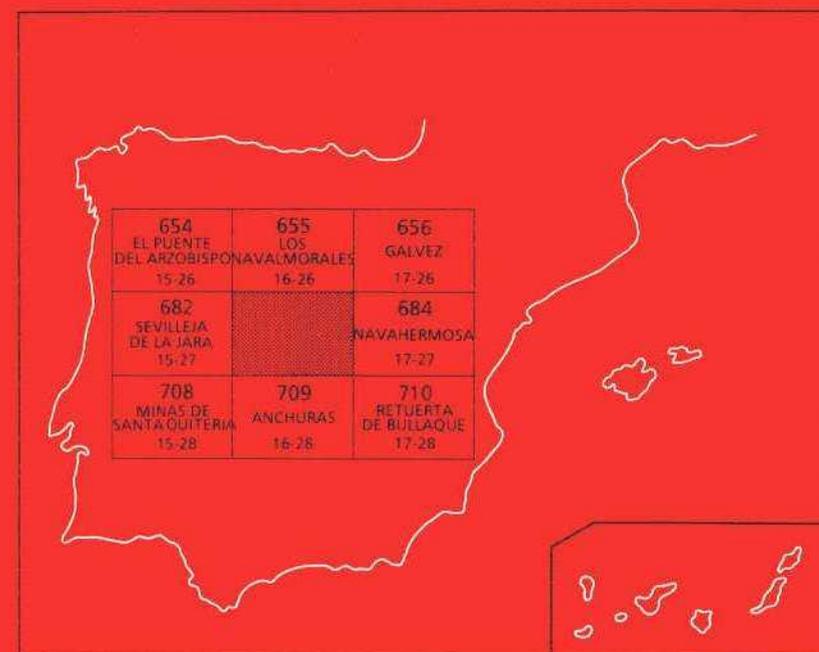




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ESPINOSO DEL REY



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

ESPINOSO DEL REY

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y memoria ha sido realizada por IBERGESA durante el año 1984, bajo las normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma:

- GEOLOGÍA DE CAMPO: Dr. D. Fernando Moreno Serrano, Ldo. D. Jesús Gómez Pérez.

- SÍNTESIS Y MEMORIA: Dr. D. Fernando Moreno Serrano, Ldo. D. Jesús Gómez Pérez.

- PETROLOGÍA Y MEMORIA: Ldo. D. Antonio Pérez Rojas.

Se ha contado con el asesoramiento en las distintas especialidades que se detallan a continuación:

TECTÓNICA: A cargo del Dr. D. Fernando Moreno Serrano.

TERCIARIO - CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA: Se ha contado con el Dr. D. Eloy Molina, profesor adjunto de la Universidad de Salamanca y con la colaboración del Dr. D. Ángel Martín Serrano.

ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS: Se ha contado con la colaboración del equipo de Investigación del Departamento de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, integrado por:

- Dr. D. Eladio Liñán
- Ldo. D. Enrique Villas
- Ldo. D. Teodoro Palacios
- SUPERVISIÓN PETROLOGÍA: Dra. D^a Casilda Ruiz

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN: D. José María Barón de Valdivia, IGME. y D. Victorio Monteserín López, IGME.

Fotocomposición: DELCAR S.A.
Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Impreme: ROMAGRAF S.A.
MADRID

Depósito Legal: M-25564-1989

ÍNDICE

	Páginas
0 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	5
1 ESTRATIGRAFÍA	7
1.1 PRECÁMBRICO	7
1.1.1 El límite Precámbrico-Cámbrico	9
1.1.2 Pizarras, grauvacas y areniscas (4)	9
1.1.3 Conglomerados y capas colapsadas (5)	11
1.1.4 Pizarras masivas y pizarras bandeadas (8) :	11
1.2 CÁMBRICO INFERIOR	14
1.2.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras (11)	14
1.2.2 Calizas, dolomías y pizarras margosas. Calizas de Los Navalucillos (12)	16
1.2.3 Pizarras, limolitas y calizas (13)	18
1.3 ORDOVÍCICO	19
1.3.1 Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (14 y 15)	19
1.3.2 Ortocuarzitas. Cuarzita Armoricana (16)	20
1.3.3 Cuarzitas y pizarras alternantes (17)	21
1.3.4 Pizarras con Calymene (18 y 19)	22
1.4 PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO	22
1.4.1 Bloques, cantos y limos y arcillas. Raña. (Glacis de vertiente) (20) y Cantos, arenas y limos. Raña (Co- nos aluviales) (21)	22
1.5 CATERNARIO	23
1.5.1 Arcillas y limos con cantos. Coluviones (22)	23
1.5.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas (23 y 24)	23
1.5.3 Cantos cuarcíticos. Canchales (25)	24
1.5.4 Bloques, gravas, arenas y limos. Conos de deyección (26)	24
1.5.5 Gravas, arenas y limos. Aluviales (27)	24
2 TECTÓNICA	24

2.1 FASE SÁRDICA	25
2.2 PRIMERA FASE HERCÍNICA O FASE PRINCIPAL	30
2.3 FASE DE CABALGAMIENTOS	34
2.4 SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN	35
2.5 FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA	36
3 GEOMORFOLOGÍA	37
4 PETROLOGÍA	38
4.1 ROCAS GRANÍTICAS (2 y 3)	38
4.2 METAMORFISMO DE CONTACTO	40
4.3 METAMORFISMO REGIONAL	40
4.4 DIQUES DE CUARZO (1)	41
5 HISTORIA GEOLÓGICA	41
6 GEOLOGÍA ECONÓMICA	43
6.1 MINERÍA	43
6.2 CANTERAS	44
6.3 HIDROGEOLOGÍA	44
7 BIBLIOGRAFÍA	45

0 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La Hoja geológica de Espinoso del Rey se sitúa en el sector correspondiente a Los Montes de Toledo occidentales, por lo cual su relieve es bastante acentuado, alcanzándose el punto más alto de este sistema montañoso en el Pico Rocigalgo (1.448 m.).

La diversidad de litologías y estructuras existentes se traduce en una gran variación paisajística, la cual fluctúa entre los relieves planos del límite septentrional de la Hoja, correspondiente al borde sur de la Cuenca del Tajo, y las formas accidentadas de las sierras labradas sobre las rocas cuarcíticas. La sucesión estratigráfica comprende diversos tramos cuya edad comprende desde el Precámbrico terminal hasta el Ordovícico medio, dándose en este intervalo una discordancia angular en la base del Ordovícico y la correspondiente laguna estratigráfica, de cuantía variable. Sobre todo lo anterior se apoyan los depósitos Pliocuaternarios tipo Raña y diversos coluviales y aluviales cuaternarios.

La evolución tectónica de la Hoja tuvo lugar mediante el desarrollo de diversas fases o etapas principales. La primera de ellas produjo un suave plegamiento y posiblemente, diversos basculamientos de los materiales anteordovícicos (Fase Sárdica). Dicha formación no fue generadora de esquistosidad. La erosión posterior a dicha etapa y anterior a la sedimentación ordovícica configuró la discordancia ya señalada.

La primera fase hercínica o fase principal, fue generadora de plegamiento a todas las escalas con esquistosidad de plano axial. Con élla se configuraron los grandes pliegues que constituyen las estructuras más características de la zona estudiada. Ordenados de suroeste a noreste son los siguientes: Flanco norte del Anticlinorio de Valdelacasa, Sinclinal de la Sierra de Sevilleja-Piedraescrita, Anticlinorio de Navaltoril, Sinclinatorio de las Becerras, Anticlinorio del río Pusa, Anticlinorio de Sierra Majana, Sinclinal de Valtravieso y Sinclinal de Retuerta del Bullaque.

De forma tardía, pero también en relación con esta primera fase, se produjeron diversas fracturas en dirección que alteraron la geometría inicial de los grandes pliegues. Seguidamente tuvo lugar una etapa de cabalgamiento con escasa relevancia dentro de la Hoja pero que introdujo algunos cambios en la distribución de las vergencias.

Posteriormente la 2ª fase de acortamiento actuó según una dirección oblicua u ortogonal a la fase de la primera. Su intensidad fue muy débil generándose diversos pliegues, con amplitud métrica, así como una segunda esquistosidad muy poco desarrollada y detectada sobre el terreno en tan solo dos afloramientos, en tanto que al microscopio aparece como una esquistosidad de crenulación incipiente observable en numerosas muestras. La fracturación tardihercínica, simultánea o posterior a la intrusión de los granitos situados en el ángulo nororiental de la Hoja alteró notablemente todas las estructuras anteriores.

La Hoja se sitúa dentro de la rama Centro Ibérica del macizo hespérico en el sentido de Julivert y otros (1974), por ésto presenta lógicamente una problemática común a la de las regiones colindantes. Las investigaciones llevadas a cabo por diversos autores en relación con dicha problemática abordan principalmente el aspecto estratigráfico o sedimentológico, alrededor del cual todavía no se ha alcanzado un acuerdo general, especialmente en lo relativo a la ordenación estratigráfica y sedimentológica de los diferentes tramos del Precámbrico terminal. En relación con la tectónica los trabajos son más escasos, existiendo un cierto confusiónismo al respecto.

Los primeros trabajos relacionados con esta zona se deben a Egozque y Mallada (1876), Hernandez Pacheco (1912) y Gómez de Llarena (1914 y 1916). Posteriormente en la segunda mitad del presente siglo se realizaron diversas investigaciones llevadas a cabo por Lotze (1954 a 1961) y sus alumnos: Machens (1954), Merten (1955), Weggen (1955) y Ransweiler (1967), etc. todos ellos bajo los auspicios de las ideas y trabajos de síntesis realizados por el primer autor en todo el macizo hespérico. A la par y posteriormente, diversos autores españoles abordan la misma temática que, aunque de forma independiente y no tan coordinada, consiguen mejorar y modificar el esquema de Lotze planteando así mis-

mo nuevas cuestiones que profundizan y amplían los temas iniciales: Ramírez y Ramírez (1955), Llopis y Sánchez de la Torre (1963), San José (1970 y 1974), Gutiérrez Elorza y otros (1971), Moreno (1974 a 1978), Gil Cid (1976), Herranz y otros (1977), Brasier y otros (1979), Robardet y otros (1980), Palacios (1963), Gil Serrano y otros (1984), Liñán y otros (1984), Saavedra y otros (1984).

Por último hay que mencionar los trabajos llevados a cabo, en relación con las Hojas geológicas plan MAGNA por el equipo de Ibergesa (in litt.).

Seguidamente se abordan, en sucesivos apartados, los aspectos estratigráficos, estructurales y geomorfológicos ya mencionados.

1 ESTRATIGRAFÍA

Pueden distinguirse tres conjuntos principales separados por dos claras discordancias. Primeramente, las series del Precámbrico terminal y del Cámbrico inferior alcanzan un espesor de más de 2.000 m. hasta la discordancia sárdica correspondiente a la base del Ordovícico. Sobre ésta se desarrollan las series clásticas del Ordovícico inferior y las pizarras del Ordovícico medio aflorante en el núcleo de los sinclínicos, en los cuales la erosión ha hecho desaparecer el resto del Paleozoico presente sin embargo, en otras estructuras análogas en regiones más meridionales. Por último, los sedimentos tipo Raña y diversas formaciones cuaternarias cubren indistintamente todas las litologías y estructuras anteriores, especialmente en el borde septentrional de la Hoja, a partir del cual se extiende la cuenca terciaria del río Tajo.

1.1 PRECÁMBRICO

Sus niveles más bajos afloran exclusivamente en el ángulo suroccidental, lugar en el que ha podido establecerse la siguiente sucesión de tramos y niveles cartografiados en su mayoría:

- Pizarras, grauvacas y areniscas (4) (más de 300 m.).
- Conglomerados (5) y capas colapsadas ("Slumpings") (60 m.).
- Pizarras negras con microlaminaciones esporádicas (6) (150 m.).
- Nivel lentejonar de microconglomerados (7) (10 m.).
- Pizarras bandeadas (8) (80 m.).
- Nuevo nivel de microconglomerados y areniscas lentejonares (7).
- Pizarras bandeadas, pizarras masivas y areniscas grauváquicas-subordinadas y predominantes hacia techo (8).
- Conglomerados con cantos de feldespatos (9).

- Tramo de capas colapsadas o facies desorganizadas.
- Pizarras arcillosas, pizarras bandeadas (8) con un nuevo tramo lentejonar de pizarras negras microbandeadas (6). Hacia techo aparecen diversas intercalaciones de areniscas arcóscicas y microconglomerados con carácter lentejonar (10).

Todo este conjunto corresponde o es correlacionable con las series de tránsito de Lotze (1956), con la Serie Conglomerática de Bouyx (1970) o con el Alcu-diense superior de Tamain (1972), habiendo sido objeto de investigaciones más recientes relativas a su estratigrafía detallada, ambiente sedimentario y edad: Moreno (1975, 1977 y 1978), establece una subdivisión de dicha serie en diversos tramos, planteando así mismo las variaciones laterales de los niveles, todo lo cual le llevó al establecimiento, dentro del Anticlinorio de Valdelacasa y en su flanco norte, de dos niveles muy continuos de paraconglomerados, correlacionables posiblemente con dos olistostromas situados en su flanco sur. Dichos niveles que fueron designados en aquella ocasión como isocronas I y II (considerados en sentido ámplo), tendrían el significado de dos episodios de inestabilidad tectónica, los cuales habrían dado lugar a una sedimentación con alta energía y facies variables según los distintos ámbitos de la cuenca. En el presente trabajo estos niveles o isocromas corresponden a los conglomerados y capas colapsadas (5) y a los conglomerados con feldespato (9), tal como evidencia la continuidad de los mismos hacia occidente, en la Hoja geológica de Sevilleja, y hacia el sur, dentro de la Hoja de Anchuras. En el primer caso el nivel correspondiente a la isocrona I puede seguirse hasta la localidad de Fuentes, lugar en el que fue definido por primera vez Moreno (1974). Posteriormente y en este mismo lugar Herranz y otros (1977) interpretan dicho nivel como el inicio de un nuevo ciclo sedimentario y discordante sobre los materiales infrayacentes. Brasier y otros (1979) realizan el estudio de huellas de planolites encontrados en el mismo nivel así como de otros icnofósiles y discos carbonosos situados en la serie suprayacente correspondiente a las pizarras del Pusa (San José y otros, 1974). Dichos estudios sugieren una edad Vendíense Superior para las pizarras del Pusa situadas por encima del nivel de Fuentes y Vendíense inferior y probable Rifeense para la serie infrayacente.

