos, granitos de grano grueso y granitos aplíticos, sin que su disposición evidencie una organización precisa. En ninguna de ellas se ha detectado la existencia de orientación fluidal. La facies aplítica posiblemente corresponda a una zona de cúpula leucogranítica.

El Granito de Alcaudete. - Aflora en el borde oriental de la Hoja, prolongándose fuera de ella hacia el este. Por el norte y oeste está en contacto mecánico recubierto por depósitos terciarios. Únicamente por el sur intruye en materiales cámbricos, en los que induce metamorfismo de contacto. Este granito sí presenta cierta fluidalidad manifiesta por la orientación mineral, especialmente los feldespatos de la facies microporfídica. Se trata de una estructura magmática, en relación con el emplazamiento del plutón.

Las condiciones de afloramiento no permiten un estudio sistemático de la

disposición general del bandeado.

El Granito de Aldeanueva de Barbarroya.- Es el plutón granítico de mayor tamaño de los existentes en la Hoja. Aflora parcialmente, pues hacia el norte y NE. queda recubierto por depósitos terciarios, prolongándose probablemente hasta el granito de El Puente del Arzobispo. Por el este y por el sur intruye en los materiales del Cámbrico y del Ordovícico inferior, cortando a las estructuras hercínicas, aunque en el borde SO., como sucede con el Granito de La Estrella, el contacto tiende a ser subparalelo a las direcciones del encajante. Ello indica un cierto grado de permisividad en la intrusión, que se habría realizado a favor de las estructuras existentes. Desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto sobre los materiales paleozoicos, que hacia el NE. se superpone a la de las migmatitas de Azután.

Este granito presenta dos facies petrográficas. Una es de grano grueso, y que a escala macroscópica no suele presentar ningún tipo de orientación. Constituye una banda de dirección aparente NO-SE. que forma la parte meridional del plutón. Solo localmente da una cierta orientación de bandas de diferente composición o textura, especialmente hacia las zonas de borde, con desarrollo de diaclasas primarias paralelas a la fluidalidad. En este sector SO. el granito ha intruído hasta el nivel de Tremadoc, que en parte ha quedado en disposición de **roof-pendant** entre la masa principal y la zona de Valtorilejo.

La otra facies es la de los granitos microporfídicos. El paso de una a otra es difuso y progresivo, y es corriente que en muchos puntos aparezcan entremezcladas.

La facies porfídica generalmente aparece orientada. Esta orientación se manifiesta por un bandeado composicional, por una fluidalidad plano-lineal definida por la orientación de los feldespatos, y por la disposición de los enclaves. Además, en algunos casos, se desarrolla un sistema de diaclasas o juntas primarias paralelas a la fluidalidad planar. En el esquema de la figura nº 7 se muestra una interpretación de la disposición de la fluidalidad planar. Las medidas realizadas también se han proyectado en la figura nº 6B. En líneas generales la orientación es este-oeste, con buzamientos bajos (20-40°) hacia el sur, y muestra un cierto paralelismo con la zonación petrográfica del plutón. Las desviaciones más frecuentes son al rumbo NE-SO. y se deben posiblemente a un efecto de arrastre por fracturas tardihercínicas de esta dirección.

Las características de la estructura interna de este granito indican que ésta se ha originado fundamentalmente durante el emplazamiento del plutón.

Estos granitos presentan también abundantes estructuras de tipo frágil: fallas, diaclasa y diques. La fracturación más importante es la de rumbo NNE-

SSO. a NE-SO. y E-O., de origen tardihercínico. Los diques de cuarzo tienen diversas direcciones (000°- 020°; 090° y 130°) aunque las más importantes, como el dique del Cerro del Lomo de 6-7 Kilómetros de longitud, son las de dirección 020°. Los diques de aplita tienen direcciones 090° y 130°. Los escasos pórfidos graníticos son de 030°.

El conjunto de las características de los granitos aluminicos de la Hoja señalan que se trata de granitos de tipo S en sentido de White y Chapple, procedentes de la fusión de materiales corticales, que se han emplazado en niveles altos epimetamórficos posteriormente a la deformación hercínica. Genéticamente están relacionados con las migmatitas de Azután. La estructura interna que presenta es de origen primario, entendiendo por tal la que se genera durante el emplazamiento; son pues granitoides posttectónicos.

2.4 TECTÓNICA ALPINA Y POSTALPINA

La ausencia de registro sedimentario no permite establecer la evolución geodinámica durante el Mesozoico y el Terciario inferior en la Hoja estudiada. Los datos regionales indican que durante el Mesozoico la Península Ibérica estuvo sometida a un régimen de tectónica extensional, que en esta zona probablemente se tradujo en la reactivación de las fallas tardihercínicas. En zonas relativamente cercanas se produjeron intrusiones de rocas básicas a favor de estas fracturas durante el Jurásico (dique de Plasencia-Alentejo).

El ambiente geodinámico cambia drásticamente en el Terciario inferior, pasando a un régimen de tectónica compresiva. En áreas alpinas se conocen fases de compresión en el Eoceno medio y Oligoceno superior (fases Pirenaica y Castellana).

Los materiales terciarios más antiguos de la Hoja son de edad Paleógeno-Mioceno inferior (probablemente Oligoceno superior-Mioceno inferior). Constituyen una unidad tectosedimentaria enmarcada por la fase Castellana y la última compresión alpina, la fase Neocastellana. Esta unidad, efectivamente, está afectada por estructuras compresivas en la Hoja estudiada. Las fallas inversas que la afectan al Sur de Alcaudete de La Jara son espectaculares. Son fallas inversas de rumbo E-O. y vergencia hacia el sur. Aunque posiblemente resulta de la reactivación de accidentes tardihercínicos, una dirección de compresión ONO-ESE. a N-S. es compatible con la atribuida a esta fase en las áreas alpina.

A partir del Mioceno medio-superior tiene lugar la transición a un nuevo régimen tectónico extensional con creación de relieves y fosas subsidentes a favor de las fracturas del zócalo hercínico. Una de estas estructuras de importancia peninsular es La Fosa del Tajo, que ya esbozada en las fases compresivas, prosi-

que su historia de hundimiento y relleno a partir de los materiales aportados por los marcos montuosos del Macizo de Toledo y del Sistema Central. Una aceleración de la tectónica distensiva tiene lugar entre las unidades tectosedimentarias del Mioceno inferior-superior y Mioceno superior - Plioceno inferior, que queda registrada por una discontinuidad. Pero la reactivación más importante es intrapliocena, y corresponde a las fases Íberomanchegas. Esta discontinuidad que tiene lugar a impulsos sucesivos (varios niveles de "Raña"), separa los materiales terciarios pre-plioceno inferior todavía afectados por fracturación distensiva aunque con disposición general subhorizontal, de la unidad de "rañas" del Plioceno superior - Pleistoceno, prácticamente indeformadas.

3 GEOMORFOLOGÍA

En la Hoja de Puente del Arzobispo pueden reconocerse tres ámbitos geomorfológicos bien diferenciados. Por una parte los relacionados con las áreas graníticas, en segundo lugar el existente sobre los sedimentos precámbricos y paleozoicos y, por último, el implantado en los materiales terciarios y cuaternarios.

En el dominio granítico la morfología existente varía en función de la composición de la roca dando lugar a berrocales característicos, localizados preferentemente en las áreas septentrionales y occidentales del afloramiento de Aldeanueva, así como en el de Alcaudete y en la zona meridional del de Villar del Pedroso.

En la zona septentrional del de Aldeanueva dominan las morfologías pinaculares y prismáticas, sin duda relacionadas con una mayor intensidad del diaclasado y fracturación de la roca. En el resto de las áreas graníticas se aprecia una general suavización del relieve dando lugar a zonas suavemente alomadas y con existencia de un importante recubrimiento de granito alterado.

En el dominio geomorfológico precámbrico y paleozoico, el elemento característico es, sin duda, la presencia de crestas y cuevas generadas por los relieves cuarcíticos del Ordovícico especialmente evidentes en la zona de La Estrella (S^a Ancha y S^a Aguda) y en el área sur-oriental (La Picaza, Cerro del Aljibe, Frontocillo).

En el dominio terciario y cuaternario el modelado fundamental es deposicional pudiendo reconocerse como más llamativos los depósitos de las rañas generadas a partir del desmantelamiento de los relieves meridionales. También deben señalarse los abundantes y extensos niveles de terrazas y glacis asociadas a los ríos Gévalo y Tajo, así como el modelado erosivo que talla encajamientos notables tanto en los ríos Tajo (entre Azután y la cola del embalse) y Gévalo (borde sur-oriental de la Hoja), como en los ríos Huso (en la zona central) y arroyo de La Anguilucha (área sur-occidental).

Cabe citar, por último, un proceso, generalizado en todo el área, de regularización de vertientes que afecta fundamentalmente a la sedimentación terciaria y cuaternaria en la mitad norte de la Hoja.

4 PETROLOGÍA

4.1 ROCAS GRANÍTICAS

Las rocas graníticas que afloran en esta Hoja se encuentran distribuidas en cuatro afloramientos, que de E. a W. son:

- Afloramiento de Alcaudete de La Jara
- Afloramiento de Aldeanueva de Barbarroya
- Afloramiento de Navalmoralejo - Puente del Arzobispo
- Afloramiento de Villar del Pedroso - La Estrella

Intruyen en metasedimentos Precámbricos y Paleozoicos a los que provocan metamorfismo de contacto y en parte son recubiertas por sedimentos terciarios. Dentro de las rocas graníticas se han diferenciado dos series (serie I y serie II) con características sin y post cinemáticas respectivamente.

La serie I está formada por una hibridación de rocas graníticas y migmatíticas, que le dan un aspecto bastante heterogéneo. Las primeras son de grano fino a medio, contienen enclaves de diversa naturaleza y composicionalmente se caracterizan por contener minerales aluminicos tales como cordierita, andalucita y sillimanita. Las de tipo migmatítico tiene una parte granítica, similar a la anterior, y una parte "paleosomática" que presenta fuerte metamorfismo de contacto. Todas estas rocas presentan deformación.

Los granitoides de la serie II son de grano medio a grueso, con fenocristales de feldespato potásico, contienen enclaves de diversa naturaleza y composicionalmente presentan andalucita, sillimanita y moscovita como principales minerales aluminicos.

4.1.1 Serie granítica I: Granitoides sincinemáticos

Se encuentran únicamente en la parte septentrional del afloramiento de Aldeanueva de Barbarroya. Por el oeste y SO. limita con la otra serie granítica siendo el contacto transicional, con un cierto carácter intrusivo de los granitoides de la serie II sobre los de la serie I. Por el NE. se encuentran en contacto discordante con sedimentos Terciarios, y el resto de los granitoides intruye en las formaciones metasedimentarias Paleozoicas.

Las rocas que forman esta serie están compuestas por una hibridación de rocas graníticas y rocas migmatíticas. Dentro de las primeras se pueden distinguir dos tipos diferentes:

- Granodioritas cordieríticas
- Granitoides inhomogéneos

4.1.1.1 *Granodioritas cordieríticas (3)*

Se trata de pequeños macizos, a veces individualizados, intrusivos dentro de los materiales migmatíticos circundantes, presentando pasos graduales hacia los granitoides inhomogéneos. En campo son rocas de color gris oscuro, con textura de grano medio equigranular que, a veces, contiene fenocristales de feldespato potásico dispersos con fuerte orientación de flujo N-S.

Dentro de ellas son frecuentes los enclaves de rocas metamórficas de diversa naturaleza (neises, paraanfibolitas y esquistos) que generalmente tienen un grado de metamorfismo regional distinto al de las rocas encajantes. También presentan enclaves de cuarzo filoniano, así como enclaves “surmicáceos” compuestos por biotita y sillimanita.

La textura de las granodioritas cordieríticas es granuda, inequigranular, hipidiomorfa de grano medio y en ocasiones porfídica, siendo los fenocristales de feldespato potásico y a veces de plagioclasa y cordierita. Otra característica es que presentan un cierto grado de deformación mecánica, que se manifiesta por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico, extinción ondulante del cuarzo, deformación de las maclas de la plagioclasa y formación de planos de kink en las micas.

Mineralógicamente están compuestas: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita, biotita, moscovita, como componentes principales, andalucita, sillimanita, circón, opacos, apatito, turmalina como minerales accesorios.

- Cuarzo: en cristales xenomorfos, del tamaño medio de la roca, se presentan en agregados olicristalinos con extinción ondulante.
- Feldespato potásico: se presenta en dos formas: como fenocristales de ortosa hipidiomorfos con macla de karlsbad y ligeras texturas peritíticas, con inclusiones de cuarzo y micas; o bien en cristales de menor tamaño xenomorfos y de carácter intersticial.
- Plagioclasa: en cristales hipidiomorfos que en ocasiones son fenocristales, maclados polisintéticamente y ligeramente zonados, a veces pueden presentar texturas mirmequíticas. Incluyen cuarzo, biotitas y sillimanita. Algunos cristales presentan un núcleo alterado a sericita.

- Cordierita: se presenta como cristales individuales idiomorfos a xenomorfos con inclusiones de cuarzo, biotita y sillimanita, lo cual indicaría un cierto carácter restfítico para las fases incluídas, sobre todo para la sillimanita. También puede aparecer asociada a andalucita.

Asimismo en algunas muestras se encuentra incluída poiquilíticamente en turmalina.

Es frecuente que la cordierita se encuentre algo alterada en sus bordes a micas.

Se han realizado análisis de microsonda de este mineral (ANDONAEGUI-BARRERA, 1984) que indican que la cordierita tiene tendencia magnésica, con una relación $Mg/Mg + Fe = 0,55$, estos autores han interpretado este dato como que la cordierita puede ser en parte un mineral refractario, pero los cristales que presentan un alto grado de idiomorfismo habrían cristalizado a partir de un líquido peraluminico.

- Biotita: en cristales idiomorfos e hipidiomorfos de tamaño variable, presentando orientación en algunas muestras. Incluye apatito, circón, opacos y sillimanita. En ocasiones está alterada a clorita con formación de cristales de rutilo dando lugar a texturas sageníticas. Los autores anteriormente citados también han realizado análisis de microsonda de esta fase mineral, poniendo de manifiesto que son biotitas relativamente ricas en TiO_2 .

- Moscovita: es mucho menos abundante que la biotita, en cristales idiomorfos o hipidiomorfos creciendo sobre cordierita, sillimanita, andalucita y feldespato potásico, son frecuentes los crecimientos simplectíticos. Todas estas características indican que se trata de una fase tardimagnética.

- Andalucita: es poco abundante y se encuentra en cristales xenomorfos, que a veces incluye sillimanita. Están asociadas, en algunas ocasiones a cordierita, y suelen estar algo alterados a moscovita.

- Sillimanita: Se presenta en madejas fibrolíticas aisladas en íntima relación con biotitas; o como se ha indicado anteriormente incluída en otras fases minerales.

- Turmalita: aparece en algunas muestras presentando textura poiquilitica con inclusiones de cordierita.

4.1.1.2 *Granitoides inhomogéneos (2).*

Dentro de ellos se distinguen dos facies: una melanocrática y otra leucocrática.

a) **Facies melanocrática**

Es la más abundante, aparece intruída por la facies leucocrática dando origen

a distintas estructuras de tipo migmatítico (estromáticas, flebíticas, nebulíticas y **schlieren**) con ciertas individualizaciones de tipo paleo y neosomáticas. Las rocas que forman estas facies son granodioritas de color muy oscuro, grano medio con algún fenocristal de feldespato potásico disperso, con orientación variable.

Contienen enclaves de rocas metamórficas, a veces de gran tamaño, quedando a modo de "**roof pendant**", similares en composición a los encontrados en las granodioritas cordieríticas (neises, paraanfíbolitas y esquistos), así como se encuentran enclaves "surmicáceos" y de cuarzo filoniano. También se han encontrado, aunque no son muy abundantes, algunos de tipo microgranudo.

Texturalmente son rocas granudas, heterogranulares de grano medio a fino con cierto grado de deformación mecánica que se manifiesta en la extinción ondulante del cuarzo, deformación de los planos de macla de la plagioclasea y aparición de planos de **Kink** en las micas.

Mineralógicamente su composición es : cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea, cordierita, biotita y moscovita con cantidades accesorias de sillimanita, andalucita, apatito, circón, opacos y turmalina, además, ANDONAEGUI-BARRERA (1984) citan granate en estas rocas también como mineral accesorio.

- Cuarzo: en cristales xenomorfos con extinción ondulante y algo recrystalizados presentado entonces formas alargadas.

- Feldespato potásico: puede aparecer como fenocristal de ortosa con macla de Karlsbad, ligeramente perítico e incluyendo cuarzo, o más frecuentemente, en cristales xenomorfos de carácter intersticial.

- Plagioclasea: en cristales idiomorfos o hipidiomorfos maclados polisintéticamente y ligeramente zonados, con inclusiones de cuarzo y micas. Algunos cristales presentan un borde albitico y pueden estar algo sericitizados.

- Cordierita: en cristales hipidiomorfos de carácter poiquilitico englobando cuarzo y en ocasiones biotita y sillimanita. Es frecuente encontrarla fragmentada, pinnitizada en los bordes o incluso completamente alterada.

- Biotita: en cristales hipidiomorfos orientados e íntimamente relacionados con sillimanita, en ocasiones puede aparecer en haces irregulares; circón, apatito y opacos se asocian a biotita. Puede estar algo cloritizada presentando entonces texturas sageníticas.

- Moscovita: en general aparece sustituyendo a cristales de cordierita. Son frecuentes las inclusiones de sillimanita y andalucita. Presenta también texturas simplectíticas en contacto con los feldespatos.

- Sillimanita: como se ha indicado aparece en madejas fibrolíticas asociadas generalmente a biotita.

- Andalucita: es escasa y aparece en cristales hipidiomorfos asociados a zonas de micas, se encuentra parcialmente transformada a moscovita.

- Turmalina: en cristales hipidiomorfos o de carácter poiquilítico englobando a cordierita.

Dentro de las facies melanocráticas pueden encontrarse restos de paleosomas, formados por rocas de color muy oscuro, grano fino y alto grado de recristalización. Son por tanto rocas de tipo corneana, que han sufrido un fuerte metamorfismo de contacto superpuesto al metamorfismo regional. Según ANDONAEGUI-BARRERA (1984) petrográficamente estas rocas se caracterizan por tener textura heterogranular de grano fino, con cristales poiquiloblásticos de cordierita (de hábito similar al que presentan las corneanas), y además contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita.

b) Facies leucocrática

Se encuentra intruyendo a las facies melanocrática y está formada por una serie de bandas irregulares desde unos metros hasta unos 20 cms. de espesor, son de color claro y de grano medio a fino. Intruyen a favor de direcciones preferentes que varían de un punto a otro: así en la zona norte se midieron: $\alpha = 25^\circ = \beta$ SE.; $\alpha = 120^\circ$; $\beta = N.$, sin embargo hacia el sur $\alpha = 50^\circ$ y $\beta = 25$ SE.

Otra característica importante de esta facies es su fuerte deformación, patente tanto en campo como en microscopio, presentando milonitización en algunas áreas con $\alpha = 50^\circ$ y $\beta = 45^\circ$ SE. y pequeñas zonas de cizalla de $\alpha = 110^\circ$.