Recientemente y con la realización de la Hoja geológica de Sevilleja, Montserín, V. (1984) sugiere el carácter de brecha tectónica para el tramo basal del nivel de Fuentes el cual separa dos conjuntos con un comportamiento tectónico aparentemente distinto ya que el inferior aparece en diversas localidades con un plegamiento intenso en tanto que el superior aflora como una serie isoclinal. Sin embargo, dichas diferencias puede ser el resultado de dos estilos tectónicos di-

ferentes. La serie inferior en la que existen numerosos niveles competentes debió de plegarse inicialmente mediante "buckling", el cual evolucionó posteriormente dando lugar a numerosos pliegues de tipo flesural. Por el contrario las pizarras del Pusa se habrían deformado por aplastamiento homogéneo con un desarrollo más intenso de la esquistosidad y en el que los pliegues, próximos al tipo similar, son más escasos y en cualquier caso de más difícil localización.

En el mismo trabajo se aportan nuevas dataciones, realizadas mediante diversas especies de acritarcos, que apuntan una edad Rifense superior-Vendiense, para la serie situada por debajo del nivel de Fuentes.

En base a dichas investigaciones así como las dataciones realizadas dentro de la presente Hoja, la edad de las pizarras, grauvacas y areniscas (4) y de las pizarras (8) queda comprendida dentro del Vendiense.

1.1.1 El límite Precámbrico-Cámbrico

Dentro de esta serie continúa, que en la presente Hoja alcanza niveles superiores a las calizas del Cámbrico inferior, la situación del límite Precámbrico-Cámbrico constituye todavía un problema de datación.

A tal respecto existe sin embargo, ya un cierto acuerdo entre los diferentes autores, según el cual dicho límite debe encontrarse en el seno de las Pizarras del Pusa, es decir, entre el nivel de Fuentes y las Areniscas del Azorejo definidas como tal formación por San José y otros (1974). Ésto resulta del hecho de que los icnofósiles encontrados por Brasier y otros (1971) en la sección del río Uso presentan en gran medida afinidades Cámbrica. Lo mismo ocurre con los acritarcos correspondientes al género Uniporata encontrados en las mismas series y que en la plataforma siberina corresponden al Tommotiense.

Por otra parte, los trabajos recientes de Palacios (1983) arrojan una edad Vendiense inferior alto-Vendiense superior para el Olistostroma del Membrillar, susceptible de correlación a nuestro juicio, con el nivel de Fuentes.

Por último, Liñán y otros (1984) sitúan también el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de las Pizarras del Pusa- "coincidiendo probablemente con la desaparición, en dicha serie, Bavlinella faveolata y de numerosas trazas fósiles indicadoras de una edad Vendiense".

1.1.2 Pizarras, grauvacas y areniscas (4)

Dentro de la Hoja afloran exclusivamente en el ángulo suroccidental, es decir, en las inmediaciones ya de Anchuras. La pequeña extensión y baja calidad de sus afloramientos no han permitido realizar muchas observaciones, aprecián-

dose no obstante el carácter rítmico de las mismas y la existencia de tramos fundamentalmente pelíticos junto con otros con predominancia de capas grauváquicas.

Al microscopio de polarización los tres tipos petrográficos que se encuentran en esta formación (pizarras, grauvacas y areniscas), se presentan constituidos por cuarzo, sericita, clorita y plegioclase, a los que acompañan cantidades variables de minerales carbonosos, opacos o ferruginosos. Como componentes accesorios se encuentran siempre turmalina y circón o, con menos frecuencia, apatito y rutilo. De manera más excepcional, en algunas rocas, pueden observarse también moscovita o biotita detrítica, ésta última más o menos cloritizada.

El metamorfismo que afecta tanto a esta formación como a todas las superiores, del Grupo Paleozoico, es del grado "muy bajo" de Winkler, no existiendo minerales neoformados sino recristalizados, generalmente débiles y simultáneos al desarrollo de las esquistosidades.

La composición mineralógica es en general muy homogénea si se exceptúan los niveles carbonatados, observándose solo variaciones cuantitativas en las litologías.

Las grauvacas están formadas fundamentalmente por microclastos heterométricos de cuarzo anguloso cuyo tamaño máximo no sobrepasa las 300 micras. En menor proporción se encuentran también fragmentos de plagioclase macladas según la ley de la albita y de rocas preexistentes (principalmente liditas carbonosas microcristalinas, pizarras sericíticas o cuarcitas). En algunas rocas, además, se observan láminas muy curvadas de moscovita detrítica. Todo este conjunto de fragmentos está rodeado por una mesostasis micro a criptocristalina, constituida por cuarzo y filosilicatos en proporciones muy variables, en la que se aprecian frecuentemente impregnaciones o diseminaciones ferruginosas y carbonosas. La esquistosidad es de tipo grosero, definida por la moderada o baja orientación preferente de las láminas de sericita que suelen coincidir con la elongación de los fragmentos minerales aplanados. Existe otra dirección de orientación subortogonal a la anterior que en las facies pizarrosas bandeadas se ha podido identificar como una crenulación. La característica principal de las metagrauvacas de esta formación es la extraordinaria abundancia de fragmentos de pizarras que disminuyen o desaparecen en las suprayacentes.

Las pizarras constituidas principalmente por sericita, presentan las mismas esquistosidades y contienen diseminados arena fina o limo de cuarzo.

Las cuarcitas están formadas por cantos de cuarzo y de lidita con tamaño de la arena media. La matriz es en ellas intersticial, débilmente recristalizada y presenta composición sericítica.

1.1.3 Conglomerados y capas colapsadas (5)

A techo del tramo anterior puede seguirse un nivel bastante continuo en el cual aparecen dos niveles de conglomerados separados por tramos intermedios de aspecto caótico y masivo, correspondientes a capas de grauvacas de grano grueso, entre las cuales aparecen algunos "nidos" o porciones más arcillosas con cantos dispersos de cuarzo y arenisca. Los conglomerados aparecen constituidos en su mayor parte por cantos redondos de hasta 10 cm. de diámetro de cuarzo en su mayor parte, encontrándose en pequeña proporción algún otro de areniscas, pizarras y lilitas. El nivel inferior tiene una potencia de unos 5 m. a 6 m. y es de carácter discontinuo. El nivel superior alcanza un espesor de 25 m., dando lugar a una alineación montañosa interrumpida solo por los desgarres posteriores, pudiéndose seguir hasta enlazar con el Nivel de Fuentes, situado ya en el límite de la Hoja de Sevilleja de La Jara.

Las grauvacas, además de tener grano más grueso que en la formación anterior, son más pobres en plagioclasa y sobre todo en fragmentos de pizarra. En algunos clastos de cuarzo se encuentran restos de golfos de corrosión o inclusiones en forma de gota, transformadas en sericita.

1.1.4 Pizarras masivas y pizarras bandeadas (8)

Este potente tramo correspondiente a las pizarras del Pusa, así definidas inicialmente por San José y otros (1974), aflora ampliamente en el cuadrante suroccidental así como en el Anticlinorio del Río Pusa, englobando en su seno diversos tramos y niveles, algunos de ellos, cartografiados al menos dentro del mencionado. Sin embargo, en el Anticlinorio del Pusa aparece como un conjunto monótono y uniforme, lo cual debe ser una consecuencia del afloramiento en este lugar de las porciones más altas, solamente, de este conjunto estratigráfico.

En el sector situado entre Encinacaída (Hoja de Anchuras) y Piedraescrita, la serie pizarrosa aparece interrumpida por un primer tramo de pizarras negras (carbonosas) (6) con microlaminaciones y abundantes cubos de piritita limonitizada, las cuales alcanzan un espesor de más de cien metros acuñaándose sin embargo y con bastante rapidez, tanto al norte como al sur. Dichos materiales deben ser el resultado de una sedimentación anóxica (medio reductor), en un sector de la cuenca situado entre o fuera de los sistemas distributarios que simultáneamente producían la colmatación y relleno de la misma. En este sentido todavía está por realizar la sedimentología precisa de estas series. San José y otros (1974) sugieren, para las mismas, una sedimentación en un medio de baja energía y por debajo del nivel del oleaje, por otra parte y en la sección correspondien-

te al río Uso (Hoja de Sevilleja), Herranz y otros (1977) identificaron, en las porciones basales de la citada serie, facies de turbiditas proximales. En general, el medio de depósito parece somerizarse hacia techo, con la aparición, en el mismo corte, de diversos icnofósiles debidos a artrópodos y por último, huellas de bioturbación, existentes en diversas localidades, a nivel ya de las capas centimétricas de cuarcita en la base de la serie del Azorejo.

Inmediatamente sobre las pizarras negras y al norte de Encina caída aparece un tramo de microconglomerados cuyas condiciones de afloramiento solo permiten deducir la existencia de capas decimétricas masivas y sin granoselección visible, alcanzando el conjunto una potencia de unos 8 m. a 10 m. Aparecen constituidos con fragmentos subangulosos de cuarzo y algunos ocasionales de pizarra negra, asimilables a las series infrayacentes. Presentan matriz pelítica en proporción variable. Este nivel presenta un escaso desarrollo lateral.

Hacia techo continúa la serie a través de pizarras silíceas bandeadas con niveles de slumps, hasta la aparición de un nuevo nivel (7) también lentejónar, de areniscas cuarcíticas de grano grueso que lateralmente pasan a microconglomerados cuarcíticos.

A techo se sitúa un potente tramo de pizarras grises hasta la aparición de las areniscas y del segundo nivel de conglomerados (9) de gran continuidad lateral, correspondiente a la isocrona II (Moreno, 1975). Dichos conglomerados sirven como nivel guía, dibujando diversos pliegues con amplitud kilométrica.

La serie realizada a techo y muro de este nivel en el camino de Anchuras a Piedraescrita, muestra la siguiente sucesión de techo a muro:

- Pizarras grises con bandeo centimétrico ocasional.
- Banco de arenisca masiva con laminaciones a techo (0'5 m.).
- Pizarras grises y pizarras microbandeadas (20 m.).
- Banco de areniscas con laminación paralela (0'5 m.).
- Pizarras grises (60 m.).
- Microconglomerados de clastos subredondeados de cuarzo con fragmentos, algunos idiomórficos, de feldespato. (15 m.).
- Pizarras grises (60-70 m.).
- Areniscas oscuras en capas decimétricas masivas (3 m.).
- Pizarras grises (3 m.).
- Gran banco de grauvaca feldespática con grandes láminas de moscovita y con aspecto masivo, pero cuya base presenta una mezcla de arena y arcilla indicando una base erosiva y con amalgamación de capas.
- Pizarras grises homogéneas.

Sin embargo, otras series realizadas en el mismo tramo presentan bastantes

diferencias con la anterior lo cual es una prueba más de los importantes cambios laterales que tienen lugar dentro de esta formación pizarrosa. Así en el arroyo del Linchero y através de unos afloramientos de mayor calidad que los anteriores, aunque más inaccesibles, se obtiene la siguiente sucesión, de techo a muro:

- Pelitas grises homogéneas
- Grauvacas líticas oscuras, en capas decimétricas, con base y techo planos, laminación paralela y clastos blandos (¿facies turbídíticas B₁?) (15 m.).
- Pizarras bandeadas y areniscas cuarcíticas estratificadas según niveles centimétricos (40 m.).
- Conglomerados con cantos redondos de cuarzo y cuarcita de hasta 5 cm. de diámetro, en el seno de una matriz arenosa (4 m.).
- Pizarras silíceas oscuras con bloques angulosos de grauvacas, cuya dimensión mayor llega a alcanzar más de un metro, y cantos dispersos de cuarzo y cuarcita (¿tramo olistostrómico?) (15 m.).
- Conglomerado de cantos redondeados de cuarzo, cuarcita, grauvaca y lilitas, con diámetro máximo, los primeros de 10 cm. y una matriz grauváquica pelítica de color verdoso y cuya abundancia varía de unos bancos a otros, predominando hacia techo. En la base de uno de estos bancos se encontró un gran bloque de arenisca arcósica equivalente a uno de los niveles lentejonares (7) existentes hacia muro (20-25 m.).
- Pizarras grises y pizarras bandeadas

En suma, esta sucesión representa un medio sedimentario de gran energía, con facies claramente turbídíticas, posiblemente en zonas de canal dentro de un abanico submarino. En la base del nivel más bajo de conglomerados se encuentran grandes huellas de corriente ("flutte-marks"), la mayor de las cuales alcanza el tamaño de una persona. Todas ellas indican una dirección de aporte de norte a sur, teniendo en cuenta, para éllo, la posición actual de las capas.

Dichas características contrastan notablemente con las de primera serie, realizada sin embargo, en el mismo nivel y a una distancia hacia el oeste de unos 2 Km.

En cualquier caso este nivel de conglomerados corresponde a una brusca interrupción de la sedimentación pelítica de las pizarras del Pusa. Por encima del mismo aparece un segundo tramo de pizarras negras con abundantes microlaminaciones (6), cuyo significado y origen todavía es objeto de discusión. Al microscopio estos materiales aparecen como microbandas de impregnación carbonosa o ferruginosa, en el seno de una masa microcristalina formada por sericita, clorita y cuarzo limo, estas pizarras negras afloran ampliamente en el sector comprendido entre Navaltoril y Piedraescrita, formando parte de los respectivos

flancos de una estructura anticlinorial que se extiende de sur a norte. Afloran así mismo al este del Enjambre y a lo largo de la zona de Charnela de otra estructura anticlinal situada a lo largo del río Estenilla.