Los pequeños afloramientos de rocas graníticas que quedan al N. y S. de la carretera de Aldeanueva a Belvís corresponden a estas facies leucocráticas y se han incluido en ellas por presentar fuerte deformación que se manifiesta tanto en campo como en microscopio.

Su textura es granuda heterogranular de grano medio con esquistosidad marcada por las micas; el cuarzo aparece recristalizado entre los feldespatos, los cuales están estirados en la dirección de esquistosidad.

Composicionalmente están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita, con cantidades accesorias de sillimanita, apatito, circón, opacos, también se han citado (op. cit.), cordierita, andalucita y turmalina como accesorios.

- Cuarzo: en cristales xenomorfos con extinción ondulante, son policristalinos y en muchas ocasiones aparecen recristalizados y alargados.

- Feldespato potásico: xenomorfo y raramente hipidiomorfo, se trata de ortosas finamente pertíticas y en ocasiones con macla de Karlsbad. Se encuentra rodeado por la esquistosidad y alargado en la dirección de la misma. Puede incluir cuarzo y micas.

- Plagioclasas: en cristales hipidiomorfos, hipi a xenomorfos, maclada polisintéticamente y a veces ligeramente zonada, la deformación se manifiesta en este mineral por la curvatura de los planos de maclas.
- Biotita: es poco abundante y se presenta en láminas que marcan la esquistosidad, los cristales aparecen kinkados. Es normal que se encuentre cloritizada, presentando entonces texturas sageníticas.
- Moscovita: es más abundante que la biotita, también marca la esquistosidad, los cristales aparecen kinkados y presentan texturas simplectíticas. Incluye sillimanita.
- Sillimanita: en cristales aciculares incluidos en moscovita o bien en pequeños haces fibrolíticos.

4.1.2 Serie granítica II: Granitoides postcinemáticos (4, 5 y 6)

Son los que presentan mayor extensión superficial dentro de la Hoja, encontrándose en todos los afloramientos de las mismas, con características generales comunes a todos ellos, pero también con pequeñas particularidades en cada uno de los afloramientos. En esta serie II podemos distinguir tres tipos texturales distintos: Granitoides microporfídicos (s.s.), granitoides de grano medio a grueso y granitoides de grano fino.

Los granitoides microporfídicos (s.s.) (5) son de grano medio a grueso con fenocristales de feldespato potásico de tamaño medio entre 2 y 3 cm., y que presentan una cierta orientación de flujo con direcciones a los 30° y 175°.

Los granitoides de grano medio a grueso (4) apenas presentan fenocristales de feldespato potásico, pudiendo encontrar alguno disperso con orientación N-S.

Por último, los de grano fino tienen carácter aplítico (6). Son de color claro y presentan cantidades variables de turmalina. El paso de un tipo a otro se realiza de forma gradual, así los granitoides microporfídicos (s.s.) pasan gradualmente a los de grano grueso y éstos pasan a los de grano fino. La zona norte de los afloramientos, en general, está formada por los granitoides microporfídicos y hacia el S. se vá pasando a los de grano grueso y a los de grano fino.

4.1.2.1 Descripción de afloramientos

4.1.2.1.1 Afloramiento de Alcaudete de La Jara

Se encuentran al S. de esta población aflorando en el fondo de los arroyos. Al N. está limitado por una fractura, por el S. intruyen a metasedimentos Paleozoicos y por el W. están recubiertos por sedimentos Terciarios.

Se trata de un granitoide microporfídico (s.s.) con variación en la cantidad de fenocristales dentro del afloramiento, que presentan orientación E-O. y B hacia el Sur. Contiene enclaves de rocas metamórficas, cuarzo filoniano y enclaves "surmicáceos" que son los más abundantes. También se han encontrado algunos nódulos de sillimanitas, así como cavidades microlíticas. Es frecuente encontrar pequeños diques de apaitas de grano muy fino con moscovita, atravesando al granito, así como algún dique de pegmatita.

4.1.2.1.2 Afloramiento de Aldeanueva de Barbarroya

Es el de mayor extensión y se encuentra al W. de esta población. Sus contactos por el W. y S. son intrusivos sobre los metasedimentos Paleozoicos y por el E. está recubierto por sedimentos Terciarios y al N. se encuentra intruyendo sobre los granitoides de la serie I.

Son granitos microporfídicos (s.s.) que hacia la parte más meridional del afloramiento pasan gradualmente a granitos de grano grueso.

Contiene enclaves de rocas metamórficas de diversos tipos: cuarcitas, neis, esquistos, también hay de cuarzo filoniano y surmicáceos. Los enclaves son más abundantes hacia la parte más septentrional del afloramiento.

Estos granitoides pueden estar atravesados por rocas filonianas (apaitas, pegmatitas y cuarzo) siendo más frecuentes hacia el O., y que aparecen en pequeños diques de unos 10-20 cms. de espesor.

4.1.2.1.3 Afloramiento de Navalmoralejo - Puente del Arzobispo

Está formado por granitoides microporfídicos (s.s.), que aparecen en el área de Puente del Arzobispo y en la zona N. de Navalmoralejo, pasando hacia el S. de este área a granitos de grano grueso. Son intrusivos en las series paleozoicas y en la zona septentrional están recubiertos por sedimentos terciarios.

En general la presencia de enclaves es muy escasa siendo la más frecuente la de tipo surmicáceo. Hay que destacar que en la zona del Puente aparecen enclaves de rocas metamórficas y de cuarzo filoniano. Estos granitos pueden aparecer atravesados por rocas filonianas (cuarzo y apaitas principalmente) siendo más frecuentes en las zonas de contacto con la roca caja.

4.1.2.1.4 Afloramiento de Villar del Pedroso

Se encuentra al E. de dicha población, intruye en rocas precámbricas, extendiéndose por el S. hasta la Hoja de Sevilla de La Jara y por el O. termina en la Hoja de Valdeverdeja.

Está formado por granitos de grano grueso con algún fenocristal de feldespato potásico disperso con orientación N-S., en ocasiones estos fenocristales pueden aparecer acumulados en algunas zonas. No son muy frecuentes los en-

claves, aunque pueden encontrarse algunos de rocas metamórficas, ya bastante transformados y algunos de tipo "surmicáceo".

Hacia el sur este granito pasa a granito de grano fino con abundante turmalina, estando la zona más meridional de este afloramiento formada exclusivamente por este granito de tipo aplítico carente de enclaves.

4.1.2.2 *Granitoides microporfídicos (s.s.) (5)*

Texturalmente se tratan de rocas granudas, porfídicas hipidiomorfas con matriz de grano grueso. Los fenocristales son de feldespato potásico y en alguna ocasión también puede aparecer alguno de plagioclasa.

Su mineralogía está formada por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, con cantidades accesorias de tipo andalucita, sillimanita, apatito, circón, opacos y turmalina.

- Cuarzo: en cristales xenomorfos, policristalinos con extinción ondulante. Aparecen principalmente en la matriz aunque también se encuentran incluidas en otros minerales.

- Feldespato potásico: se trata de ortosa micropertítica en fenocristales hipidiomorfos o xenomorfos con macla de Karlsbad, a veces pueden estar rodeados de una aureola de albita. Incluye cristales de cuarzo, plagioclasa y micas. También aparece en cristales de menor tamaño xenomorfos sin maclas ni perititas y de carácter intersticial.

- Plagioclasa: puede aparecer como fenocristal hipidiomorfo o en cristales de menor tamaño idiomorfos. Siempre aparece con macla polisintética y en ocasiones ligeramente zonado, puede presentar texturas mirmequíticas cuando está en contacto con feldespato potásico. Incluye biotita y moscovita. Presenta alteración a sericita que suele ser más fuerte en el núcleo del cristal.

- Biotita: en láminas aisladas idiomorfas o hipidiomorfas, y a veces se puede presentar en agregados. Apatito, circón y opacos se encuentran relacionados con ella. Sufre alteración a clorita con exoluciones de rutilo que le confieren textura sagenítica. ANDONAEGUI-BARRERA (1984) realizaron análisis de microsonda de este mineral poniendo de manifiesto un alto contenido en Al_2O_3 y bajo en TiO_2 , en comparación con la biotita de las granodioritas cordieríticas de la serie I.

- Moscovita: en cristales idiomorfos e hipidiomorfos aislados o en agregados. Son frecuentes las texturas simplectíticas e incluye andalucita y sillimanita.

- Andalucita: en pequeños cristales hipidiomorfos o xenomorfos con pleocroismo rosa. En general están incluidos en moscovita, aunque también se puede encontrar en plagioclasa y feldespato potásico, también rodeados por moscovita.

No se ha encontrado una relación directa de este mineral con la sillimanita, úni-

camente que ambos minerales pueden aparecer en zonas próximas. Los análisis de microsonda de este mineral (op. cit.) indican que contiene algo de TiO_2 y FeO , los cuales pueden ser causantes del pleocroismo rosado que presenta este mineral.

- Sillimanita: no es muy abundante y se presenta en pequeños cristales aciculares o fibrosos incluidos en moscovita.

En el granito del afloramiento de Alcaudete de La Jara, además se ha encontrado cordierita en cristales grandes hipidiomorfos, muy transformados a biotita-moscovita-pinnita, con inclusiones de sillimanita acicular, siendo ésta más abundante que en el resto de los afloramientos y apareciendo también en agregados de cristales aciculares dispersos por la roca.

4.1.2.3 *Granitoides de grano grueso (4)*

Su textura es granuda, heterogranular, hipidiomorfa de grano grueso, ocasionalmente pueden aparecer fenocristales de feldespato potásico.

Su composición mineralógica es: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales: andalucita, sillimanita, apatito, circón, opacos y turmalina como accesorios.

- Cuarzo: en cristales xenomorfos de grano medio a grueso, en ocasiones policristalinos y con extinción ondulante.

- Feldespato potásico: si aparece en fenocristales éstos son de ortosa perítica con macla de Karlsbad y a veces de microlina, presentando inclusiones de cuarzo, plagioclasa y micas, pueden estar rodeados por un borde de albita. También aparece en cristales más pequeños xenomorfos y de carácter intersticial.

- Plagioclasa: en cristales idio e hipidiomorfos maclados polisintéticamente y en ocasiones con un ligero zonado, siendo frecuente que presenten bordes albiticos. A veces presentan texturas mirmequíticas. Puede incluir cuarzo y estar algo alterada a moscovita.

- Biotita: en laminillas aisladas y agregados, a veces totalmente cloritizadas con texturas sageníticas. Apatito, opacos y circón se encuentran en relación con este mineral.

- Moscovita: se puede encontrar en láminas aisladas o agregados de láminas entrecruzadas. Es frecuente que incluya moscovita. En ocasiones presenta texturas simplectíticas.

- Andalucita: es poco abundante en cristales hipidiomorfos con ligero pleocroísmo rosa. Normalmente se encuentran incluidos en moscovita.

- Sillimanita: muy escasa, en cristales aciculares incluidos en moscovita.

- Turmalina: aparece incluida en feldespato potásico y asociada a biotita. En algunos casos puede aparecer en gran cantidad (5% sobre todo en el afloramiento

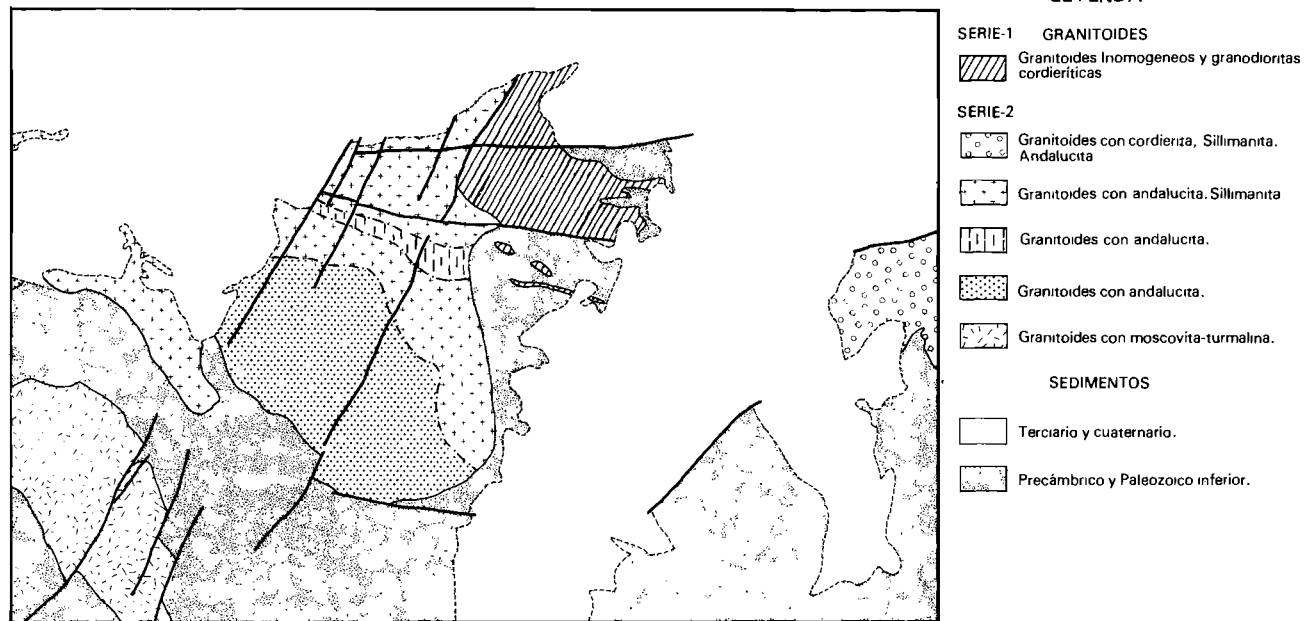


FIGURA N° 8. Distribución de las fases aluminicas. (Modificado de ANDONAEGUI-BARRERA 1984).

de Villar del Pedroso) presentándose entonces en cristales idio e hipidiomorfos, prismáticos y exagonales.

4.1.2.4 *Granitoides grano fino o granitoides aplíticos (6)*

Su textura es granuda, heterogranular de grano fino panxenomorfa. Algunos pueden presentar cataclasis media que se manifiesta en la deformación de los planos de macla de la plagioclasa y extinción ondulante.

Mineralógicamente estas rocas están compuestas por, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita con cantidades accesorias de biotita, turmalina y apatito.

- Cuarzo: en cristales hipidiomorfos y xenomorfos, subredondeados con ligera extinción ondulante.
- Feldespato potásico: en cristales xenomorfos de carácter intersticial, pudiendo presentar macla de Karlsbad (poco frecuente) o de microcina.
- Plagioclasa: es más abundante que el feldespato potásico, en cristales grandes hipidiomorfos, o en cristales pequeños xenomorfos y de carácter intersticial, con maclado polisintético. Pueden incluir algo de cuarzo.
- Moscovita: en cristales hipidiomorfos de tamaño medio que pueden aparecer en láminas aisladas o en agrados.
- Turmalina: en ocasiones se puede considerar como mineral principal, se encuentra en cristales de tamaño variable hipidiomorfos, prismáticos y exagonales.
- Biotita: es muy escasa, en pequeños cristales hipidiomorfos de pleocroismo marrón-anaranjado dispersos por la roca.

ANDONAEGUI-BARRERA (1984) en un diagrama Q.A.P. clasifican a estos granitoides de la serie II como adamellitas.

4.1.2.5 *Distribución de las fases aluminicas*

Haciendo un estudio de la aparición de las fases aluminicas en los granitoides de la serie II, se puede apreciar que presentan una distribución espacial determinada (Fig. 8). Así se pueden encontrar:

- Granitoides con cordierita-andalucita-sillimanita
- Granitoides con andalucita-sillimanita
- Granitoides con sillimanita
- Granitoides con andalucita
- Granitoides con moscovita-turmalina

Los granitoides con cordierita-andalucita-sillimanita, únicamente aparecen en el afloramiento de Alcaudete de La Jara, siendo muy ricos en sillimanita, con ca-

racterísticas algo similares a los granitos que afloran más al E. de la Hoja (APARICIO, 1971).

Los granitoides con andalucita-sillimanita aparecen en la mitad N. de los afloramientos restantes, coincidiendo más o menos con la facies de granitoides microporfídicos (s.s.). En el afloramiento de Aldeanueva de Barbarroja aparece además, una pequeña zona intercalada de granitoides sillimaníticos, que coincide a grandes rasgos con la zona que presenta mayor cantidad de enclaves, sobre todo de tipo surmicáceo, por lo cual, puede pensarse en cierta relación genética entre ambos fenómenos.

Los granitoides con andalucita aparecen al S. de los macizos graníticos (coincidiendo más o menos con la facies de granitoides de grano grueso) y cuanto más al S. menor es la cantidad de andalucita pudiendo incluso, llegar a desaparecer. La disminución de este mineral coincide también con una menor cantidad de enclaves en el granito.

Por último, los granitoides con moscovita-turmalina aparecen en el afloramiento de Villar del Pedroso, estando relacionados con los granitoides de grano fino que carecen de enclaves.

A la vista de la distribución de las fases aluminicas, se pone de manifiesto que hay una disminución de las mismas hacia el S., estando relacionada con la diferenciación de los granitoides, lo cual puede ser debido a los fenómenos de evolución magmática que tendrían una clara polaridad NE-SO. Igualmente existe una estrecha relación entre la distribución de enclaves y la aparición de las fases aluminicas sobre todo en lo que se refiere a la aparición de sillimanita y enclaves surmicáceos.

4.1.3 Enclaves

En cuanto a lo que se refiere a los enclaves encontrados en los granitoides de la serie I, hay que destacar que son muy numerosos (sobre todo los de rocas metamórficas), con formas redondeadas o elipsoidales y tamaños que varían desde algunos centímetros hasta más de un metro. Presentan orientación concordante con la del granitoide que los incluye. Son más abundantes en la zona más septentrional del afloramiento.

Dentro de los enclaves de rocas metamórficas se encuentran paraanfibolitas de grano fino con cuarzo, anfíbol y biotita; esquistos con texturas mosqueadas en las que el mineral que forma las moscas se encuentra totalmente transformado a sericita.

ANDONAEGUI - BARRERA (1984) también han citado neises como enclaves dentro de estas rocas.

Estudiando las texturas que presentan estos enclaves, se puede deducir que

tienen un metamorfismo regional de más alto grado que el que presentan las rocas del encajante, al cual se superpone un metamorfismo de contacto que en ocasiones enmascara al primero.

En la facies melanocrática se han encontrado enclaves de tipo microgranudo que corresponden a tonalitas de grano fino con cuarzo, plagioclasa, biotita y granate como accesorio.

Por último son muy frecuentes los enclaves surmicáceos compuestos por biotita - sillimanita, lo cual hace pensar que puedan tener un origen restítico.

Por lo que respecta a los enclaves encontrados dentro de los granitoides de la serie II, hay que destacar que los granitoides microporfídicos (s.s.) son los que contienen mayor número de ellos, y presentando, por tanto, mayor variación. En general, son de pequeño tamaño (10-15 cms.) con formas elipsoidales o redondeadas y tienen contactos netos con el granito. Aparecen con mayor abundancia al N. de los afloramientos.