A techo de estas pizarras negras se ha detectado la existencia de un tramo, con espesor variable, de pizarras y capas finas de composición grauwáquica, intensamente desorganizadas y en las que la S_0 no se distingue en la mayor parte de los casos, o bien sigue un trazo bastante caprichoso. Dichos materiales, localizados 5 Km. al este del Enjambre, así como en las inmediaciones de Navaltoril, pueden interpretarse, bien como un tramo colapsado o un gran slump o bien como facies desorganizadas, probablemente por la acción de movimientos sísmicos actuando sobre acumulaciones de sedimentos aún sin litificar y saturados en agua. En este sentido, el comportamiento plástico de las pizarras negras infrayacentes pudo jugar algún papel decisivo.

El resto de la serie se caracteriza por su uniformidad litológica solamente interrumpida por diversos niveles lentejonares de areniscas arcóscicas y conglomerados cuarcíticos (10), con un espesor máximo de unos 6 a 8 m., intercalados en el seno de una serie de pizarras grises homogéneas, en ocasiones más arenosas y con bandas ferruginosas que permiten deducir la posición de la estratificación. En los casos en los que la esquistosidad aparece muy poco desarrollada, estos materiales afloran en forma de gruesos bancos métricos, con planos de estratificación poco definidos y una superficie de disyunción esférica debida a la meteorización.

1.2 CÁMBRICO INFERIOR

De acuerdo con la discusión planteada en apartados anteriores en relación con el límite Precámbrico-Cámbrico, este período comprendería parte de las pizarras del Pusa y los tramos restantes que se suceden hasta la discordancia Sárdica.

Dichos tramos fueron definidos inicialmente por San José y otros (1974), siendo objeto de estudios posteriores relativos a su sedimentología y edad (Zamarreño y otros, 1976; Perejón y otros, 1976 y San José y otros, 1976). Seguidamente se describe por separado cada uno de ellos.

1.2.1 Areniscas, cuarcitas y pizarras (11).

Dicha sucesión fue definida primeramente por San José y otros (1974) como Areniscas del Azorejo, nombre correspondiente a un arroyo situado en el flanco oeste del Anticlinal del Pusa. En dicho trabajo esta formación se subdividió en diversos términos, los cuales pueden reconocerse sobre el terreno, dentro del o

tado anticlinal, aunque sin la entidad suficiente para su representación cartográfica. Por otra parte y fuera de dicho anticlinal dichas subdivisiones no se mantienen, evidenciándose, sin embargo, importantes cambios laterales dentro de esta sucesión, cuya potencia total alcanza los 600 m.

Basta para éllo analizar comparativamente la serie tipo obtenida en el Anticlinal del Pusa, con la serie levantada en el arroyo del Cosido, Anticlinal del Pusa, de muro a techo:

- Tramo basal de pizarra y grauvacas (150 m.).
- Grauvacas, con intercalaciones pizarrosas, en capas y bancos potentes (130 m.).
- Grauvacas y areniscas con laminaciones cruzadas (60 m.).
- Cuarzitas oscuras con ripples de oscilación, pistas y huellas esféricas atribuidas a organismos no bien determinados: **Astropolithon** (Moreno y otros, 1976) (100 m.).
- Tramo pizarroso (80 m.).
- Calizas de Los Navalucillos.

Arroyo del Cosido (Tramos superiores ausentes debido a la discordancia Sárdica):

- Techo. Discordancia Sárdica.
- Alternancia de capas decimétricas y bancos de cuarzitas y subgrauvacas con pizarras intercaladas (150 m.).
- Cuarzitas oscuras estratificadas en bancos de 0'5 m. (8 m.).
- Finas alternancias de capas centimétricas de cuarzitas oscuras con pizarras (120 m.).
- Cuarzitas oscuras en gruesos bancos (15 m.).
- Tramo pelítico con capas finas arenosas (40 m.).
- Subgrauvacas verdosas y areniscas estratificadas en capas y bancos (80 m.).
- Pizarras del Pusa en contacto brusco con el tramo anterior.

De forma general puede establecerse que dicha sucesión presenta una mitad inferior predominantemente grauváquica y una mitad superior claramente cuarzítica, su medio sedimentario corresponde a aguas muy someras y al nivel de las mareas, como se deduce de la presencia de abundante bioturbación, pistas frecuentes, huellas de oleaje, etc.

En base a la tipología y afinidades de las pistas existentes, Brassier y otros

(1979) proponen una edad Cámbrico inferior para esta misma formación cuarcítica estudiada por dichos autores en localidades más occidentales. Así mismo en la realización de la Hoja de Sevilleja de La Jara se encontraron los icnofósiles:

Skolithos sp.

Rusophycus sp.

Gordia sp.

Planolites sp.

Como indicadores de una edad Tommotiense-Ovetiense.

En lámina delgada las areniscas están formadas por microclastos subangulosos de cuarzo homométrico cuyos tamaños más frecuentes oscilan entre 100 y 200 μ m, rodeados de una mesostasis subordinada fundamentalmente sericítica que a veces forma sombras de presión alrededor de ellos. Existe también una facies petrográfica en la que la matriz está formada casi exclusivamente por un conjunto clorítico diablástico formado a partir de biotita verde. De formas más esporádica, estas rocas presentan también microclastos de plagioclasas o láminas de moscovita detrítica. En general, la esquistosidad es grosera.

Las cuarcitas están formadas por un esqueleto rígido de cuarzo subredondeado del tamaño de la arena fina. Los clastos de cuarzo están unidos por un cemento silíceo recristalizado en continuidad óptica con ellos. Ocasionalmente el cemento es parcialmente ferruginoso o va acompañado de escasa matriz sericítica. Otros minerales presentes en este tipo de rocas y en las anteriores, son turmalina, circón y rutilo. Este último, mucho más escaso y los tres en forma de pequeños y escasos granos redondeados de origen detrítico.

Las pizarras presentan sericita como componente mayoritario y arena fina o limo de cuarzo anguloso, diseminado. Existen algunas facies con alternancia de bandas finas y gruesas y microclastos areniscosos y ferruginosos. La esquistosidad principal está plegada y dá lugar a una crenulación muy poco penetrativa incluso a la escala microscópica.

1.2.2 Calizas, dolomías y pizarras margosas. Calizas de Los Navalucillos (12).

Este lugar ha pasado a ser la localidad tipo para el estudio de la sedimentología, y edad de esta formación carbonatada dentro de los Montes de Toledo. Ello se debe a la calidad y continuidad de sus afloramientos, así como a su fácil acceso.

Esta formación carbonatada alcanza una potencia de unos 130 m. y la sucesión de sus diferentes tramos ha sido establecida a partir de dos afloramientos

desconectados entre sí.

La mayor parte de la serie aflora en la carretera del Robledo del Buey a Los Navalucillos, a solo 1 Km. de esta última localidad. En este lugar se han diferenciado de muro a techo:

- Pizarras verdosas con restos de Trilobites.
- Tramo de limolitas, calizas oolíticas dolomitizadas y calizas con *Arqueociatos* (70 m.).
- Tramo de calizas delomíticas, calizas con Algas y *Arqueociatos*, calizas oolíticas y calizas y limolitas con laminaciones (40 m.).

El techo de la formación puede observarse en las inmediaciones de Los Navalucillos donde se continúan:

- Calizas con algas y bancos de calizas oolíticas con laminación paralela y oblicua (14 m.).
- Calizas y limolitas (6 m.).
- Alternancias de limolitas y pizarras (10 m.).
- Calizas dolomitizadas (10 m.).
- Techo: serie pizarrosa con lentejones de limolitas y calizas.

El medio de depósito de estos materiales corresponde al nivel de las mareas, con algunas fluctuaciones.

En relación con la edad hay que señalar que las dataciones llevadas a cabo por Perejón y otros (1976), en base al estudio de los abundantes *Arqueociatos*, apuntaban una edad Marianiense superior Bilbiliense.

Así mismo, los escasos restos de *Trilobites* recogidos en las pizarras de la base de esta formación fueron asimilados a un Cámbrico inferior alto (Zona 13 de Sduzy) (San José y otros, 1976). Por tanto y según dichas investigaciones la edad de las calizas de Los Navalucillos se situarían en una posición anormalmente elevada por comparación con la edad de la misma formación en la provincia de Córdoba. No obstante y durante el desarrollo de este trabajo el descubrimiento y análisis de nuevos ejemplares de *Trilobites* obtenidos en el mismo afloramiento apuntan hacia una edad más baja (Liñán, com. personal), según la cual la formación carbonatada quedaría comprendida dentro del Ovetiense-Marianiense.

Mineralógicamente están constituidas por calcita o por dolomitas. En el segundo caso el carbonato magnesiano coexiste con términos más ferruginosos del tipo de la siderita. Las impurezas presentes en estos términos carbonatados

Consisten en diminutos granos de cuarzo automorfo y laminillas moscovíticas. También son frecuentes las impregnaciones ferruginosas o exudaciones de este tipo según los planos de exfoliación de los cristales carbonatados.

Texturalmente son calizas cristalinas finas o medias, granoblásticas o con los cristales ligeramente orientados.

1.2.3 Pizarras, limolitas y calizas (13).

Este tramo constituye el techo de la serie del Cámbrico inferior en Los Montes de Toledo occidentales, habiendo sido descrito solamente por Zamarreño y otros (1976) y Moreno (1977). Dicha circunstancia puede derivar de la pequeña extensión y baja calidad de sus afloramientos, al encontrarse exclusivamente en las laderas, cubiertas de derrubios, correspondientes a las elevaciones del flanco occidental del Sinclinal de Valtravieso. En este sector y a lo largo del camino de Solera pueden diferenciarse los siguientes tramos:

Muro: Calizas de Los Navalucillos.

- Pizarras grises homogéneas cubiertas en su mayor parte por coluvión (100 m.).
- Limolitas amarillentas con delgados niveles discontinuos de calizas y carbonatos ferruginosos (50 m.).
- Tramo carbonatado con limolitas subordinadas (8 m.).
- Limolitas amarillentas y con aspecto masivo (10 m.).
- Techo: serie, totalmente cubierta por derrubios, hasta la discordancia de la base del Ordovícico.

Esta sucesión fue obtenida inicialmente por los autores arriba mencionados, los cuales propusieron para la misma el nombre de Formación Soleras.

Dentro de la Hoja de Los Navalmorales, situada al norte afloran también tramos equivalentes a éste y por tanto superiores a las calizas de Los Navalucillos. Así Moreno (1977) encuentra, a unos 5 Km. al SE. de la mencionada localidad, una sucesión de pizarras seguida de areniscas arcósicas que podrían ser equiparables a las de Los Cortijos de Malagón, correlación basada exclusivamente en su posición estratigráfica, dado que dichos niveles no han proporcionado hasta la fecha ningún tipo de fauna.

Los niveles carbonatados de esta formación no difieren textural ni mineralógicamente de los infrayacentes, por lo que no se insiste sobre sus caracteres petrológicos.

Los tramos arenosos presentan clastos de cuarzo del tamaño de la arena media, con forma redondeada o elipsoidal y algunos fragmentos de lilitas o de

cuarcitas. La mesostasis suele encontrarse en menor proporción que los clastos y está constituida por sericita, generalmente orientada. Otros minerales presentes en estas areniscas epimetamórficas son piritita, óxidos de hierro, minerales carbonosos pulverulentos clorita, turmalina y circón. De manera más excepcional se presenta la plagioclasa, dando lugar a facies arcósicas.

En los tramos pizarrosas llega a desarrollarse una esquistosidad del tipo de las pizarras. Corresponden casi siempre a una masa sericítica orientada preferentemente y salpicada de microlechos de minerales opacos amorfos o de granos angulosos de cuarzo del tamaño del limo medio.

1.3 ORDOVÍCICO

Aparece constituido por una serie transgresiva, predominantemente cuarcítica, hasta la sedimentación de las pizarras con Calymene del Llandeilo. La base de la misma corresponde a una única discordancia angular y cartográfica (discordancia Sárdica), al menos para toda la región correspondiente a Los Montes de Toledo y Sierras de Cáceres, donde sin embargo Lotze (1956) supuso la existencia de una primera discordancia de las "Capas intermedias" sobre el Precámbrico-Cámbrico (discordancia Toledánica) y de una segunda situada entre dichas capas intermedias y la Cuarcita Armoricana, (discordancia Ibérica).

Trabajos posteriores (Martín Escorza, 1977), (Moreno y otros, 1976 y Moreno, 1977) pusieron de manifiesto la existencia de una sola discordancia situada, no directamente bajo la Cuarcita Armoricana sino en la base de la serie púrpura y conglomerática establecida inicialmente por Bouyx (1970) en el Valle de Alcudia.

1.3.1 Conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras (14 y 15).

En la base de esta serie aparece un tramo de pudingas (14) con carácter discontinuo, pero con la suficiente entidad para su diferenciación en la cartografía. Dicha pudinga aparece constituida por cantos y bloques, bien redondeados, de cuarcitas procedentes de la erosión, fundamentalmente, de las areniscas y cuarcitas de la serie del Azorejo, tal como lo atestigua la composición de dichos clastos.

Dicho nivel presenta buenos afloramientos en la carretera de Los Navalucillos a Robledo del Buey, entre los puntos Kilométricos 8 y 9, en el extremo meridional del Anticlinal del Pusa y a lo largo de una fractura (N75°E) que atraviesa el Morro del Raso. Así mismo aflora ampliamente en ambos flancos del Anticlinal de Sierra Majana, así como en diversas elevaciones montañosas de la mitad occidental de la Hoja.

En la serie cuarcítica situada hacia techo (15) son frecuentes las laminaciones

paralelas y cruzadas, con capas de base canalizada y ripples de tipos diversos, siendo también abundantes las estructuras orgánicas (**Crucianas y Skolithos**).

Sedimentológicamente la pudinga basal representa un medio de alta energía correspondiendo probablemente a un sistema de abanicos litorales, o bien en medio continental todavía, que fosilizarían un suave paleorrelieve. Hacia techo decrece el tamaño de grano pasando a una sedimentación de llanura intermareal con abundante bioturbación.

La distribución de icnofósiles en esta formación fue interpretada por Moreno y otros (1976) como característica de una edad Tremadoc. No obstante otros autores plantean la posibilidad de que parte de la serie represente un hipotético Cámbrico superior (San José, 1974).

El espesor total de esta serie puede estimarse en unos 600 m. con algunas variaciones laterales.