Los enclaves de rocas metamórficas corresponden a esquistos con biotita-sillimanita (parte de estos minerales se habrían formado por metamorfismo de contacto), areniscas cuarcíticas y cuarcitas. El grado de metamorfismo regional que presentan es similar al de las rocas del encajante, y tienen superpuesto metamorfismo de contacto. También han sido citados enclaves de tipo nísico (op. cit.). Los enclaves surmicáceos son muy abundantes, se encuentran en todos los afloramientos, y algunos de ellos conservan una cierta esquistosidad.

4.2 ROCAS FILONIANAS

Las rocas filonianas no son muy abundantes en la Hoja. Pueden aparecer en las dos series graníticas distinguidas, así como en las metasedimentarias encajantes, siendo más frecuentes en las series graníticas y dentro de éstas son, relativamente, más abundantes en la serie II.

En la mayoría de los casos los diques no presentan gran continuidad y son de poca potencia (30-40 cms.). Solamente se ha encontrado en el afloramiento de Aldeanueva de Barbarroya, un dique de cuarzo con una potencia mayor (5 m.). Composicionalmente los diques están formados por:

- Cuarzo. Diferenciados en la cartografía como unidad 1
- Aplitas
- Pegmatitas

Dentro de los granitoides de la Serie I únicamente se han encontrado rocas filonianas en la zona septentrional de los mismos. Se trata de diques de cuarzo,

aplitas y pegmatitas, que tienen escasa potencia y direcciones de 120° .

Las rocas filonianas relacionadas con la serie II, son algo más abundantes y ya se hizo referencia a ellas al describir cada uno de los afloramientos. Sin embargo, cabe destacar el dique de cuarzo que aparece al W. de Aldeanueva de Barborroya, con dirección 20° y una potencia aproximada de 5 m. Este dique tiene continuidad con una fractura que se prolonga, hacia el N. y hacia el S., con esa misma dirección. Está formado por cuarzo, que presenta, fuerte deformación, acompañado por micas blancas y turmalina.

Un estudio más detallado de las rocas filonianas se puede encontrar en el trabajo de ANDONAEGUI (1982).

4.3 METAMORFISMO DE CONTACTO

Las dos series graníticas que afloran en la Hoja, desarrollan aureolas de contacto, de corneanas y esquistos mosqueados, en los metasedimentos en los que intruyen. Las aureolas de las dos series interfieren en la zona NE. de Aldeanueva de Barborroya, en donde no se ha podido determinar como ha influido una aureola en la otra debido a la complejidad de algunos afloramientos. En el borde de la serie II es donde mejor se puede estudiar este metamorfismo, aunque hay que tener en cuenta que también pueden interferir las zonas más externas de las aureolas de los distintos macizos.

Dentro del metamorfismo de contacto se pueden distinguir diferentes facies, según la paragénesis mineral que presentan.

En la zona más próxima al contacto aparecen las corneanas filonianas piroxénicas, formadas por rocas de color muy oscuro (prácticamente negras en corte fresco) grano fino y un alto grado de recristalización. Su extensión es de unos 30 m. La paragénesis mineral que presentan es: cuarzo, feldespato potásico, biotita, cordierita, andalucita y plagioclasa. Feldespato potásico, cordierita y andalucita se presentan en cristales poiquiloblásticos generados durante el metamorfismo de contacto. También hay parte de la biotita que sería de neoformación. Rodeando a la facies anterior aparecen las corneanas horbléndicas con una extensión de 100 a 200 metros, las rocas presentan un mosqueado intenso, con moscas de hasta 10 mm. Su paragénesis mineral está formada por: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita (sericita).

Por último, la zona más externa de la aureola está formada por las facies de las corneanas de albíta-epidota, presentando la roca un débil mosqueado. Esta facies tiene una extensión de unos 500 a 1.500 m. lo cual puede ser debido a la interferencia de las aureolas externas de unos afloramientos con otros (por ejemplo Navalmorealejo con Villar del Pedroso). La paragénesis de esta facies es:

cuarzo, moscovita, biotita (sericita).

En las dos últimas facies la sericita está pseudomorfizando a los minerales que inicialmente formaban las moscas, por tanto algunas de estas rocas podrían corresponder a una facies de más alto grado. Esta sericitización es debida a un proceso posterior de retrometamorfismo, que afecta a las rocas de la aureola, que hace que en algunos contactos con el granito aparezcan corneanas de albita-epidota retromórfica, pero que inicialmente corresponderían a una facies de más alto grado.

4.4 CONCLUSIONES

El estudio de las rocas graníticas de la Hoja pone de manifiesto la existencia de dos series que presentan diferencias petrológicas, de edad y de nivel de emplazamiento.

La serie I de características sincinemáticas, sería la primera en el tiempo, estando relacionada con la migmatización hercínica. Procedería de la cristalización de líquidos graníticos aluminicos poco evolucionados, hibridalizados con material restítico también de carácter aluminico.

La serie II con carácter tardihercínico, sería posterior en el tiempo. Podría haberse originado durante los procesos anatéticos mesocrustales en las últimas etapas del metamorfismo regional hercínico. Posteriormente a la generación de estos líquidos el magma ascendió hasta niveles epizonales, cristalizando fraccionalmente según una polaridad NE-SO., desde términos graníticos microporfídicos, pasando por términos algo más evolucionados de grano grueso, hasta granitoides de grano fino que corresponderían a los términos más evolucionados de la serie.

Las rocas graníticas provocan una aureola de contacto en las rocas encajantes. Esta aureola es trifacial, aunque como consecuencia de los fenómenos de retrometamorfismo, en algunas áreas solo se puede diferenciar una de las facies.

5 HISTORIA GEOLÓGICA

En este capítulo se da una visión muy generalizada de la evolución geológica del sector, teniendo en cuenta la información obtenida en la relación de Hojas próximas del plan MAGNA y la derivada de la bibliografía existente.

La sucesión del Precámbrico superior y Cámbrico inferior presenta variaciones apreciables en las diferentes estructuras en que aflora, pero en conjunto pueden separarse tres grupos deposicionales o unidades tectosedimentarias li-

mitados por discordancias (HERRANZ et al, 1977, SAN JOSÉ, 1984 y Grupo de trabajo MAYASA - IGME com. pers.).

- Grupo inferior del Domo Extremeño o "Alcudiense inferior" Rifeense superior - Vendiente inferior
 - Discordancia Oretánica
- Grupo intermedio de Ibor-Navalpino o "Alcudiense superior" de edad Vendiente medio-superior
 - Discordancia Cadomiense
- Grupo superior de Valdelacasa o "Pusiense" y Series del Cámbrico inferior (Azorejo, Navalucillos, etc.) Vendiente superior-Cámbrico inferior
 - Discordancia Sárdica

En el área ocupada por la Hoja de Puente del Arzobispo no existe evidencia de sedimentos asimilables al grupo inferior que sí está presente en zonas situadas más al sur (Hoja de Castilblanco, Herrera del Duque, etc.) donde la sedimentación del Grupo inferior se realiza en ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y facies turbidíticas de abanicos submarinos profundos, situándose las facies más distales hacia el norte. Estos minerales son posteriormente deformados depositándose el grupo intermedio discordante sobre los materiales anteriores, en ambientes de plataforma mixta terrígeno-carbonatada abierta hacia el este-sureste, mientras que en el Anticlinal de Valdelacasa (Hoja de Puente del Arzobispo) hay sedimentación de facies turbidíticas: Fm. Estomiza o Series del Villar del Pedroso y río Huso, probablemente, equivalentes de las Series de Fontejo y Valdehornos del Anticlinal de Ibor (SAN JOSÉ, 1984). Las deformaciones previas al depósito de la serie suprayacente, son de menor intensidad que las anteriores, si bien se detecta una discordancia angular entre los Grupos intermedio y superior. La sedimentación de este último comienza localmente con el depósito de megaturbiditas relacionadas con eventos sísmicos (Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior (Formaciones Areniscas del Azorejo y Calizas de Los Navalucillos o de La Estrella). SAN JOSÉ (1984) señala para el conjunto Precámbrico superior - Cámbrico inferior, la existencia de una o varias cuencas con bordes activos cuyo relleno comienza con turbiditas y culmina con facies extensivas de plataforma somera, con varias reactivaciones que dan lugar a las discordancias citadas. Propone un modelo de

ciclos sucesivos de fracturación-colmatación-extensión de facies someras, con predominio de movimientos en la vertical y episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva, cada vez menos intensos a lo largo del tiempo, de los que el más importante es la fase de deformación sellada por la discordancia Oretánica.

Se tiene evidencia de que la sedimentación continuó durante el Cámbrico inferior en Los Montes de Toledo (Formaciones Soleras y Cortijos del Marianense y Bilbiliense más inferior). Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico tuvo lugar un intervalo (Cámbrico medio y superior) sin sedimentación o con sedimentación hasta un nivel desconocido, seguido de la erosión vinculada a los movimientos de la fase sárdica. Esta fase tectónica dió lugar a la formación de amplios pliegues de direcciones variables y sin desarrollo de esquistosidad. Dicha fase se relaciona normalmente con una tectónica de carácter extensional acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, si bien algunos autores abogan por una tectónica compresiva en relación con antiguas zonas de desgarre seguida de fracturación en régimen distensivo. El vulcanismo fisural subaéreo y explosivo de composición dacítica detectado en las proximidades de la discordancia entre la Formación Cortijos y Serie Púrpura en la Hoja 18-29 (Malagón) (ROIZ, 1979) estaría ligado a las primeras etapas de fracturación sárdica. Por otra parte, la edad de estas deformaciones está comprendida entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, siendo la más probable Cámbrico superior, notablemente coincidente con la actividad ígnea en las zonas internas de la cadena (intrusiones de ortogneises).

El desmantelamiento de las estructuras generadas durante esta etapa da lugar a vacíos erosionales de diferente intensidad. Así los materiales del Ordovícico inferior se sitúan sobre diferentes términos del Cámbrico inferior y Precámbrico superior según zonas. En el área estudiada la laguna estratigráfica es de menor amplitud que la que se da en el sector ocupado por las Hojas de Castilblanco, Herrera, Puebla de D. Rodrigo y Casas del Río, en las que las Capas intermedias o Serie Púrpura yacen sobre materiales del Rifeense y Vendicense.

La sedimentación de las Capas intermedias (Hunnebergiense?-Arenig.) se realiza sobre un paleorrelieve, probablemente, controlado por la tectónica sárdica cuyas directrices fundamentales son ONO-ESE. a NO-SE., como lo demuestran la existencia de áreas sin sedimentación con acuñamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Herrera del Duque) las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con onlapping sobre el paleorrelieve y aumento de la profundidad.

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráticas mas o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, Puebla de D. Rodrigo, Castilblanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, sector sur de Castilblanco y oeste de la Puebla) a facies de plataforma marina somera próximas al nivel de base del oleaje de tempestad.

No existe registro sedimentario en el área ocupada por la Hoja desde el Ordovícico medio, por lo que únicamente podemos referirnos a conocimientos de áreas más o menos próximas donde se señala el mantenimiento de las condiciones de sedimentación marina con oscilaciones en el nivel del mar durante, al menos, el Devónico.

La deformación hercínica se produce en dos fases que dan lugar a pliegues, fallas y esquistosidad. La primera de ellas es la principal y su edad debe estar comprendida entre el Devónico superior y Westfaliense inferior. En este momento debe producirse la intrusión de los primeros granitos (serie granítica I), citados en el apartado de Petrología (4.1.1) en el ámbito de la Hoja de Puente del Arzobispo. La intrusión de la serie granítica II (4.1.2) y la fracturación tardihercínica se producen en el Carbonífero superior (Westfaliense superior-Estefaniense) y Pérmico Inferior.

Durante el Mesozoico y parte del Paleógeno se desarrollarían en la region diversos ciclos morfogenéticos, relacionados con las etapas de fracturación tensional mesozoicas y las fases comprensivas alpinas que reactivaron las fracturas hercínicas y tardihercínicas. Lo más probable es que en la zona no existiera sedimentación correlativa con estos eventos (al menos durante el Mesozoico), estando toda ella sometida a erosión.

Como hemos indicado, al final del Cretácico se producen movimientos tectónicos que desnivelan los macizos hercínicos y comienzan a esbozar la Fosa del Tajo.

En este área se inicia la sedimentación de una serie de materiales detríticos e incluso carbonatados no excesivamente penetrativos en la cuenca, seguramente por el hecho ya citado de que la Fosa no se encontraba aún excesivamente marcada. A partir del Mioceno inferior y medio tiene lugar la transición a un nuevo régimen tectónico extensional con creación de relieves y fosas subsidentes a favor de las fracturas del zócalo hercínico. En este momento se genera de forma definitiva La Fosa del Tajo ya esbozada anteriormente, que pasa a ser rellenada por materiales detríticos en el área de la Hoja que nos ocupa. A partir de este momento se localizan varios impulsos distensivos, que se traducen en discontinuidades más o menos locales en la serie. Durante el Plioceno medio-superior se producen una serie de impulsos sucesivos que generan la deposición de varios

niveles del "Raña". Por último en el Cuaternario tiene lugar la implantación definitiva de la red fluvial, que se encaja generando la morfología actual.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 MINERÍA Y CANTERAS

En cuanto a labores mineras en el ámbito de la Hoja solo puede reseñarse una pequeña explotación abandonada, localizada en las proximidades del embalse de Azután, implantada en granitos donde se beneficiaba estaño-wolfram, seguramente concentrado en relación con la fracturación.

En cuanto a canteras, destaca por su volumen, aunque en la actualidad no se encuentra en explotación, la ubicada en los granitos cerca del vértice Totil. También se aprecia un frente abandonado en el filón de cuarzo que atraviesa el granito de Aldeanueva a la altura del Km. 10 de la carretera a Puente del Arzobispo. También existen pequeñas sacas, de actividad intermitente, generalmente localizadas en las proximidades de los núcleos de población, en donde se benefician materiales detríticos aptos para la construcción, de uso local.

En la zona entre Puente del Arzobispo y Alcolea de Tajo son frecuentes las pequeñas canteras que benefician arcillas utilizadas para usos cerámicos.

También en la zona próxima a Puente del Arzobispo se explotan las gravas de las barras laterales y centrales del Tajo en ese punto.

6.2 HIDROGEOLOGÍA

En el ámbito de la Hoja pueden distinguirse dos grandes unidades con características hidrogeológicas diferentes. Por un lado los materiales ígneos, metamórficos y sedimentarios del Precámbrico y Paleozoico, dada su naturaleza litológica (granitos, pizarras, cuarcitas, areniscas cuarcíticas, etc.), pueden ser consideradas como de permeabilidad baja a muy baja. La infiltración de agua se producirá principalmente a favor de planos de diaclasado y fractura por lo que los acuíferos existentes serán locales y de poco caudal.

Por otra parte, los sedimentos terciarios y cuaternarios presentan unas características más favorables, dada la existencia de materiales permeables (areniscas, conglomerados) susceptibles de constituir acuíferos.

7 BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". **Trab. Neógeno-Cuaternario**, 5, Miscelanea Neógena, pp. 7-29.

ALDAYA, F., ARRIBAS, A.G., LODEIRO, F., IGLESIAS, M.M., CATALÁN, J.R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973).- Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. **Studia Geológica** 6, pp. 29-48.

ALIA MEDINA, M. (1945).- Notas morfológicas de la región Toledana. **Rev. Las Ciencias**, t. 10, pp. 95-113.

ALIA MEDINA, M. (1963).- Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. **Bol. R. Soc. Hist. Nat.**; 6, pp. 247-262.

ALMELA, A., ÁLVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C. y QUINTERO, J. (1962).- Estudio geológico de la región de Almadén. **Bol. IGME** 73, pp. 195-327.

AMOR, J.M., ORTEGA, E. (1982).- Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 809 Tirteafuera. IGME.

ANDONAEGUI, P. (1982).- Evolución petrogenética de los granitoides de Puente del Arzobispo (Toledo). Tesis de Licenciatura U.C. Madrid, pp. 1-179.

ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984).- Petrología de dos series graníticas de Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo). **Bol. Geol. Min. IGME**. 95(2), pp. 165-183 (59-77).

APARICIO YAGUE, A. (1971).- Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo. **Estudios Geol.**, 27; pp. 369-414.

APARICIO YAGUE, A. y GIL CID, M^a D. (1972).- Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de Los Montes-Isla de Toledo. **Estudios Geol.** 28, pp. 105-109.

BARD, J.P. (1965).- Introduction a la geologie de la chaine hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothese sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaine. **Rev. geogr Phys et geol. Dyn.** 2^a Ser. 7 (4), pp. 323-337.

BARD, J.P., CAPDEVILLA, R., MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972).- Le precambrien de la meseta Iberique. **Serv. Geol. Maroc**. 236, pp. 315-335.

BASTIDA, F. (1981).- La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. **Trab. Geol. Univ. Oviedo**. 7.11, pp. 35-54.

BEA, F. (1975).- Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área de Salamanca-Cáceres. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.

BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981).- "40Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny". **N. Jb. Miner. Mh.** pp. 470-478. Stuttgart.

BOCHMANN, H.G. (1956).- "Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der Ostlichen Sierra de San Pedro (Spanien)". **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster.** pp. 1-195.

BOUYX, E. (1963).- Extensión des terrains ante-Ordoviciennes au Sud de Ciudad Real (Espagne Meridionale). **C.R. Somm. Soc. Geol. France.** pp. 339-341.

----- (1967).- Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense Inferior de la provincia de Ciudad Real. **Notas y Comunicaciones I.G.M.E.** 99-100, pp. 177-180.

BOUYX, E. (1970).- "Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". **Mem. Inst. Geol. Min.** 73, pp. 1-263.

BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966).- Precisions sur la limite arenig.-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). **C.R. Acad. Sci. Fr.** 263, serie D; pp. 321-323.

BRASIER, M.D., PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1979).- "Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". **Estudios Geol.** Vol. 35, pp. 379-383.

CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNÁNDEZ CASALS, M^a J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977).- "The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif". **Estudios Geol.** 33(4), pp. 343-355.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M^a J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. **Bol. Geol. y Min.** 86, pp. 581-596

CAPOTE, R., GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971).- Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. **Bol. Geol. y Min.** 82, 2; pp. 147-151.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).- "Quelques remarques sur la tectonique du Portugal". **Bol. Soc. Geol. Portugal.** 8, pp. 193-206.

CRESPO, V. (1972).- La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. **Bol. Geol. Min.** 83(2), pp. 174-180.

CRESPO, V. y REY, J. (1972).- Contribución al estudio del Valle de Alcudia. **Bol. Geol. y Min.** 82,6; pp. 512-515.

CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971).- Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de La Sierra Morena Centrale (Espagne). **C.R. Acad. Sc. Paris**, 272, pp. 688-690.

CORRETGE, L.G. (1971).- Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. pp. 1-453.

----- (1983).- Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. **Libro Jubilar J.M. Ríos**. IGME, pp. 569-593.

CORRETGE, L.C. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1971).- Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y La Sierra de San Pedro (Cáceres). I. **Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Económica**. t. I, pp. 183.