Al microscopio, los conglomerados presentan esqueleto quebrantado, estando constituidos por fragmentos subredondeados y bien rodados de cuarzo y de cuarcita ferruginosa. La matriz que los une es una arena media de cuarzo anguloso con mesostasis cuarzo sericítica microcristalina unida a escaso cemento ferruginoso. En algunos fragmentos de cuarzo se observan restos de golfos de corrosión o inclusiones sericíticas redondeadas.

En las alternancias inferiores, las rocas corresponden petrográficamente a cuarcitas sericíticas, metareniscas, cuarzo-sericíticas y matarcosas. Los dos primeros tipos están formados por microclastos de cuarzo anguloso de 150 m.de tamaño medio y mesostasis sericítica o cuarzo-sericítica intersticial a dominante. En los términos más cuarcíticos, se distingue un cemento silíceo intersticial que recristaliza en continuidad cristalográfica con los clastos. Las facies arcóscicas presentan un tamaño medio aún más fino que todas las rocas anteriores estando constituidas por clastos de cuarzo y de feldespato potásico, con matriz sericítica intersticial a subordinada. En el cuarzo no se encuentran los caracteres volcano-génicos que se observan en los conglomerados pero en cambios los feldespatos potásicos, además de estar maclados presentan un acusado carácter idiomorfo indicador de un grado de transporte muy bajo a nulo. El aspecto macroscópico de todas estas rocas detríticas epimetamórficas es el de una pizarra arenosa. Los términos exclusivamente pelíticos son raros pues, en general, siempre tienen diseminado cuarzo o feldespatos del tamaño de la arena fina.

1.3.2 **Ortocuarcitas. Cuarcita Armoricana (16).**

Esta formación presenta una gran continuidad lateral siendo el condicionante litológico más importante en la elaboración del relieve de la zona.

La serie se compone de capas y bancos de cuarcitas blanco-grisáceas, muy

recristalizadas y homogéneas pero que en ocasiones presentan también abundantes laminaciones paralelas y oblicuas con estratificación lenticular y ripples de oscilación.

Su espesor se sitúa alrededor de los 400 m. para la mayor parte de la Hoja, no obstante se detecta una reducción de las mismas hacia el extremo nororiental.

Representa, así mismo un horizonte cronoestratigráfico de edad Arenigiense en base a las dataciones realizadas no sobre la misma formación, sino sobre los tramos situados hacia techo. En su seno son frecuentes, no obstante, las pistas de **Crucianas goldfussi y furcifera**, características del Arenigiense.

Su sedimentación tuvo lugar en un medio mareal y sin interrupciones en la misma, dándose secuencias de capas y bancos identificables como barreras costeras generadas por corrientes de marea.

Tanto la base como el techo de esta serie cuarcítica tienen un carácter gradual, siendo por tanto difícil de establecer límites precisos para la misma.

Microscópicamente esta formación cuarcítica es muy similar a la infrayacente. Las rocas están formadas por clastos de cuarzo de 150 m. de tamaño medio, homométricos y de formas muy variadas. Alrededor de ellos se presenta una matriz sericítica o un cemento silíceo que recristaliza en continuidad cristalográficamente, siendo la variabilidad de las proporciones de cemento o matriz la única diferencia entre las muestras estudiadas. Impregnaciones ferruginosas pueden observarse con relativa frecuencia como así mismo concentraciones algo anómalas de pequeños granos de circón, turmalina y rutilo.

1.3.3 Cuarcitas y pizarras alternantes (17)

En continuidad con el tramo anterior y siguiendo una disposición gradual, aparece una alternancia de cuarcitas y pizarras con una disminución hacia techo de potencia y proporción de las capas cuarcíticas.

Los afloramientos están localizados prácticamente en las áreas antes mencionadas de la Cuarcita Armoricana. Ocupa la mayor parte del núcleo del Sinclinal del arroyo de Valtravieso, así como los flancos del Sinclinal de Río Estera y del Sinclinal del Chorro. También se sitúan formando el cierre periclinal de La Sierra de las Particiones.

Litológicamente se trata de una formación de protocuarzitas pardas bastante compactas, areniscas de grano medio a fino y pizarras sericíticas de tonos ocre-violáceos que revisten caracteres petrográficos muy similares a los de las dos formaciones infrayacentes.

A muro son más frecuentes los tramos cuarcíticos, los cuales van disminuyendo hacia techo, donde los tramos pizarrosos son predominantes.

La potencia estimable de esta formación es de unos 400 metros aproximada-

mente.

Se puede observar en esta formación abundantes ripples y estructuras de carga, así como laminaciones paralelas y cruzadas.

Se les atribuye edad Arenigiense, en función de las cruzianas encontradas y la datación de los niveles inferiores de la serie pizarrosa superior.

La sedimentación, que corresponde a un medio mareal, nos marca un ligero aumento de la profundidad.

1.3.4 Pizarras con Calymene (18 y 19).

En continuidad con la serie anterior aparece una serie casi exclusivamente pizarrosa de color gris-verdosa que por alteración adquiere tonalidades pardorrojizas. Aflora en el núcleo de los sinclinales más importantes (Valtravieso, Las Becerras y extremo occidental del Sinclinal de Navas de Estera-Retuerta del Bullaque).

Hacia la base de esta formación se ha podido delimitar un tramo de areniscas y cuarcitas oscuras (19), de unos 10 m. de potencia, que produce algunos resaltes topográficos, razón por la cual se ha diferenciado cartográficamente, en los lugares donde ha sido posible, como un nivel guía.

Salvo esta intercalación, el resto de la serie presenta un carácter muy monótono, acentuado por el desarrollo, bastante general de la esquistosidad.

La edad de estos materiales corresponde al Llanvirn-Llandeilo, tal como lo atestigua la abundante fauna recolectada, durante el desarrollo de este trabajo, así como las dataciones anteriores efectuadas en localidades limítrofes por Gil Cid y otros (1973) y Gil Cid y otros (1976).

Al microscopio están constituidas por abundante sericita con arena fina o limo de cuarzo diseminado. La abundancia de minerales carbonosos es determinante de la coloración macroscópica que caracteriza estas rocas.

1.4 PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO

1.4.1 Bloques, cantos, limos y arcillas. Raña. (Glacis de vertiente) (20) y Cantos, arenas y limos. Raña (Conos aluviales) (21).

Los depósitos postpaleozoicos más importantes de la Hoja están constituidos por las "Rañas".

Sus principales afloramientos se sitúan en el borde norte de la Hoja, al pié de los relieves de Las Sierras del Barrilón, Hormo, Aceral y Puerco, que conforman el frente morfológico entre Los Montes de Toledo y el Valle del Tajo.

Están constituidas por acumulaciones de cantos y bloques cuarcíticos con matriz areno-limosa roja o amarillenta en proporción variable. El tamaño de los

clastos y el índice de redondez varía en función de la proximidad o lejanía de los frentes morfológicos a partir de los cuales se desarrollan estos depósitos, siendo los materiales más gruesos y angulosos en las zonas proximales.

Su espesor rara vez sobrepasa la quincena de metros, siendo el más frecuente el comprendido entre 5 y 10 metros.

Los clastos se presentan siempre en contacto (clast-supported). Tanto la facies sedimentológica, como la expresión geomorfológica de la Raña, nos indica que se trata de grandes conos o abanicos aluviales formados por la amalgamación de canales **braided**.

Existe una clara continuidad morfológica entre los depósitos de los conos (21) y las vertientes de las sierras determinada por un glacis de vertiente o coluvial (20) sincrónico con la etapa de aluvionamiento. Estos coluviones están formados por cantos y bloques heterométricos de cuarcita, más gruesos que los de los abanicos, empastados en una matriz areno-arcillosa con abundantes rasgos de hidromorfismo.

Las Rañas (21) presentan superficialmente un planosuelo en el que destaca un horizonte de gravas cuarcíticas, de 2 a 4 cms. de diámetro, con pátina ferruginosa, que corresponde a un epipedión areno-limoso de color gris rico en materia orgánica. En profundidad aparece un horizonte B prismático, rojo intenso o rojo amarillento y más abajo rasgos de hidromorfismo, con cantos decolorados y abigarramientos en la matriz por hidrataciones y ferruginizaciones (gleyzaciones).

La edad de la Raña se sitúa en los -2 y -2'5 millones de años próxima al límite entre el Plioceno superior y el Pleistoceno.

1.5 CUATERNARIO

Se han diferenciado diversos depósitos cuaternarios constituídos por materiales detríticos de escaso espesor. Los coluviones (21) y Terrazas (23 y 24) se asignan al Pleistoceno y Los Canchales (25), Conos de deyección (26) y Aluviales (27) al Holoceno.

1.5.1 Arcillas y limos con cantos. Coluviones (22).

Tapizan las vertientes de las sierras paleozoicas y las vertientes de las mesas constituídas por las Rañas.

Están formados por cantos y gravas poligénicas, predominantemente cuarcíticas con matriz arcillo-limosa con arena dispersa.

Suelen presentar un horizonte superior, de potencia decimétrica y excepcionalmente métrica, de cantos angulosos bajo el cual se desarrolla un horizonte

textural rojo con pocos cantos que yace sobre un encostramiento u horizonte cálcico.

1.5.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas (23 y 24).

Las terrazas aparecen en los valles de los ríos Fresnedoso y Estena, desarrollándose sobre materiales pizarrosos del límite Precámbrico-Cámbrico y Ordovícicos, fácilmente erosionables, que han permitido el encharcamiento y construcción lateral de los valles.

Están formados por gravas poligénicas, redondeadas, de cuarzo, cuarcita y pizarra con matriz areno-limosa.

1.5.3 Cantos cuarcíticos. Canchales (25).

Aparecen en las vertientes de las sierras formadas por materiales cuarcíticos y conglomeráticos de edad Ordovícico inferior.

Están constituidos por cantos y bloques angulosos predominantemente cuarcíticos y areniscosos, sin matriz. Se disponen en forma de "tapiz" y recubriendo las laderas. Destacan el terreno por su coloración gris y la ausencia de vegetación. Proviene de la alteración mecánica de las cuarcitas debida a los fenómenos de crioclastismo.

1.5.4 Bloques, gravas, arenas y limos. Conos de deyección (26).

Se han diferenciado en la cartografía algunos conos de deyección de origen fluvio torrencial, situados en las salidas de pequeños arroyos y barrancos.

Son de variada litología en función de las características del sustrato de la cuenca de recepción.

1.5.5 Gravas, arenas y limos. Aluviales (27).

Se han distinguido en el mapa los depósitos de fondo de valle de algunos arroyos y ríos, cuando éstos presentan una extensión superficial apreciable. (ríos Fresnedoso, Sanguesa y Esterilla y arroyo del Valle de los Castaños).

Están formados fundamentalmente a partir de los materiales de la Raña y coluviones a los que se incorporan las litologías de las formaciones por las que discurre el cauce.

Los cantos y gravas aparecen bien rodados, predominando las cuarcitas. La matriz areno limosa presenta coloraciones gris-claro en ocasiones débilmente enrojecida.

2 TECTÓNICA

La evolución tectónica de la zona comprendida dentro de la Hoja geológica de Espinoso del Rey es lógicamente análoga a las regiones colindantes, situadas dentro de la rama Centro Ibérica del macizo hespérico. Es común a todas ellas la existencia de al menos una deformación prehercínica (fase sárdica), la cual dió lugar al plegamiento y erosión de las series anteordovícicas y por tanto a la discordancia de la base del Ordovícico, correspondiente a la discordancia Ibérica de Lotze (1956). Durante la deformación hercínica tuvo lugar una primera fase de deformación, o fase principal, durante la cual se produjo un plegamiento a todas las escalas y la génesis de una esquistosidad con desarrollo variable según los diferentes sectores. Posteriormente, las fases tardías o fases posteriores presentan una geometría y distribución variable de unas regiones a otras, lo cual ha condicionado, en cierta medida, una falta de acuerdo entre los diferentes autores, en relación con este tema.

En el área correspondiente a esta Hoja geológica se pone de manifiesto la existencia de una segunda fase de deformación, muy débil y poco penetrativa. Sin embargo, en las regiones más occidentales, entre estas dos fases, tuvo lugar una etapa o fase intermedia, durante la cual se generó una esquistosidad subhorizontal, crenulando y plegando a la esquistosidad principal de primera fase (Moreno, 1977). Al sur de Peraleda de San Román esta segunda esquistosidad es claramente crenulada y plegada por la segunda fase tardía registrada dentro de la presente Hoja, por lo cual y si consideramos el conjunto de la cadena, esta fase no sería propiamente la segunda, sino una tercera fase claramente posterior a las anteriores.

Finalmente tuvo lugar una importante etapa de fracturación bajo un régimen de fallas en dirección que alteró notablemente la estructuración anterior.

2.1 FASE SÁRDICA

Si restituyésemos hasta la horizontal las series clásticas del Ordovícico inferior, las series anteordovícicas adoptarían una disposición según grandes pliegues con una longitud de onda kilométrica, con flancos cuyo buzamiento oscilaría entre 10° y 40° , truncados todos ellos por la superficie correspondiente a la discordancia Ibérica (Fig. 1). Tal conclusión deriva de la mera observación de la discordancia angular existente en los diferentes flancos de los grandes pliegues hercínicos de primera fase, situados en la mitad oriental de las Hojas de Espinoso del Rey y de Anchuras (Moreno, 1977). Tal es el caso del Anticlinorio del Pusa, Anticlinal de La Sierra Majana y Sinclinal de Valdetravieso, situados dentro de la presente Hoja, así como el de otros pliegues análogos localizados ya en la Hoja de Anchuras. En todos los casos las relaciones angulares entre las series

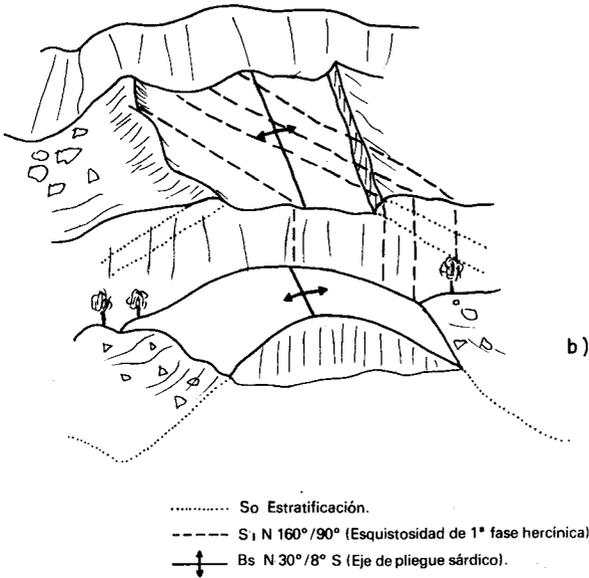
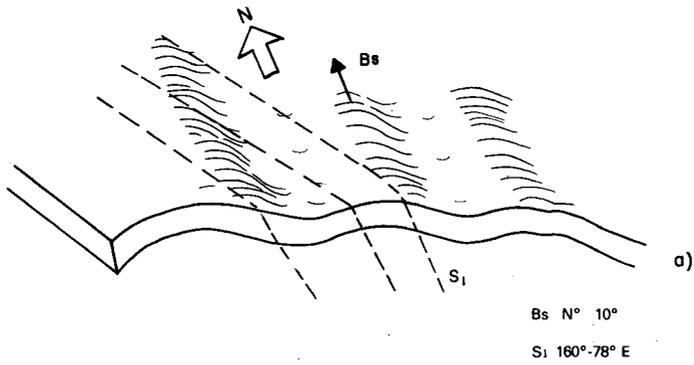


Fig. 1.-Relación entre la esquistosidad hercínica y zona de Charnela de posibles pliegues sárdicos. a) 700 m al Sur de Piedra Escrita y b) 1 Km al Norte de Navaltorit.

suprayacentes e infrayacentes en relación a la discordancia, permiten deducir la existencia previa de los mismos pliegues con anterioridad a la deformación hercínica, de forma que algunos de los grandes pliegues hercínicos de estos sectores son aproximadamente homoaxiales con pliegues sárdicos anteriores, habiendo derivado del apretamiento y acentuación de los mismos.

Conviene recalcar que ambas fases son solo aproximadamente homoaxiales, ya que a escala de afloramiento e incluso en los sectores más orientales, donde se dan las relaciones mencionadas, se observan numerosas lineaciones de intersección (L_0^1) y ejes de micro y mesopliegues con fuertes inversiones, lo cual no tendría lugar en el caso de que las dos fases fuesen estrictamente homoaxiales. De hecho la dirección de la esquistosidad y de los pliegues hercínicos de primera fase presentan, dentro de la Hoja, direcciones que oscilan entre N. 20° al oeste y WNW-ESE., en tanto que algunas charnelas sárdicas, identificadas como tales, aparecen con una dirección submeridiana (Fig. 1).

Las charnelas sárdicas aludidas han sido localizadas a 700 m. al sur de Piedraescrita y a un Kilómetro al norte de Navaltoril. En ambas localidades se observan diversos pliegues con eje subhorizontal, en los cuales la esquistosidad de primera fase hercínica es claramente oblicua a los mismos, con un ángulo de unos 30° en el primer caso y otro ligeramente menor en la segunda localidad. La posición subhorizontal de éstas charnelas es el resultado de su localización en zonas de cresta de pliegues mayores de primera fase hercínica.

Por otra parte, se dan extensas áreas en las que la relación entre la esquistosidad hercínica y la estratificación implican también una inclinación o plegamiento de las series anteordovícicas con anterioridad a la génesis de la primera, pero en este caso la dirección de estos movimientos resulta ser diferente a la de los grandes pliegues y charnelas ya mencionadas. Estas relaciones se producen en el seno de las pizarras del Pusa o en las cuarcitas de la Formación Azorejo, por lo cual no cabe su atribución a movimientos de edad Precámbrica sino, en cualquier caso, posterior.

El esquema cartográfico de la Fig. 2 resume las observaciones realizadas en este sentido, poniéndose de manifiesto como en diversas localidades, situadas entre El Robledillo y Robledo del Buey, la dirección de la esquistosidad llega a ser perpendicular a la de la estratificación, de forma que los ejes de los pliegues menores hercínicos y las lineaciones de intersección (L_0) presentan una inmersión equivalente al buzamiento de las capas. Dichas relaciones se mantienen en áreas bastantes extensas, como se ha dicho, a partir de las cuales y de manera progresiva, las capas giran hasta alcanzar una dirección subparalela a la esquistosidad y donde las lineaciones de intersección y ejes de pliegues aparecen ya en posición subhorizontal. Sin lugar a duda dichas áreas deben corresponder a zonas de

flancos, o, quizá, flexiones monoclinales, cuya dirección oscila entre N 20° a N 70° al E. En la mencionada figura, se han estudiado, de forma meramente tentativa, diversos ejes de posibles pliegues sárdicos, teniendo en cuenta para éllo los cambios observados en el sentido de la inmersión, o el buzamiento en las capas con direcciones "anómalas". (Zona situada entre Robledillo y Piedraescrita). Al sur de Robledo del Buey aparece una zona bastante amplia en la que las capas presentan direcciones N.70° E. y buzamiento al N., situación que se mantiene a través de un espesor considerable de serie sin que éste tenga su equivalente en su escasa continuidad lateral.

De esta manera estas localidades resultan ser muy apropiadas para la realización de un estudio de detalle (cartografía y toma de medidas) que podría aportar datos más precisos sobre las zonas de aparición y quizá, geometría y mecanismo generador de este plegamiento.

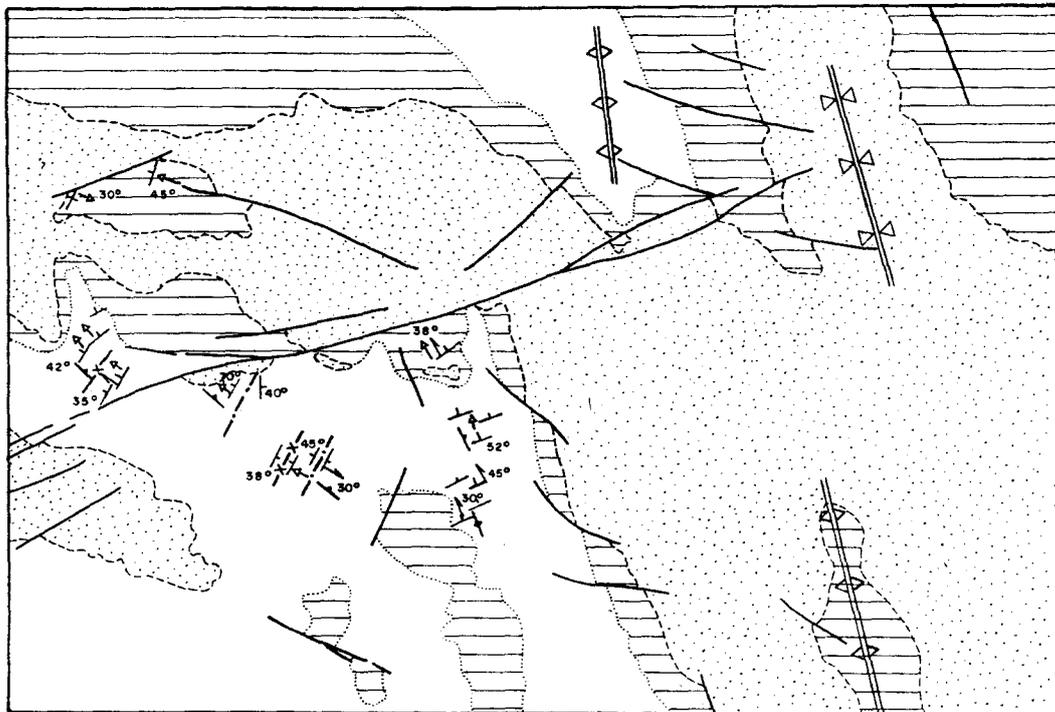
Posiblemente y tal como se deduce de la escasa continuidad lateral de las relaciones observadas, es posible que dicho plegamiento sea estrictamente el resultado de una fase de acortamiento, pudiendo haber seguido pautas bastante complejas, en relación con una tectónica de bloques, en una fase distensiva, o bien en relación con zonas de desgarre, circunstancia que podría explicar satisfactoriamente la escasa continuidad lateral de los fenómenos aludidos.

En el Anticlinal del río Pusa ya se ha señalado la existencia de lineaciones de intersección con fuertes ángulos de inmersión, aunque, sin embargo, en ningún caso las capas llegan a desviarse ostensiblemente de una dirección submeridiana.

En suma la deformación de las series preordovícicas dieron lugar por un lado, a la formación de grandes pliegues con direcciones norteadas, y por otro a flexiones o inclinaciones de las capas y posiblemente también plegamiento con direcciones variables que oscilan entre N 20° E. y N 70° E. Dicha situación puede ser el resultado de un único episodio de movimientos según direcciones variables (¿movimiento diferencial de bloques corticales en un régimen distensivo?), o bien haberse producido en dos etapas separadas en el tiempo.

Solamente la realización de estudios detallados (aplicación del método de las isógonas (Elliot, 1968) podrían precisar la hipótesis de trabajo mencionadas.

En relación con este tema diversos autores han señalado la existencia de plegamiento sárdico afectando a las series anteordovícicas. Así, Oen ing Soen (1970) y Ribeiro (1974) pusieron de manifiesto la existencia, en el norte de Portugal, de grandes pliegues sárdicos con dirección aproximadamente perpendicular a las estructuras hercínicas. El segundo de los autores dedujo que la geometría de los mismos correspondería a la de "box folds", o pliegues de cofre, resultan-



LEYENDA

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Ordovícico. |  | Dirección y buzamiento de capas. |
|  | Cámbrico Inferior. |  | Ejes de pliegues de 1ª Fase. |
|  | Precámbrico Terminal Cámbrico Inferior. |  | Lineaciones de intersección L. |
|  | Contacto concordante. |  | Esquistosidad de 1ª Fase hercínica. |
|  | Contacto discordante. |  | } Posibles anticlinales y sinclinales prehercínicos. |
| | |  | |
| | |  | Sinclinorio sárdico. |

Fig. 2.- Posición anómala de la S_0 en el anteordovícico y su relación con el ángulo de inmersión de lineación y pliegues de 1ª Fase hercínica. (Explicación en el texto).

tes de la adaptación de las series anteordovícicas al movimiento de diferentes bloques corticales en un régimen distensivo.

Posteriormente Lefort y Ribeiro (1980) relacionan dicho plegamiento con la actuación de una banda de desgarre derecho a lo largo de la zona Centro Ibérica.

Las investigaciones realizadas en el lado español de los afloramientos del esquistos grauváquico (Moreno, 1977; Rodríguez Alonso, 1979; equipo de Ibergesa in litt. etc) ponen también de manifiesto la existencia de un plegamiento de edad anteordovícica. Así mismo Martín Herrero (1978) y Roiz (1979) señalan la existencia de sendas charnelas de edad sárdica en las proximidades del Río Alburquerque y en el valle del río Tierteafuera, respectivamente. Así mismo se evidencia la existencia de amplios sectores, dentro del anteordovícico, en los que no se produjo plegamiento sárdico, tal es el caso del macizo de Las Villuercas (Moreno, 1977) o la zona de Salamanca (Díez Balda, 1982). No obstante recientes investigaciones en curso apuntan también hacia la existencia de una deformación bastante penetrativa durante el Precámbrico terminal ("Proyecto Hespérica". Minas de Almadén).

2.2 PRIMERA FASE HERCÍNICA O FASE PRINCIPAL

Esta fase es generadora de plegamiento, a todas las escalas, con esquistosidad de plano axial. Con posterioridad o tardíamente en relación a la misma tuvo lugar una etapa de fracturación correspondiente a diversas fallas en dirección y superficies de cabalgamiento de escasa importancia.

El plegamiento tuvo lugar mediante flexo-deslizamiento en los tramos competentes y aplastamiento en los incompetentes, generándose simultáneamente una esquistosidad de plano axial con desarrollo variable, en ocasiones muy débil y apenas perceptible en el afloramiento (incluso sobre litologías favorables).

El plegamiento de las series cuarcíticas se inició mediante un doblamiento o "buckling", acompañado en algunos casos de la formación de cuñas y pequeñas imbricaciones entre capas individuales (ver Fig. 3). En muchos casos, como el de la figura mencionada, el plegamiento no regresó más allá de esta etapa inicial. En otros, los pliegues presentan un mayor desarrollo, apareciendo casi siempre con forma asimétrica, del tipo flanco corto-flanco largo, propia de los pliegues menores situados en los flancos de pliegues mayores (paraje de las Hiedras, Cta. de Robledo de Buey-Los Navalucillos, Kilómetros 11 a 13). En las series ordovícicas sus ejes aparecen en posición subhorizontal, o bien con inversiones variables, preferentemente hacia el SE., cuyo ángulo llega a ser de 30°, lo cual sería el resultado del plegamiento y fracturación vinculados a las fases tardías.

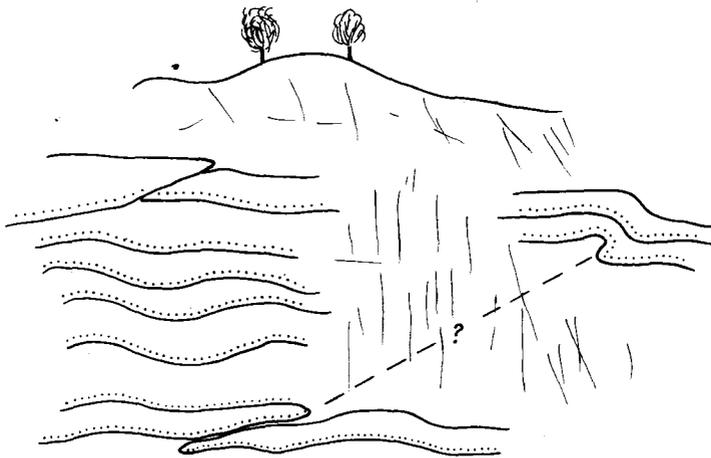


Fig. 3.-Plegamiento incipiente ("buckling") con formación de cuñas y en las series cuarcíticas de las alteraciones superiores a la cuarcita Armoricana. (Río Pusa, paraje de la Puilla).

En las series anteordovícicas los pliegues observados en las series cuarcíticas del Cámbrico inferior, o en algunos niveles competentes más bajos, aparecen con dirección siempre paralela a la de la esquistosidad pero con ángulos de inmersión, preferentemente al NW., equivalentes al del buzamiento previo de las capas involucradas.

La esquistosidad, como se ha dicho, presenta un desarrollo muy variable, dependiendo no sólo de la litología sino también del sector que se considere. Así en los niveles cuarcíticos nunca llega a ser visible, detectándose al microscopio como una esquistosidad espaciada sin orientación preferente de los minerales y componentes más gruesos y con la aparición de algunas micas y acumulaciones de óxidos en las superficies de esquistosidad.

En algunos sectores de los afloramientos correspondientes a los materiales pizarrosos, la esquistosidad llega a constituir un "slaty cleavage" que al microscopio se manifiesta por la orientación preferente de todos los minerales planares que contiene la roca. En este caso la clorita y el cloritoide, resultantes del débil metamorfismo regional, aparecen orientados de acuerdo con dicha esquistosidad.

A escala cartográfica, su dirección y buzamiento presentan algunas variaciones. La Fig. 4 recoge dichas variaciones, indicando además los sectores en los que su desarrollo es tan débil que no llega a ser perceptible a simple vista. En este sentido cabe señalar que tanto algunas localidades, situadas dentro de la Hoja de Espinoso del Rey, como otras muchas existentes dentro del extremo oriental de la zona Centro Ibérica (valle del río Tierteafuera, Abenojar; valle del río Bullaque, etc.) deben de corresponder a un nivel estructural muy próximo al frente superior de esquistosidad en relación con esta fase de deformación.

Dentro de la presente Hoja dicha esquistosidad aparece, en la mayor parte de los casos, con un buzamiento de 85° a 50° NE., lo cual es indicativo de una débil vergencia hacia SW. En algunos casos dicha posición se ve alterada debido a la actuación de fracturas y cabalgamientos posteriores, tal es el caso de la zona correspondiente al cabalgamiento de la Toledana, como se verá más adelante.

Por otra parte tanto su dirección como la de los grandes y pequeños pliegues generados durante esta fase presentan una virgación, o giro izquierdo, en relación, aparentemente con la actuación del gran desgarre izquierdo, que con dirección N 70° E. cruza prácticamente la totalidad de la Hoja.

De esta manera las estructuras (pliegues y esquistosidad), con dirección NNW-SSE. en la mitad sur de la Hoja, giran progresivamente hacia el norte hasta situarse según la dirección WNW-ESE. Sin embargo es muy posible que dicho giro no esté estrictamente vinculado con este desgarre tardío, ya que, por ejemplo, el Sinclinal de la Sierra de Sevilleja-Piedraescrita, situado al sur del des-

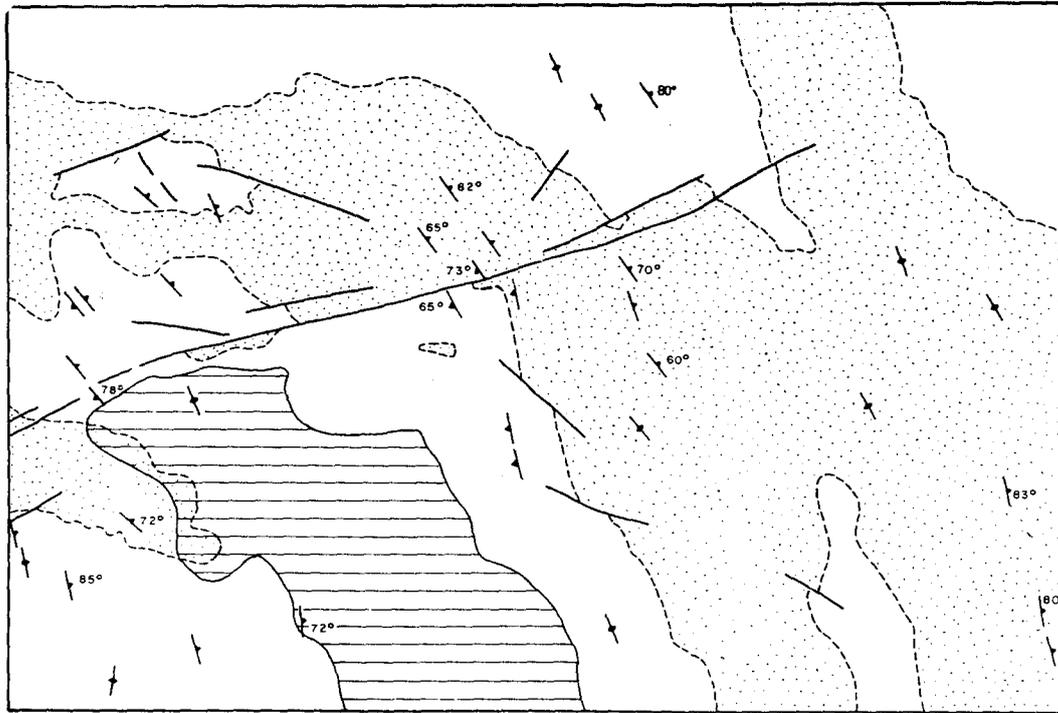


Fig. 4

garre mencionado, pertenece ya a la rama septentrional de la virgación. Por ésto dicha fracturación tiene que ser posterior a la virgación y ésta puede ser sincrónica a la actuación de numerosas fallas de desgarre (NW-SE.) también izquierdas, durante las últimas etapas de esta primera fase de deformación.

Dichas fracturas presentan un desarrollo longitudinal de unos pocos kilómetros y en relación con las mismas se han detectado algunos mesopliegues de arrastre como indicadores de un movimiento relativo izquierdo. En el Sinclinal de Valtravieso, dichas fracturas son oblicuas a dicha estructura, produciendo desplazamientos relativos en el mismo sentido. En el sector correspondiente a Navaltoril y Piedraescrita estas fallas presentan una longitud siempre inferior a los tres Kilómetros, apareciendo rellenadas por vetas y filones de cuarzo. Esta circunstancia, junto con la presencia de pliegues de arrastre, son indicadoras de una deformación frágil-dúctil de los materiales pizarrosos involucrados.

Julivert y otros (1983) han señalado la existencia de fracturas análogas en El Macizo de las Villuercas, relacionándolas con la evolución tardía de la deformación de la primera fase, durante la cual los pliegues iniciales fueron compartimentados en multitud de segmentos, en los cuales los tramos competentes actuaron como macroboudines romboidales, cuyo giro simultáneo dió lugar al estiramiento y giro izquierdo, en planta, de dichos pliegues.

A escala de la cadena esta etapa de fracturación sería acorde con el modelo propuesto por Matte y Ribeiro (1975) para explicar la génesis de la virgación ibero-armoricana, durante la cual estos sectores habrían experimentado movimientos relativos en la horizontal, izquierdos.

2.3 FASE DE CABALGAMIENTOS

Esta fase, ámpliamente desarrollada en otros sectores del hercínico peninsular, reviste, sin embargo escasa importancia en la zona centro-Ibérica. Dentro de la Hoja tiene su expresión en la existencia de dos superficies de cabalgamiento, situadas en los dos flancos del Sinclinal de las Becerras. La continuidad de las mismas se ve interrumpida y enmascarada por la actuación de los desgarres posteriores (N70°E.) y de otras fracturas con dirección variable. En el flanco norte del citado sinclinal, en las inmediaciones de Las Casas de la Canaleja, se ha observado la superficie del citado cabalgamiento con un buzamiento de 30°N., a través de la cual la serie cuarcítica del Tremadoc cabalga y cubre a la Cuarcita Armoricana. Paralelamente se observan numerosas zonas de charnela anticlinales, indicando la actuación de importantes transposiciones en relación con dicho cabalgamiento. Dichos pliegues y transposiciones indican una fuerte vergencia al SW.

En el flanco meridional del mismo sinclinorio se observa, cartográficamente, una gran fractura con dirección NW-SE., con movimiento relativo en la horizontal izquierda pero que posiblemente pudo actuar también como cabalgamiento o falla inversa con vergencia al NE., ya que pese a que no se han encontrado afloramientos de su superficie o zona de fractura, ésta aparece jalonada en algunos puntos por "láminas" de Cuarcita Armoricana que podrían tener el significado de pinzaduras emplazadas en la superficie de cabalgamiento, la cual llega a poner en contacto las series del Tremadoc con las pizarras con Calymene del Llandeilo. Por otra parte en el río Pusa, cerca de su confluencia con el arroyo del Cosido, es decir, a techo de esta fractura la S_0 y S_1 correspondiente a las capas cuarcíticas de la formación Azorejo, aparecen afectadas por pliegues asimétricos de pequeño tamaño y con vergencia al NE.

De esta manera el Sinclinal de las Becerras queda configurado como una peculiar estructura con vergencias centrípetas hacia el núcleo del mismo, en la que los dos cabalgamientos descritos podrían corresponder a un sistema conjugado resultante de una etapa de acortamiento en la misma dirección que la correspondiente al plegamiento de primera fase.

En relación con estos movimientos se habrían generado también algunos pliegues asimétricos con vergencia al SW. que doblan la esquistosidad en las inmediaciones del Km. 13 de la carretera de Los Navalucillos a Robledo del Buey, así como una de falla inversa con vergencia al NE. localizada a la altura del Km. 14'5 de la misma carretera (ver Fotos).

2.4 SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN

Esta fase se materializa por aparición de pequeños pliegues con geometría muy abierta, cuya dirección varía de N-S. a N 40° E. (río Fresnedoso, en el Km. 91 de la carretera de Espinoso del Rey, sur del Cerro Molinillo, inmediaciones de el Enjambre, laderas orientales de La Sierra del Valle León, etc.) lugares donde aparecen doblando la esquistosidad de primera fase (primera localidad) o bien dando lugar a figuras de interferencia poco definida, sobre zonas de charnela de pliegues de primera fase (última localidad).

Por otra parte al SW. del Robledillo y en las inmediaciones de Navaltoril aparece una esquistosidad incipiente (esquistosidad espaciada) en posición subvertical y con dirección N 20° E., claramente oblicua a la S_1 . En este sentido el estudio de las láminas delgadas ha sido bastante revelador, ya que las pizarras negras microbandeadas y algunos niveles pizarrosos del Tremadoc, presentan una esquistosidad principal, en tanto que la segunda esquistosidad aparece como una débil crenulación de la primera, o bien llega a materializarse por la orienta-

ción incipiente de algunos minerales micáceos.

No se observan, sin embargo, macropliegues cartografiados propios de esta fase de deformación, no descartándose la posibilidad de que la distribución de diferentes zonas con distinto desarrollo de la esquistosidad sea el resultado del plegamiento del frente superior para la esquistosidad de la primera fase durante esta débil etapa de acortamiento.

Fuera de la Hoja de Espinoso del Rey y en los sectores más orientales de Los Montes de Toledo (Hoja de la Guadalerzas) aparecen algunos pliegues mayores, con dirección N 20° E., doblando la esquistosidad principal. Así mismo Julivert y otros señalan la existencia de antiformas y sinformas con geometría de domos y cubetas que podrían corresponder a figuras de interferencia, de gran tamaño, entre pliegues, con dirección aproximadamente ortogonal, de la primera y segunda fase hercínicas.

2.5 FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Todas las estructuras anteriores aparecen afectadas por diversas fracturas cuyas direcciones permiten agruparlas en dos familias. La primera de ellas y más importante corresponde a fallas de desgarre cuya dirección oscila entre N 50° y N 70° E. Estas fracturas son izquierdas y alteran notablemente el trazado de los pliegues de primera fase. En relación con dichos desgarres y especialmente con los más importantes, se produjo una intensa cataclasis con la aparición, en las zonas limítrofes a las fracturas, de un diaclasado oblicuo de las mismas.

El gran desgarre que cruza prácticamente la totalidad de la Hoja, presenta una zona de fractura en algunos casos de unos 10 m. de espesor, rellena por una cataclastita pulverulenta. A su paso por las pizarras del Llandeilo, dicha cataclastita aparece con una esquistosidad subparalela a la fractura.

El salto máximo observable en la catografía alcanza los tres Kilómetros, cortando y desplazando en dos mitades el Sinclinal de las Becerras. Hacia ambos extremos dicha fractura parece desflearse, con la aparición de otras fracturas similares repartiéndose el salto entre todas ellas. Parte de la deformación ha sido absorbida de manera dúctil en las inmediaciones del plano de falla, como lo atestiguan los giros experimentados por diversos pliegues con amplitud decamétrica existentes a un lado y otro de la misma a su paso a través del sinclinal mencionado.

En el borde meridional de la Hoja las fracturas de esta familia aparecen rellenas por filones de cuarzo con mineralización acompañante, habiendo sido objeto de diversas labores mineras. En las inmediaciones del Cerro de Vallecamiño dichos filones aparecen constituidos por sucesivas vetas dispuestas en relevo a

lo largo del plano de la falla. Algunas de ellas presentan forma sigmoidal, que atestigua su génesis con el significado de grietas tensionales, que posteriormente han sido deformadas por la rotación asociada a la zona de falla.

Por último, puede definirse otra familia de fracturas con una dirección, bastante constante, NNW-SSE. La mayor parte de las mismas presentan un salto en la horizontal derecho, por lo cual podrían considerarse como conjugadas de las anteriores, durante una etapa compresiva con dirección aproximada NE-SW.

3 GEOMORFOLOGÍA

Al igual que en el resto de Los Montes de Toledo son las "Cuarcitas Armorianas" las condicionantes de los relieves más importantes de la Hoja y sin embargo, la linealidad de los relieves montañosos que suelen ser lo habitual en sectores vecinos se pierde, en gran medida, para el área comprendida dentro de la Hoja, lo cual es el resultado de la complejidad estructural de la misma, ya que los grandes pliegues hercínicos se ven en este tramo notablemente alterados por la fracturación y giros posteriores a su formación.

La divisoria entre las Cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Guadiana puede seguirse a lo largo de las cumbres más altas situadas dentro de la Hoja, alcanzando su cota máxima en el Pico Rocigalpo (1.448 m.) y sus cotas mínimas en los collados correspondientes a Piedraescrita (858 m.) y Robledo del Buey (810 m.). De esta manera la mayor parte del área estudiada queda comprendida dentro de la Cuenca del Tajo. En el borde meridional de la Hoja las cabeceras de la red de drenaje del río Guadiana presentan pendientes más acusadas, con un encajamiento mucho más enérgico que los de sus equivalentes de la Cuenca del Tajo.

La mayor parte de los relieves montañosos situados al norte de esta divisoria de agua presentan cotas máximas próximas a los mil metros, correspondiendo todos ellos a relieves labrados sobre rocas cuarcíticas. Así mismo el área correspondiente a la Cruz de la Llanada, situada a 1 Km. al Oeste de Piedraescrita corresponde a los restos de una antigua superficie cuyas cotas se sitúan también alrededor de los 1.000 m., en este caso, sin embargo, el zócalo aparece constituido por las pizarras del Pusa. No obstante el sustrato sobre el que están labradas es de desigual resistencia a la erosión. Esta circunstancia hace sospechar que no sean correlacionables a pesar de estar a cotas similares. Aunque hay pocos argumentos la explicación de esta isoaltitud, muy probablemente haya que buscarla en desnivelaciones tectónicas. Por ello puede hablarse de una o dos antiguas superficies de erosión o superficies morfogenéticas anteriores a la formación de la Raña.

Por otra parte, los puntos más bajos, ya señalados, en la divisoria Tajo-Guadiana, presentan cotas similares, por lo cual podrían corresponder a la cabecera de una superficie también anterior a la formación de la Raña, descrita por Molina (1980) en la Cuenca del río Bullaque.

En relación con los depósitos tipo Raña se han definido dos unidades diferentes. Por un lado, una Raña de tipo coluvial, que en forma de rampa desciende desde los relieves montañosos hacia los valles más importantes (valle del río Gévalo, en Navaltoril y valle del río Fresnedoso, así como a lo largo de todo del borde meridional de la Cuenca del Tajo situado en el límite septentrional de la Hoja). La otra unidad corresponde a la Raña de tipo abanico aluvial, la cual cubre una superficie que con suave pendiente desciende hacia el valle del río Tajo. Dicha superficie anclaza con la anterior en todo el borde de los relieves montañosos más septentrionales (zona de Espinoso del Rey). En ocasiones ambas superficies enlazan, así mismo, con los canchales situados ya en las laderas más abruptas. Sin embargo, lo más frecuente es que éstos se encajen en la Raña, evacuando sus detritus a través de los barrancos actuales. La superficie de Raña aluvial se sitúa alrededor de las cotas 730 m. a 750 m., en tanto que la Raña coluvial asciende desde esta última hasta alcanzar los 900 m. de altitud.

Los depósitos correspondientes a dichas formaciones cubren en todos los casos un zócalo profundamente alterado. En el caso de los granitos del río Cedena, dicha alteración alcanza un espesor superior a los 10 m. Molina (1980) señala que la edad de dicha alteración es anterior al depósito de la caliza del Páramo del interior de la Cuenca del Tajo.

En relación con la red hidrográfica actual se han podido diferenciar dos niveles de terrazas en relación con los cauces actuales de los ríos Pusa, Cedena y Estena, los cuales aparecen como pequeños retazos aislados de la erosión y el encajamiento posterior. En los dos primeros casos se ha observado un único nivel y su correlación con uno de los dos niveles observados junto al río Estena resulta dudosa.

4 PETROLOGÍA

4.1 ROCAS GRANÍTICAS (2 y 3).

Existe un único afloramiento de unos 8 Km² de superficie que ocupa el ángulo NE. de la Hoja. Se trata de un granito tardío de serie alcalina, fosilizado en parte por el Mioceno y limitado por el O. por la formación Azorejo y las calizas de Navalucillos.

Microscópicamente es una roca leucocrática, de grano fino a medio formada

mayoritariamente por cuarzo y feldespatos y salpicada de laminillas de mica negra o de prismas turmaliníferos. Existe además otras facies también leucocrática con estructura porfídica definida por la presencia de fenocristales orientados que se presenta en diques tardíos, de unos 40 m. de espesor, cortantes a la masa granítica según una dirección aproximada de N 120° E. El contacto entre ambos granitos es neto, desarrollándose una tercera facies microcristalina, originada por enfriamiento más rápido en el borde de los diques porfídicos.

El conjunto granítico dá un escaso resalte en el relieve y cuando presenta disyunción en bloques, éstos son de pequeña magnitud y forma paralelepédica. Las diaclasas son numerosas en el granito que constituye el macizo y escasa en los diques.

En las series instruidas se observa el desarrollo de una aureola de metamorfismo térmico cuya magnitud oscila entre los 50 m. y 100 m.

El granito biotítico (3) que constituye la mayor parte de esta formación es al microscopio petrográfico una roca con textura heterogranular, formada por cristales xenomorfos de grano grueso.

El feldespato potásico es el principal componente mineral, presentándose como cristales grandes, xenomorfos, muy pertitizados cuya forma se adapta a la de los demás minerales de la roca a los cuales incluye poiquilíticamente.

El cuarzo se encuentra en cristales de tamaño medio, generalmente agrupados, con forma redondeada y contorno indentado o poligonal.

La plagioclasa se presenta en cristales tabulares, maclados y provistos de zonación concéntrica que en algunos casos es oscilatoria, con composición de albita a oligoclasa cálcica. Puede contener inclusiones de biotita o de cuarzo precoz. A veces se observa como los cristales de plagioclasa son parcialmente reemplazados por feldespato potásico.

La biotita forma fámimas de tamaño medio o agragados de varias de ellas. Son frecuentes en ella fenómenos parciales de cloritización y excepcionalmente las inclusiones de plagioclasas precoces que a diferencia de las otras carecen de zonación.

La moscovita aparece como mineral secundario, a partir de los dos feldespatos o bien, formado por lixiviación de biotita.

La turmalina es escasa y se presenta en secciones prismáticas muy diseminadas y de tamaño medio.

Como componentes accesorios menores se encuentran pequeños cristales de apatito, circones radioactivos incluidos en las biotitas, minerales opacos y epidota.

Los granitos porfídicos están (2) formados por fenocristales tabulares de feldespato potásico que incluyen plagioclasas o biotitas y presentan maclas según

la ley de Karlsbad. En la matriz, este mineral alcanza un tamaño medio y es más xenomorfo, pudiendo dar intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

El cuarzo rara vez aparece como fenocristales, siendo éstos escasos y con forma ameboide. En la matriz el cuarzo presenta más tendencia al idiomorfismo. Existe además otro cuarzo más precoz que se incluye en los feldespatos potásicos.

La plagioclasa se encuentra como fenocristales o como cristales de la matriz, en ambos casos maclada según la Ley de la Albita. Puede tener también sericitización fuerte, encontrándose en ella pequeños cristales de epidota neoformada.

La biotita forma láminas de tamaño medio, diseminadas por la roca y afectadas por alteración hidrotermal que las degrada a clorita, feldespato potásico, rutilo y esfena.

La andalucita se encuentra en cristales prismáticos grandes, muy dispersos, englobando laminillas biotíticas. Estas biotitas difieren morfológicamente de las que se encuentran diseminadas por la roca. Se supone en principio que esta andalucita es un mineral relictos.

El pórfido granítico que se origina en los bordes del dique, difiere de éste que forma las partes internas. Se trata de una composición mineralógica muy similar, si se exceptúa a la andalucita, que no aparece en ellos, pero con un menor tamaño de los fenocristales, que además son más idiomorfos y una matriz microcristalina muy rica en laminillas biotíticas orientadas preferentemente.

4.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

La delgada banda de metamorfismo térmico que rodea a los granitos está formada por rocas en las que se alcanzan condiciones del grado bajo de Winkler, definidas por la presencia de pequeñas andalucitas, en las metapelitas y de cristales de anfíbol en las rocas carbonatadas. A partir de algunos metros del borde del granito en las rocas carbonatadas solo se observa una recristalización algo superior a la habitual y en las metapelitas se desarrollan laminillas biotíticas o cloríticas que crecen oblicuamente respecto a la esquistosidad.

4.3 METAMORFISMO REGIONAL

Se desarrollan unas condiciones asimilables al grado muy bajo de Winkler, próximos a los límites superiores de la diagénesis. El metamorfismo se traduce en recristalizaciones de filosilicatos mientras que neoformaciones solo parecen observarse en las rocas de la Isocrona I en las que se observa un incipiente desarrollo de biotita a partir de clorita preexistente.

4.4 DIQUES DE CUARZO (17).

Se han representado en la cartografía una serie de diques de cuarzo que rellenan fracturas de direcciones próximas a NO-SE. y NE-SO. Son de escasa potencia, inferior a 10 metros dan lugar a resaltes morfológicos importantes.

Suelen estar formados por cuarzo brechoideo rodeado por una mesostasis silícea casi criptocristalina.

5 HISTORIA GEOLÓGICA

La sedimentación del Precámbrico Terminal aflorante en estos sectores, debió de producirse en relación con cierta inestabilidad tectónica. Las pizarras, areniscas y grauvacas (4) de los niveles más bajos presentan facies claramente turbidíticas, en tanto que hacia el techo y a grandes rasgos, el medio de depósito fue perdiendo energía (Pizarras del Pusa (8)). No obstante durante esta etapa (Vendense) se produjeron dos episodios tectosedimentarios generándose con ellos sendos episodios de conglomerados y capas turbidíticas, cuya continuidad lateral ha permitido la subdivisión de esta potente serie pizarrosa, en diferentes tramos, así como la cartografía de diversos pliegues.

A techo de dichos niveles conglomeráticos se localizan sendos tramos de pizarras negras con microlaminaciones, con marcado carácter lentejonar, ya que su desarrollo lateral es menor que el de los niveles anteriores, en tanto que su potencia alcanza los 200 m. Dichas pizarras deben corresponder a zonas de la cuenca situadas entre los canales o sistemas distributarios que producían el relleno de la misma y en las que debieron alcanzarse condiciones anóxicas, con la consiguiente acumulación de materia orgánica.

Hacia techo de todo lo anterior las Pizarras del Pusa solo aparecen interrumpidas por niveles, también lentejonares, de areniscas y conglomerados, los cuales deben corresponder precisamente a zonas de surco o canal en un medio probablemente de plataforma.

Con la aparición de los primeros niveles cuarcíticos de la Formación Azorejo se observan las primeras huellas de bioturbación, ripples de oleaje, etc., que atestiguan ya un medio claramente somero y a nivel de las mareas, continuando de la misma manera hasta la formación de una extensa plataforma carbonatada, que dió lugar a las Calizas de Arqueociatos de Los Navalucillos, calizas en las que se observa una fluctuación en la profundidad de las aguas, alternando episodios intermareales con etapas supramareales.

Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico tuvo lugar un intervalo (Cámbrico medio y superior) sin sedimentación o bien con continui-

dad en la 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 grandes pliegues con direcciones variables dentro de la Hoja de Espinos del Rey. El carácter de dicha fase puede ser motivo de discusión o estudio, pudiéndose atribuir bien a una tectónica distensiva, con movimiento de diferentes bloques corticales, o bien a una tectónica compresiva en relación con antifugas zonas de desgarre, tal como apuntan algunos autores ya mencionados.

En cualquier caso la erosión de los pliegues generados durante esta etapa ha dado lugar a una laguna estratigráfica con amplitud variable (mayor como es lógico en las zonas de charnela anticlinal) y que, a escala regional, crece progresivamente de NE. a SW.

Sobre dicha superficie de erosión, la cual debía de presentar un cierto relieve, se canalizaron diversos aportes que en forma de abanicos dieron lugar a la pudinga de la base del Tremadoc, no siempre presente y desarrollada casi siempre a expensas de las cuarcitas de la formación Azorejo. La sedimentación progresó hacia techo, en un medio marino somero (presencia de Llingulas y diversas pistas de Cruzianas), depositándose diferentes niveles pizarrosos y capas cuarcíticas (posibles barras submareales). A este nivel se observa un incremento del carácter pizarroso del Tremadoc de oriente a occidente. La sedimentación continuó de forma similar hasta el Llanvirniense, generándose así las cuarcitas facies armoricana y las alternancias superiores a las mismas. Las pizarras del Llandeilo representan ya una profundización progresiva del ambiente de depósito.

La evolución orogénica se inicia con el desarrollo y evolución de la primera fase, generadora de plegamiento a todas las escalas, así como de la esquistosidad principal.

Dicha fase de acortamiento se inició con el apretamiento de algunos grandes pliegues sárdicos, con dirección submeridiana, así como con la formación de un plegamiento por "Buckling" y aparición de cuñas en el seno de las series cuarcíticas del Ordovícico. Con la progresión de la deformación se generó una esquistosidad regional cuyo buzamiento señala una débil vergencia al SW.

De forma tardía y en relación con esta misma fase se desarrollaron numerosas fracturas subverticales con movimiento horizontal izquierdo las cuales pudieron colaborar a la génesis de la virgación, que experimentan el conjunto de los pliegues y esquistosidad, en el sector central de la Hoja.

Efectivamente la actuación de sucesivas fracturas con estas características se traduce en un giro progresivo hacia el oeste, de algunos pliegues con direcciones iniciales más nordestadas. Por otra parte, la presencia de pliegues de arrastre y abundante cuarzo en forma de amígdalas a lo largo de dichas fracturas son indicadores de una deformación del tipo frágil-dúctil, al menos en el seno de los

materiales pizarrosos. Todo ésto lleva a situar dichos accidentes en relación con etapas de la deformación relativamente tempranas.

Posteriormente algunas de estas mismas fracturas, subparalelas en algunos casos a los pliegues de primera fase, pudieron reactivarse en forma de cabalgamientos o fallas inversas, accidentes que sin embargo, presentan escaso desarrollo dentro de la Hoja, quedando restringidos a los dos flancos del Sinclinal de Las Becerras, el cual y en virtud de dichos movimientos, adquirió una configuración con vergencias centrípetas, produciéndose el apretamiento y transposición de los pliegues de primera fase así como la aparición de pliegues que doblan la esquistosidad.

La segunda fase de deformación dió lugar a diferentes micro y mesopliegues, así como a la aparición de una esquistosidad espaciada, apenas distinguible sobre los afloramientos o bien al microscopio.

La fracturación tardihercínica, posterior a la intrusión de los granitos del ángulo nororiental de la Hoja, sirvió como vía de ascenso para los fluidos hidrotermales, generándose aún diversos filones con mineralizaciones de Pb-Zn a lo largo de los desgarres con dirección N 70° E.

La evolución postorogénica se reduce al transcurso, hasta la actualidad, de un dilatado período de emersión, a lo largo del cual debieron de producirse diversos períodos de alteración y desmantelamiento, de los cuales ha perdurado solamente, dentro de la Hoja, el que aparece fosilizado o cubierto por los depósitos tipo Raña, los cuales cubren las rampas y pendientes de tipo glacis que enlazan las laderas montañosas con el interior de la Cuenca del Tajo.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 MINERÍA

La mayor parte de las labores e indicios mineros se localizan en el borde meridional de la Hoja, representan por tanto la configuración de una importante banda con mineralizaciones que se extiende desde el sur de la Hoja de Sevilleja hasta la presente Hoja geológica. Dichas mineralizaciones corresponden, en todos los casos, a filones con potencia variable, en ocasiones superior al metro, que encajan en fallas de desgarre con dirección, bastante constante N 70° E. La mena extraída es galena argentífera, con blenda y piritas acompañantes, siendo la ganga de cuarzo, dolomita y en menor cuantía barita.

Tal es el caso de las minas situadas en el valle de los Almadanejos en la cabecera del río Estenilla.

Por el contrario la mina situada al norte de Los Alares y un Km. al sur del Ce-

ro de Vallecamiño, presenta importantes labores recientemente abandonadas. En el caso de la Mina del Brillante, situada en la esquina sur occidental de la Hoja, la compañía Peñarroya ha llevado a cabo, hace solo unos años, diversas labores de explotación a cielo abierto, siguiendo una ancha zona de fracturación de unos 8 metros de espesor.

En relación con los fosfatos hay que señalar que dentro de la Hoja no se ha destacado ningún horizonte portador de los mismos, al menos de forma análoga a los localizados en la zona de Fontanarejo (Ciudad Real) o en las inmediaciones de Robledo del Mazo (Toledo). No obstante diversas muestras de conglomerados presentan un cierto contenido en estos compuestos.

6.2 CANTERAS

La explotación más importante existente dentro de la Hoja de Espinoso del Rey corresponde a la explotación realizada en las calizas de Los Navalucillos, a dos kilómetros al sur de esta localidad. Dichas labores prosiguen en la actualidad siendo su objeto la extracción de las mencionadas calizas para su utilización como árido. Así mismo han sido objeto de explotación, con el mismo fin, los canchales cuarcíticos situados en las laderas occidentales de La Sierra de la Tolleda, al oeste de Robledo del Buey.

6.3 HIDROGEOLOGÍA

La posible captación de aguas subterráneas se ve limitada al aprovechamiento de los numerosos y potentes canchales cuarcíticos que recubren las laderas montañosas. De hecho al pie de los mismos se localizan la mayor parte de los manantiales existentes. De la misma manera son también susceptibles de explotación los depósitos tipo Raña existentes en el borde septentrional de la Hoja, si bien dichos materiales presentan una permeabilidad variable y una capacidad de almacenamiento bastante limitada, tanto por su pequeño espesor, como por su posición elevada (acuíferos colgados) en relación con los valles actuales.

El resto de los materiales existentes en la Hoja se caracterizan por su permeabilidad, prácticamente nula en el caso de las formaciones pizarrosas y con una permeabilidad variable debida a la fisuración en el caso de las formaciones cuarcíticas, a partir de las cuales surgen algunos cursos de agua más o menos permanentes.

7 BIBLIOGRAFÍA

ALDAYA, F., ARRIBAS, A., GONZÁLEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M., MARTÍNEZ CATALAN, 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**. VI: 29-48.

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

APARICIO YAGUE, A. (1971).- Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. **Estudios Geológicos**, vol. XXVII, 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 Geológicos**, vol. XXVIII. pp. 105-109

BOUYX, E. (1965).- Les conglomerats interstratifiés dans la serie anteordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne meridionale). **Ibid.** p. 6.148

----- (1967).- Repartición 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

----- (1970).- Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). **Mm. Inst. Geol. Minero**. núm. 73, pp. 1-263

BRASIER, M.D., PEREJÓN, A., DE SAN JOSÉ, M.A. (1979).- Discovery of an importante fossiliferous. Precambrian-Cambrian in Spain. **Estudios Geológicos**. vol. 35, pp. 379-383

CAPOTE, R., GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la provincia de Cáceres. **Bol. IGME**. LXXXII-II, pp. 147-151

CAPOTE, R., CASQUET, C. FERNÁNDEZ-CASALS, M.I., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M., VEGAS, R. (1977).- The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. **Estudios Geológicos**. 33; pp.

DÍEZ BALDA, M.A. (1982).- "El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. Tesis doctoral. Fac. Ciencias. Universidad Salamanca.

ERGOZQUE y MALLADA (1876).- Memoria geológica-minera de la provincia de Cáceres. **Mem. Com. Mapa Geol. España**. Madrid.

GEHRENKEMPER, J. (1978).- Rañas und Reliefgeneration der Montes de Toledo in Zentral Spanien. Institutes fur Physische Geographie der Frein Universitat Berlin. Heft 29

GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., RAMÁRIZ, C., VEGAS, R. (1976).- El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (prov. de Cáceres, España). **Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal**. 60, pp. 17-31.

GIL CID, M.D., PEREJÓN, A., DE SAN JOSÉ, M.D. (1976).- Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo). **Tecniterrae**, vol. 13, pp. 1-19.

GIL SERRANO, G., MONTESERÍN LÓPEZ, V., NOZAL MARTÍN, F. PÉREZ LLORENTE, F. (1984).- Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de Los Montes de Toledo. **I Congreso Español de Geología**. Tomo II, pp. 27-47.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914).- En ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo. **Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural**. t. 14, pp. 383-385.

----- (1914).- "Excursión Geológica a Navas de Estena". **Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural**. t. 14, pp. 385-388.

----- (1914).- Bosquejo geográfico-geológico de Los Montes de Toledo. **Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.** 15, pp. 5-74.

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

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912).- Itinerario geológico de Toledo a Urda. **Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Ser. Geol.** 1, 5-46.

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 Geológicos**. 33, pp.

IGME (en prensa): Mapa geológico de España E: 1:50.000. Hoja 15-28 (708).- Minas de Santa Quiteria.

----- (en prensa): Mapa geológico de España E: 1:50.000. Hoja 15-27 (682). Sevilleja de La Jara.

----- (1971).- Mapa geológico de España E: 1:200.000. Hoja 52. Talavera de la Reina. IGME, 1971.

----- (1971).- Mapa geológico de España. E: 1:200.000. Hoja 53. Toledo. IGME, 1971.

----- (1972).- Mapa geológico de España. E: 1:200.000. Hoja 60, Villanueva de la Serena. IGME 1971.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. **Inst. Geol. Min. Esp.**

JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974).- Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). **Brevioria Geol. Astúrica**. 18: 57-61.

JULIVERT, M., VEGAS, R., ROIZ, J.M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983).- La estructura de la extensión SE. de la zona Centro-Ibérica con metamorfismo de bajo grado. **Libro Jubilar de J.M. Rios**. Tomo 1, pp. 477-490. IGME.

LEFORT, J.P. y RIBEIRO, A. (1980).- La faille Porto-Badajoz-Córdoba a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paleozoïque sud-armoricain?. **Bull. Soc. Geol. France**. 7, t. XXII, n° 3, pp. 455-462.

LIÑAN, E., PALACIOS, F. y PEREJÓN, A. (1984).- "Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain". **Geol. Mag.** 121 (3), pp. 221-228.

LOTZE, F. (1954).- Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranean Kambriums. **Jb. Akad. Wies. Lit.**, pp. 68-69.

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

----- (1960).- El precámbrico en España. **Not. y Com. del IGME**, vol. 60, pp. 227-239.

----- (1961).- Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España. **Not. y Com. del IGME**, vol. 61, pp. 137-161.

LLOPIS LLADO, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1963).- Sur la presence d'une discordance Precambrienne au sud du Toledo (Espagne). **C.R.S Soc.**

Geo. de France, 17, pp. 250-251.

MACHENS, E. (1954).- Stratigraphie und tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta des oberen Gradiana. **Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster**, pp. 1-173.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977).- Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en Los Montes de Toledo. Consecuencias geotectónicas. **Est. Geol.** vol. 33, pp. 57-58.

MARTÍN HERRERO, D. (1978).- Estudio geológico de la terminación occidental de la Sierra de San Pedro y área granítica de San Vicente de Alcántara (Cáceres). Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Compl. Madrid.

MATTE, M.M. Ph y RIBEIRO, A. (1975).- Forma et orientation de ellipsóide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plisement et hypotheses sur la genése de l'are ibero-armoricain. **C.R. Acad. Sc. Paris**. T. 280, pp. 2.825-2.828.

MARTEN, R. (1955).- Stratigraphie und tektonik der Nordestlichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fac. Univ. Münster**, 109, pp. 1-59.

MOLINA, E. (1975).- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. **Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario**. nº 3, (CSIC) 106 pp.

MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).- Quelques precisions sur l'alteration du Massif Hercynien espagnol. **C.R. Acad. Sc. Paris** 290, pp. 1.293-1.296.

MORENO, F. (1974).- "Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal del Valdelacasa. **Bol. IGME**. T. LXXXV. (4), pp. 386-400.

------(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 Geológicos**. vol. 31, pp. 246-260.

MORENO, F. (1977).- Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudi. Ausencia de Cámbrico. **Studia Geológica**. 12, pp. 123-136.

MORENO, F., VEGAS, R., 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). **Breviora Geol. Astúrica XX**,

núm. 1, pp. 8-16.

MORENO, F. (1977).- Estudio geológico de Los Montes de Toledo occidentales Tesis Doctoral. Universidad de Madrid. inédita.

MUÑOZ, J. y ASENSIO AMOR, I. (1975).- Los depósitos de la Raña en el borde noroccidental de Los Montes de Toledo. **Estudios geográficos** n° 36 (CSIC), pp. 797-806.

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

MONTESERÍN LÓPEZ, V. (1984).- Cartografía geológica y Memoria de las Hojas MAGNA N° s (15-27) Sevilleja de La Jara (1981); (14-26) Valdeverdeja (1982); (13-26) Jaraicejo (1983). IGME.

NOZAL MARTÍN, F. (1984).- Cartografía geológica y Memoria de las Hojas MAGNA N° s (15-28) Minas de Santa Quiteria (1981); (14-27) Castañar de Ibor (1982); (13-27) Aldeacentenera (1983). IGME

OEN ING SOEN, (1970).- Granite intrusion folding and metamorphism im Central northern Portugal. **Bol. Geol. y Min.** 81 (2/3), 271-248.

PALACIOS, T. (1983).- Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el olistostroma del Membrillar (Proterozoico superior del Centro de España). **Rev. Esp. de Micropaleontología**, vol. XV, n° 3, pp. 511-517.

PARGA, J.R. (1969).- Sistemas de fracturación tardihercínica del Macizo Hespérico. **Trabajos del Laboratorio geológico de Lage** 37, pp. 1-15.

PEREJÓN, A., MORENO, F., VEGAS, R. (1976).- Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo), fauna de arqueocia-tos. **Brevioria Geol. Astúrica**. 20, 3, pp. 33-46.

PERGONIG, E., VÁZQUEZ GUZMÁN, F., VELANDO, F., LEYVA, F. (1983).- Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico superior de España. **Bol. IGME**, T. CXIV-III.

RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1965).- El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres). **Estudios Geológicos**, vol. XI, pp. 409-436.

----- (1955).- El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de Los Montes de Toledo. **Not. y Com. del IGME**, vol. 40, pp. 53-87.

RANSAY, J.C. (1967).- Folding and fracturing of focks. Mc Graw-hill Co.

REDONDO, E. y MOLINA, E. (1980).- Bosquejo morfológico del área del Río Bullaque (Ciudad Real). **Bol. IGME T. XCI-III**, pp. 472-480.

ROBARDET, M. VEGAS, R., PARIS, F. (1980).- El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. **Studia Geológica. Salamanca**, XVI, pp. 103-121.

ROIZ GARCÍA, J.M. (1979).- La estructura y la sedimentación hercínica en especial el Precámbrico Superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.

SAAVEDRA, J., PELÁEZ, J.R., VILAS, L., SAN JOSÉ, M.A., DE HERRANZ, P. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1984).- Caracteristiques Stratigraphiques et geo-chimiques du Precambrian des Montes de Toledo (España). **10e Rev. Avn. des Soc. de la Terre. Soc. de Franc.**

SAN JOSÉ, M.A. (1970c).- Mapa Geológico de España 1:200.000, síntesis 1ª edic. Memoria de la Hoja nº 53 (Toledo), (3-21). IGME.

SAN JOSÉ, M.A., 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, pp. 21-31.

TAMAIN, G. (1972).- Recherches et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Centre Orsay). Travaux du Lab. de Geol. Structurale et Appliquée, 91, Orsay, 3. pp. 1-870.

VEGAS, R., 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., MORENO, F. (1977).- Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig." de España Central. **Studia Geológica XII**, pp. 207-215.

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

VILAS, L., HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A. de, PELÁEZ, J.R. (1981).- "El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico". **Real Ac. de Cienc. Exactas Físicas y Naturales**. Programa Internacional de correlación geológica, pp. 76-93.

WEGGEN, K. (1955).- Stratigraphie und Tektonik des sulichen Montes de Toledo (Spanien). **Diss. Math. Natur. Fac. Univ. Münster.** pp. 1-103.

ZAMARREÑO, I., VEGAS, R. y MORENO, F. (1976).- El 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: 56-64.