DPTO. OF PETROLOGY OF SALAMANCA (1980).- Plutonism of central western Spain. A preliminary note. **Estudios Geol.** 36, pp. 339-348.

DÍEZ BALDA, M.A. (1980).- La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-grauváquico al sur de Salamanca. **Estudios Geol.** vol. 36, pp. 131-138.

DÍEZ BALDA, M^a A., MARTINEZ CATALÁN, J.R., GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977).- La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. **Studia Geológica**. 12, pp. 91-108.

FLEUTY, M.J. (1964).- "The description of folds". **Geol. Assoc. Proc.** 75, pp. 461-492.

FOTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974).- The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. **Conference de Liblice** (1972). pp. 175-188.

GABALDON, V., LORENZO, S., PICART, J., SANTAMARÍA, J. y URROZ, J. (In litt.) Estratigrafía y facies de los depósitos sedimentarios de rocas fosfatadas en la estructura de Valdelacasa (Precámbrico-Cámbrico). Zona Centroibérica (SPAIN).

GARCÍA ABBAD, F.J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980).- "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)". **Estudios Geol.** 36, pp. 391-401.

GARCÍA CASQUERO, J.L. y NOZAL, F. (1985).- "Discordancia intraprecámbrica en la terminación SE. del Anticlinal de Ibor". Informe interno. MAYASA.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1963).- La existencia de pliegues en el complejo esquistoso-grauváquico de la provincia de Salamanca. **Acta Geol. His. nica**. 5,4, pp. 105-108.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972).- El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). **Studia Geológica**. 3, pp. 33-41.

GARCÍA HIDALGO, J.F. (1982).- El Precámbrico de Valdecañas-Miravete (prov. de Cáceres). Tesis de Licenciatura Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl. Madrid. 125 pp.

GARCÍA SANSEGUNDO, J. y LORENZO ÁLVAREZ, S. (1982).- "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 781 Siruela". IGME.

GARZÓN-HEYDT, G. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976).- Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. **Studia Geológica**. 10, pp. 7-16.

GEHERENKEMPEP, I. (1978).- "Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien". **Institutes fur physische Geographie der Freien Universitat Berlin**. Heft, 29, pp.68-69.

GIL CID, M.D. (1970).- Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de Los Montes de Toledo (Trilobites). **Estudios Geol.** 26, pp. 285-295.

----- (1986).- Los Trilobites del Cámbrico inferior de Totanés (Toledo). **Bol. Geol. Min.** 97(2), pp. 141-147.

GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976).- "El Ordovícico y silúrico del sinclinal del Guadarranque-Gualija". (prov. de Cáceres España)". Com. Serv. Geol. Portugal 60. pp. 17-31.

GIL CID, M^a D., PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. (1976).- Estratigrafía y paleontología de las calizas Cámbricas de Los Navalucillos (Toledo). **Tecniterrae**. 13, pp. 7-19.

GIL, I., JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F.J. (1983).- La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. **Libro Jubilar, J.M. Ríos**. IGME, pp. 607-612.

GIL SERRANO, G., MONTEREÍN, V., NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F.

(1984).- Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de Los Montes de Toledo. **I. Congr. Esp. Geol. Segovia**. Tomo II, pp. 27-47.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico-geológico de Los Montes de Toledo". **Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat.** (Serie Geol.) 15, pp. 5-74.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres. **Estudios Geol.** vol. 27, pp. 177-180.

HAMMAN, W. (1976).- The Ordovician of the Iberian Peninsula in: the Ordovician system (M.G. Basset edit.). **Proc. Pal. Ass. Symp.** Birminham (1974), pp. 387-409.

HAMMAN, W., ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982).- The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). **Pub. Internat. Un. Geol. Sci.** 11, pp. 1-47.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971).- Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monasterio (Bada-joz). **Bol. Geol. y Min.** 82,3-4; pp. 359-370.

HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968).- Movimientos Caledónicos (fases Salaírica, Sárdica y Érica) en Sierra Morena occidental. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)** 66, pp. 21-28.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947).- Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. **Not. y Com. IGME.** 17, pp. 167.

HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. y VILAS, L. (1977).- "Ensayo de correlación del Precámbrico entre Los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel". **Estudios Geol.** 33(4), pp. 327-324.

HUDLESTON, P.J. (1973).- "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". **Tectonophysic.** 16, 1-46.

IGME (1971-1972).- Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hojas nº 52 (Talavera de La Reina), 53 (Toledo) 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).

IGME-MAYASA-ENCASUR (1984-1987). Proyecto de exploración sistemática coordinada de las zonas de reserva "Hespérica", "Valdelacasa", "Alcudia" y "Guadalupe". Vol II Fosfatos (Inédito).

JULIVERT, M. (1983).- La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. **Libro Jubilar**,

J.M. Ríos IGME. pp, 593-601.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.S. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E: 1:1.000.000 **IGME**.

JULIVERT, M., MARTÍNEZ, F.J. y RIBEIRO, A. (1980).- "The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt". **Mem. B.R.G.M.** n° 108. Coll. C6, 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires, pst-hercyniens, pp: 132-158.

JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F.J. (1983).- Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. **Libro Jubilar, J.M. Ríos**. IGME, pp. 612-631.

JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983).- El Ordovícico en el Macizo Ibérico. **Libro Jubilar, J.M. Ríos**. IGME, pp. 192-246.

JULIVERT, M., VEGAS, R., ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983).- La estructura de la parte SE. de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. **Libro Jubilar, J.M. Ríos**. IGME, pp. 477-490.

KELCH, H. (1958).- Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura im Bereich des westlichen Sierra de San Pedro. **Diss. Math-naturw. Fac. Univ. Munster in Referaten Meft.** 134, pp. 30-31.

LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983).- "Asociaciones de pistas fósiles y acritarcos precámbricos en las facies esquisto-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales". In litt.

LIÑÁN, E., PALACIOS, T. y PEREJÓN, A. (1984).- Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and Central part of Spain. **Geology Mag.** 121(3), pp. 221-228.

LOTZE, F. (1945).- "Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". **Geotek Forsch.** 6, 78, 92.

----- (1956).- Das Prakambrium Spaniens. **N. Jb. Geol. Palaont.** 8, pp. 373-380.

----- (1956).- Über Sardische Begebenheiten in Spanien und ihre Beziehungen zur assystischen Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille, 128-139, Stuttgart.

----- (1958).- "Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums Geol. R. 7 3-6) 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. **Notas y Com. Inst. Geol. Min. Es-**

paña. 61, pp. 131-164.

----- (1960).- "El Precámbrico en España". **Not. y Com. del IGME. vol. 60, pp. 227-239. Trad. J.G. Llarena.**

----- (1966).- Prakambrium Spaniens. **Zbl. Geol. Palaont. Teil (5), pp. 989-1.006.**

LOTZE, F. y SDZUY, K (1961).- Das Kambrium Spaniens. T.1: Stratigraphie. **Abh. Acad. Wiss. Lit. Math. Naturw. 6, pp. 285-498. Trad. en Memorias IGME. n° 75, pp. 1-256 (1970).**

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- "Sur l'existence d'une tectonique archeene au centre de l'Espagne. **C.R. Somm. Soc. Geol. France. 8, pp. 245-246.**

----- (1963).- Sur la presence d'une discordance Precambrienne au sud de Toledo (Espagne). **C.R.S. Soc. Geol. de France. 17, pp. 250-251.**

----- (1963).- Sur la stratigraphie du Precambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (Prov. de Cáceres, Espagne). **C.R. Som. des Sceanc. Soc. Geol. de France. 5, pp. 152-153.**

----- (1965).- Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne au Sud de Toledo. **C.R. Som. Soc. Geol. France. 7, pp. 220-221.**

MACHENS, E. (1954).- Stratigraphie und Tecktonik der Sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster. pp. 1-173.**

MARTÍN CARO, I. (1980).- Los materiales pre-ordovícicos en la zona de La Estrella (Montes de Toledo occidentales). Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía. U. C. Madrid.

MARTÍN CARO, I., MORENO EIRIS, E., PEREJÓN, A y SAN JOSÉ, M.A. (1979).- Hallazgo de arqueociatos en las calizas de La Estrella (Montes de Toledo occidentales. Toledo. España). **Estudios Geol. vol. 35, pp. 385-388.**

MARTÍN ESCORZA, C. (1971).- "Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de La Fosa del Tajo". **Bol. R. Soc. Española, Hist. Nat. (Geol.) 70, pp. 171-190.**

----- (1974).- "Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de La Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de La Reina-Escalona (Toledo)". **Bol. R. Soc. Española, His. Nat. (Geol.), 72, pp. 141-160.**

------(1974).- Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en Los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente el Fresno). Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.

------(1976).- "Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas". **Estudios Geol.** vol. 33, pp. 591-613.

------(1977).- Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en Los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. **Estudios Geol.** vol. 33, pp. 57-80.

MARTÍN ESCORZA, C. y PEREJÓN, A. (1972).- "Nota previa de Arqueociatos en los alrededores de Urda (Montes de Toledo Orientales). **Acta Geol. Hispánica.** 7(6), pp. 169.

MARTÍN HERRERO, D. (1978).- Estudio geológico de la terminación occidental de La Sierra de S. Pedro y área granítica de S. Vicente de Alcántara (Cáceres). Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl. Madrid.

MERTEN, R. (1955).- Tektonik des granit und sedimentgesteine in der Montes de Toledo und den angrenzenden Gelieten. **Disch. Geol. Gess.** 105, pp. 1-572.

------(1955).- Stratigraphie und tektonik der Nordestlichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fac. Univ. Munster.** 109, 59 pp.

MIRA LÓPEZ, M., ORTEGA GIRONES, E., RODRÍGUEZ PEVIDA, L. (1983).- Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 833. Hinojosa del Duque. IGME.

------(1983).- Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 834. San Benito. IGME

MOLINA, E. (1974).- Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (C. Real). Tesis Doctoral. Fac. Ciencias U.C. Madrid, 347 pp.

MOLINA, E. (1975).- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. (C. Real). **Trab. Neógeno-Cuaternario.** 3, pp. 1-106.

MOLINA, E., PÉREZ GONZÁLEZ, A. y AGUIRRE, E. (1972).- Observaciones geológicas del Campo de Calatrava. **Est. Geol.** v. 27, pp. 3-11.

MOLINA, E., BLANCO, J.A., PELLITERO, E., CANTANO, M. y JORDA, J. (1985).- Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremefío. **Studia Geol. Salmant.** nº 20, pp. 115-126.

MONTESERÍN, V. (1981).- Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja nº 682 (Sevilleja de La Jara). **IGME**.

MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1981).- Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja 653 (Valdeverdeja). **IGME**.

MORENO, F. (1974).- Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. **Bol. Geol. Min.** 85,4, pp. 396-400.

----- (1975).- Olistostromas fangoconglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (prov. de Toledo. Cáceres y Ciudad Real). **Estudios Geol.** vol. 31, pp. 246-260.

----- (1977).- Estudio Geológico de Los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.

----- (1977).- Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. **Estudia Geológica**. 12, pp. 123-136.

MORENO, F. y GÓMEZ PÉREZ, J. (1984).- Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 683 (Espinoso del Rey). **IGME**.

MORENO, F. y VEGAS, R. (1976).- Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). **Estudios Geol.** vol. 32, pp. 47-52.

MORENO, F., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976).- Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa. (Montes de Toledo, España). **Brevioria Geol. Astúrica**. 20(1), pp. 8-16.

MORENO, EIRIS, E. (1979).- Estudio bioestratigráfico y paleontológico de las calizas cámbricas con Arqueociatos de Los Navalucillos y Peña Hueca (Montes de Toledo occidentales). Tesis de Licenciatura. U.C. Madrid.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976).- "Los Montes de Toledo". **Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo**. Instituto J.S. Elcano (CSIC).

MUTTI, (1985).- Turbidite System and relations to depositional Sequences In: provenance of arenites (Zuffa editors) NATO ASI. Series. Serie C: Matematical and Physical sciences. vol. 148, pp. 65-93.

NOZAL, F. (1984).- Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja nº 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). **IGME**.

NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1984).- Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 709. Anchuras. **IGME**

NOZAL, F. e INSUA, M. (1982).- Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie. MAGNA. Memoria de las Hojas nºs 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo). **IGME**.

ORTEGA, E., SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1982).- "Mapa Geológico y memoria explicativa de la Hoja nº 783. Abenójar. **IGME**.

PARDO, M.V. y ROBLES, R. (1985).- Estructura de la Formación "Areniscas del Estomiza" en su corte tipo y su relación en la Formación "Límolita del Pusa". In-forme interno. MAYASA.

PARGA, J.R. (1971).- Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en El Macizo Hespérico. **Bol. Geol. y Min.** 83, 3-4, pp. 234-238.

PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).- Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). **Geol. Rdsch.** 61. 1, pp. 44-68.

PERCONIG, E., VÁZQUEZ, F., VELANDO, F. y LEIVA, F. (1983).- "Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España". **Bol. Geol. y Min.** 114(3), pp. 187-207.

PEREJÓN, A. (1984).- Biostratigrafía de los Arqueociatos en España. **Cuad. Geol. Ibérica.** 9, pp. 213-265.

PEREJÓN, A. y MORENO, F. (1978).- "Nuevos datos sobre la fauna de Arqueociatos y las facies carbonatadas de la serie de Los Campillos (Urda, Montes de Toledo orientales)". **Estudios Geol.** vol. 34, pp. 193-204.

PEREJÓN, A., MORENO, F. y VEGAS, R. (1976).- Datación de las calizas del Cámbrico Inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo): faunas de Arqueociatos. **Brevioria Geol. Astúrica.** 20, 3, pp. 33-46.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. **Trab. Neógeno-Cuaternario.** nº 9, pp. 23-36.

------(1981).- Neógeno y cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.

PIEREN, A. (1985).- Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del Sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid, pp. 1-221.

RAMÍREZ y RAMÍREZ, E. (1953).- Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extremadura Central. **Estudios Geol.** 9, pp. 19-20.

------(1985).- "El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de Los Montes de Toledo". **Not. y Com. del IGME**. vol. 40. pp. 53-87.

------(1965).- "El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres)". **Estudios Geológicos**. vol. 11, pp. 409-436.

RAMSAY, J.G. (1967).- "Folding and fracturing of rocks" Mc. graw Hill New York 568 pp.

RANSWEILLER, M. (1968).- Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de Los Montes (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster**, pp. 1-100.

REDLIN, K. (1956).- Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valles de Alcudia (Spanien). **Dis. Math. Natur. Fak. Univ. Munster**. pp. 1-192.

RIBEIRO, A. (1974).- Contribution a l'étude tectonique de Tras os Montes Oriental. **Serv. Geol. de Port. Mem.** 24 (Nova Serie), 1-168.

RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1979).- El complejo esquisto-grauvácico y los materiales ordovícicos al SE. de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España). **Studia Geológica**. XIV, 7-34. Salamanca.

ROIZ, J.M. (1979).- La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real - Puertollano. Tesis Unlvers Complutense Madrid. pp. 1-254.

SAAVEDRA, J. y PELLITERO, (1973).- Estudio geoquímico de rocas ígneas del norte de la provincia de Cáceres. **Studia Geológica**. 6, pp. 49-63.

SAAVEDRA, J., GARCÍA SÁNCHEZ, A., BERZAS, J.J., HERRERO, J. y RODRÍGUEZ, S. (1974).- Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y el extremo oriental del batolito de Los Pedroches (Córdoba)

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.). 74(1-4), pp. 173-190.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. DE (1969).- Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de Los Montes (Toledo). **Cuadernos de Geología Ibérica.** 1. pp. 335-345.

------(1980).- Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Provincias de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, pp. 1-154 (inédito).

------(1983).- El complejo sedimentario pelítico grauváquico. **Libro Jubilar, J.M. Ríos.** IGME, pp. 91-100.

------(1984).- Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Provincias de Badajoz y C. Real. España Central). **Cuadernos de Geología Ibérica.** vol. 9, pp. 81-117.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. DE, PELÁEZ, J.R., VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Los Montes de Toledo. **Bol. Geol. y Min.** 85, 1, pp. 21-31.

SAUPE, F. (1973).- La geologie du gissement de mercure d'Almadén. **Sciences de la Terre.** Mem. n° 29, pp. 1-342.

SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974).- Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel Bericht über neue Untersuchungen (1965-1972). **Cbl. Geol. Paläont. Teil 1, Jh.** (1974), 1-2, pp. 72-124.

TEIXEIRA, C. (1955).- "Os conglomerados do Complexo xisto-grauváquico ante-silúrico. Sua importancia geológica e paleogeográfica". **Com. Serv. Geol. Portugal.** 35, pp. 5-19.

TAMAIN, G. (1972).- Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne). **These Univ. Paris Sud (Orsay).** 3, pp. 1-870.

------(1975).- El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de La Meseta Ibérica (España). **T. I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat.** 1, pp. 437-464.

TEJERO, R. (1976).- Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres). Tesina de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.

UGIDOS, J.M. (1973).- Estudio petrológico del área de Béjar - Plasencia. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. pp. 1-218.

UGIDOS, J.M. y BEA, F. (1976).- Análisis comparativo de los granitos del área Béjar - Plasencia con otros granitos "younger" centro-peninsulares. Precisiones sobre la serie mixta. **Studia Geológica**. 10, pp. 45-59.

------(1979).- Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. **Studia Geológica**. 14, pp. 35-77.

VEGAS, R. (1968).- Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. **Estudios Geol.** vol. 24, pp. 85-89.

------(1971).- Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. **Estudios Geol.** vol. 27, pp. 414-425.

------(1974).- Repartición de las series anteordovícicas del SW. de España. **Bol. Geol. y Min.** IGME 85 (2), pp. 157-170.

------(1975).- Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. **Geol. Rund.** v. 64, pp. 266-278.

VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979).- "La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). **Tecniterrae**. 28, pp. 1-5.

VEGAS, R., ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977).- "Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig." de España Central. **Estudia Geológica**. 12, pp. 207-215.

VILAS, L., HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. y PELÁEZ, J.R. (1981).- El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del macizo Ibérico. **R. Acad. C. Ex. Fisic. Nat. Programa Int. Correl. Geol.** pp. 76-93.

VILAS, L., PELÁEZ, J.R. y ARCHE, A. (1979).- "El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor". Zona de La Calera (Cáceres). **Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)**. 77, pp. 141-152.

WAGNER, R.H. y UTTING, J. (1967).- Sur le terrain Houiller de Puertollano. (Province de C. Real, Espagne). **C.R. Acad. Sci. France**. 264, pp. 5-8.

WALTER, R. (1977).- "Zwei geologische Traversen durch elce südliche Iberische Meseta. Spanien. **Munsters. Forsch. Z. Geol. U. Palaont.** 42, pp. 1-55.

WEGGEN, K. (1955).- "Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münsters.** 103 pp.

ZAMARREÑO, I. (1978).- Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. **Tommo homenaje a I. Parga Pondal.** Ed. de Castro, La Coruña), pp. 287-311.

------(1983).- El Cámbrico en el Macizo Ibérico. **Libro Jubilar, J.M. Ríos IGME.** pp. 117-192.

ZAMARREÑO, I., VEGAS, R. y MORENO, F. (1976).- Nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de Los Montes de Toledo occidentales (Centro de España). **Brevioria Geol. Astúrica.** 20, 4, pp. 56-64.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID