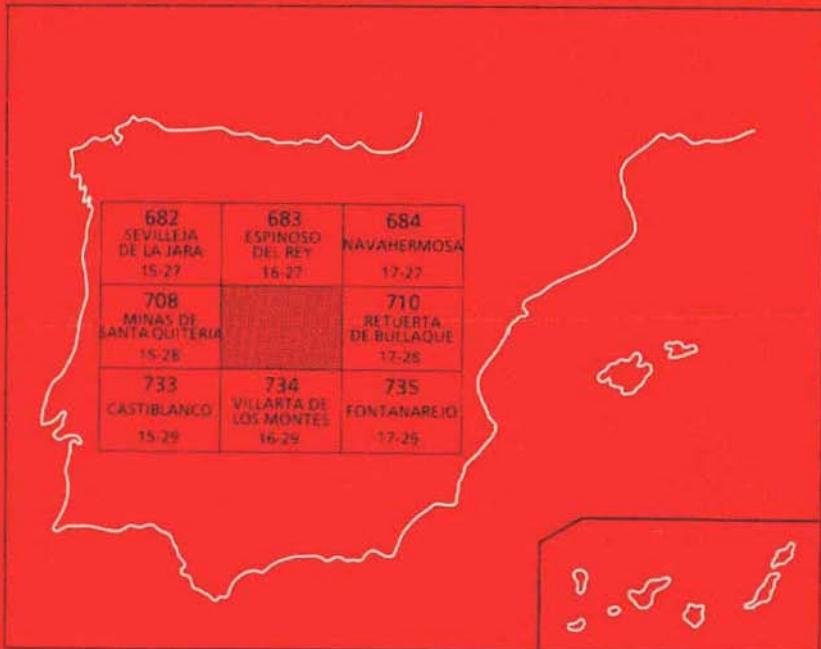




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ANCHURAS

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

ANCHURAS

Primera edición

MADRID, 1989

La Hoja y Memoria de ANCHURAS 709 (16-28) ha sido realizada por IBERGESA y C.G.S.S.A. durante los años 1984-1985 bajo las normas, dirección y supervisión del IG-ME, habiendo intervenido en la misma el siguiente equipo de trabajo:

- La geología de campo y redacción de la memoria ha sido realizada por D. FRANCISCO NOZAL MARTÍN y D. ÁNGEL MARTÍN SERRANO.
 - Los estudios paleontológicos se han realizado por el equipo de la Universidad de Zaragoza, Departamento de Paleontología, bajo la dirección del D. ELADIO LIÑÁN, habiendo intervenido D. TEODORO PALACIOS en microfósiles palinológicos del Precámbrico-Cámbrico; D. ELADIO LIÑÁN en macro e icnofósiles de la misma edad; ENRIQUE VILLAS ha estudiado la fauna paleozoica.
 - El estudio petrológico de las muestras ha sido realizado por D. ANTONIO PÉREZ ROJAS (IBERGESA) y D. M.J. AGUILAR TOMÁS (CGS).
 - En tectónica regional se ha contado con el asesoramiento de D. FERNANDO MORENO.
 - En la estratigrafía del Terciario-Cuaternario y geomorfología de la Hoja ha intervenido como asesor y realizador D. ÁNGEL MARTÍN SERRANO.
- Supervisor petrológico Dª CASILDA RUIZ.
Supervisor del IGME y Director del Proyecto D. JOSÉ MARÍA BARÓN RUIZ DE VALDIVIA y D. VICTORIO MONTESERÍN LÓPEZ.

Fotocomposición: DELCAR S.A.

Marqués de Monteagudo, 24 MADRID

Imprime: ROMAGRAF S.A.

Marcenado, 25 MADRID

Depósito Legal: M-25563-1989

ÍNDICE

| | Páginas |
|---|----------|
| 0 INTRODUCCIÓN | 6 |
| 1 ESTRATIGRAFÍA | 8 |
| 1.1 PRECÁMBRICO SUPERIOR. EL LÍMITE PRECÁMBRICO-CAM- BRICO | 9 |
| 1.1.1 Areniscas, limolitas y pizarras (4). Rifeense | 11 |
| 1.1.2 Conglomerados y/o paraconglomerados (5). Ri- feense | 13 |
| 1.2 CÁMBRICO INFERIOR | 14 |
| 1.2.1 Megabrecha, olistostromas del Membrillar, Nivel de Fuentes (6). Tommotiense | 14 |
| 1.2.2 Limolitas y pizarras microbandeadas (7) (Fm. Pusa in- ferior). Tommotiense | 17 |
| 1.2.3 Conglomerados y areniscas micro-conglomeráticas (8). Tommotiense | 19 |
| 1.2.4 Conglomerados, microconglomerados con nódulos fosfatados (9). Tommotiense | 21 |
| 1.2.5 Pizarras y limolitas, pizarras microbandeadas (10) (Pu- sa superior) (Tommotiense) | 23 |
| 1.2.6 Areniscas cuarcíticas (11) | 23 |
| 1.2.7 Areniscas, cuarcitas y pizarras (12). (Fm. Areniscas del Azorejo). Tommotiense | 24 |
| 1.3 ORDOVÍCICO | 26 |
| 1.3.1 Pudingas, areniscas conglomeráticas (13). Tremadoc | 26 |
| 1.3.2 Areniscas, cuarcitas y limolitas (14). Tremadoc.-Are- ning | 27 |
| 1.3.3 Ortocuarcitas (15). (Cuarcita Armoricana). Arenigien- se | 28 |
| 1.3.4 Cuarcitas y pizarras alternantes (16). Arenigiense | 29 |
| 1.3.5 Pizarras con Neseuretus (17). Llanvirniense-Llandei- loinense | 29 |
| 1.3.6 Areniscas y cuarcitas (18). Llandeilo inf. | 30 |

| | |
|--|-----------|
| 1.3.7 Areniscas y cuarcitas pardas (20). Llandeilo sup.-Caradoc. infer. | 31 |
| 1.3.8 Pizarras intermedias (21). Caradoc.-Ashgillense | 31 |
| 1.4 SILÚRICO | 32 |
| 1.4.1 Cuarcitas (22) | 32 |
| 1.5 TERCIARIO | 33 |
| 1.5.1 Arcosas conglomeráticas y arcillas, costras carbonatadas (23). Paleógeno superior | 34 |
| 1.5.2 Arcillas arenosas y niveles conglomeráticos (24) Mioceno | 34 |
| 1.5.3 "Rañas". Abanicos aluviales (25) y coluviones (26) Plioceno superior | 35 |
| 1.6 CUATERNARIO | 36 |
| 1.6.1 Abanicos aluviales (27), (29) coluviones (28) y terrazas (30). Pleistoceno | 36 |
| 1.6.2 Gravas ferruginizadas y arcillas "garbancillo" (31). Pleistoceno - Holoceno | 37 |
| 1.6.3 Derrubios de ladera; cantos y arcillas, pedrizas de cantos de cuarcita y arenisca (32). Holoceno | 37 |
| 1.6.4 Cono de deyección, arenas, limos y cantos (33). Holoceno | 38 |
| 1.6.5 Depósitos aluviales y lacustres, limos (34). Holoceno | 38 |
| 1.6.6 Aluvial, fondo de valle (35). Terrazas, llanuras de inundación (36), conglomerados, arenas y limos. Holoceno | 38 |
| 2 TECTÓNICA | 39 |
| 2.1 ANTECEDENTES | 39 |
| 2.2 MACROESTRUCTURAS | 40 |
| 2.3 ANÁLISIS Y DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS | |
| MENORES | 42 |
| 2.3.1 Pliegues | 42 |
| 2.3.2 Esquistosidades | 43 |
| 2.4 FRACTURACIÓN | 44 |
| 2.5 DEFORMACIONES Y EDAD DE LAS MINAS | 44 |
| 2.5.1 Deformaciones prehercínicas | 44 |
| 2.5.2 Deformaciones hercínicas | 46 |
| 3 GEOMORFOLOGÍA | 48 |

| | |
|--|-----------|
| 3.1 LAS SIERRAS CUARCÍTICAS | 48 |
| 3.2 LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA | 48 |
| 3.3 LAS ZONAS DEGRADADAS DE LAS RAÑAS | 49 |
| 3.4 SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE | 49 |
| 4 PETROLOGÍA | 51 |
| 4.1 ROCAS SUBVOLCÁNICAS (19) (Llanvirniense) | 51 |
| 4.2 DIQUE TRAQUÍTICO (3) | 52 |
| 4.3 DIQUES DE CUARZO (2) | 52 |
| 4.4 CUARZO Y BRECHAS FERRUGINOSAS (1) | 52 |
| 4.5 METAMORFISMO | 53 |
| 5 HISTORIA GEOLÓGICA | 53 |
| 6 GEOLOGÍA ECONÓMICA | 55 |
| 6.1 MIMERÍA | 55 |
| 6.1.1 Mineralizaciones de Pb-Zn | 56 |
| 6.1.2 Mineralizaciones de Fe-Mn | 57 |
| 6.1.3 Mineralizaciones de fosfatos | 58 |
| 6.2 CANTERAS | 58 |
| 6.3 HIDROGEOLOGÍA | 59 |
| 7 BIBLIOGRAFÍA | 60 |

0 INTRODUCCIÓN

La hoja de Anchuras, número 16-28 (709) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000, se encuentra entre las provincias de Ciudad Real, Toledo y Badajoz.

Los principales núcleos de población corresponden a Anchuras y Navas de Estena, situados respectivamente en los ángulos NO. y NE. de la Hoja. La red hidrográfica de la Hoja pertenece a la Cuenca del Guadiana, siendo los cursos de agua más importantes los ríos Estena y Estenilla que discurren diagonalmente de NE a SO.

La localización geológica de la Hoja, podemos enmarcarla en el sector Centro-Septentrional del Macizo Hespérico, y más concretamente dentro de la Zona Luso-Oriental Alcudiana, según la distribución establecida por LOTZE (1945) para el paleozoico de la Península Ibérica, y, redefinida como Zona Centro-Ibérica por JULIVERT, M. et al (1974).

Las estructuras regionales principales de la zona son Hercínicas de directrices NO-SE., disponiéndose de la siguiente forma: en el centro de la Hoja, el Anticlinorio de Valdelacasa y más concretamente su terminación oriental al menos a nivel de materiales Precámbricos-Cámbricos. Esta estructura se prolonga hacia el este (Hoja de Retuerta del Bullaque) en el Anticlinorio del Chorito, constituido por materiales Paleozoicos.

El ángulo NE. de la Hoja corresponde al Sinclinal de Navas de Estena- Retuerta, correspondiendo el ángulo SO. al flanco NE. del Sinclinal de Guadarranque-Navalonguilla, estratigráficamente más completo, con materiales Ordovícicos y Silúricos. Los materiales Terciarios y Cuaternarios se distribuyen indistintamente por toda la Hoja, pero fundamentalmente sobre las series anteordovícicas del anticlinorio, ocupando aproximadamente el 50% de la superficie de la misma. Topográficamente las cotas más elevadas (800-900m) corresponden a los relieves cuarcíticos del Ordovícico inferior. Las Rañas aparecen como suaves plataformas inclinadas hacia el SO. con cotas desde 800 a 580 metros. Los materiales anteordovícicos afloran en los ríos encajados sobre las Rañas o en zonas desmanteladas de las mismas, presentando un "paisaje alomado" surcado por ríos y arroyos bastante encajados.

Los primeros trabajos sobre la zona y su entorno se deben a RAMÍREZ y RAMÍREZ, E. (1955) que aporta valiosos datos sobre la litología, estratigrafía y el límite Cámbrico-Ordovícico, tanto en Las Villuercas como en el Sinclinal del Guadarranque. Contemporáneamente comienza en la región las investigaciones de LOTZE, F. (1951 a 1961) y de sus alumnos MACHENS, E. (1954), MERTEN, R. (1955), WEGGEN, K. (1955) y RANSWEILER, H. (1967), que junto con las ideas y trabajos de síntesis realizados por LOTZE en todo el macizo Hespérico estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico y Precámbrico Terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de Los Montes de Toledo.

SAN JOSÉ, M.A DE (1970) establece la cartografía y síntesis geológica 1:200.000 de la región comprendida entre Las Villuercas, Los Montes de Toledo y La Serena Extremeña.

GUTIÉRREZ ELORZA, M., VEGAS, R. y CAPOTE, R. (1970, 1971) realizan síntesis estratigráfica y observaciones tectónicas de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres. SAN JOSÉ, M.A DE et al (1974) realizan series estratigráficas en el Anticinal del río Pusa y al SO. de Navas de Estena, identificando una potente formación detrítica de edad Cámbrico inferior, situada bajo las calizas de Los Navalucillos y sobre las pizarras de Pusa.

MORENO, F. (1974 a 1978) tanto en su Tesis Doctoral, como en trabajos posteriores, estudia las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico y el Ordovícico inferior en el Anticinal de Valdelacasa, aportando datos inéditos sobre la estratigrafía, sedimentología y tectónica de la zona.

GIL CID, M.D et al (1976) levantan un perfil lito y bioestratigráfico del Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque en base a faunas de Trilobites y Graptolites.

HERRANZ, P. et al (1977) describen las Unidades diferenciables del

Precámbrico-Cámbrico en Los Montes de Toledo.

BRASIER, M.O., PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M.A. DE (1979), describen los macrofósiles e icnofósiles que aparecen en una sucesión de unos 2.500 m. de potencia por debajo de las calizas del Cámbrico inferior en el Anticlinal de Valdelacasa.

ROBARDET, M., VEGAS, R. y PARIS, F. (1980) estudian los fósiles y las litofacies del techo del Ordovícico en los Sinclinales de Herrera del Duque y del Guadarranque.

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

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

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

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

1 ESTRATIGRAFÍA

Se han distinguido en esta Hoja cuatro ciclos sedimentarios diferentes separados por discordancias. Los más antiguos, que ocupan estructuralmente el Anticlinorio de Valdelacasa, corresponden a las series del Precámbrico terminal y del Cámbrico inferior que de acuerdo con las observaciones realizadas aparecen discordantes. Estos materiales son los más complejos en cuanto a estudio y correlación con otras zonas. Para el ciclo inferior se ha estimado un espesor mínimo de 4.000 metros, correspondiente a series turbidíticas que colmatan un "surco" NO-SE. (Sentido de paleocorrientes N-NE.). Los materiales atribuidos al Cámbrico representan la colmatación de la cuenca hasta condiciones de plataforma bastante somera, al menos bajo la influencia del oleaje. La potencia máxima estimada es de 4.500 metros (Formación Pusa más Formación Azorejo).

El siguiente ciclo, separado de los anteriores por la discordancia Sárdica, que se sitúa en la base del Ordovícico, abarca hasta las cuarcitas del Silúrico inferior, de anecdótica representación cartográfica en el ángulo SO. de la Hoja, pero bien

representadas en la zona dentro de la misma estructura, (Sinclinal de Guadarranque - Navalonguilla).

Por último, los materiales Terciarios y Cuaternarios, de los cuales tienen gran desarrollo superficial la serie Mio-Pliocena, y sobre todo, el último nivel de colmatación que corresponde a las Rañas, tan características en el paisaje de la Hoya.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

Los materiales Precámbrico-Cámbricos constituyen el núcleo del Anticlinorio de Valdelacasa, y aunque recubiertos por las Rañas, presentan buenos afloramientos en los cauces de los ríos y arroyos. Cartográficamente se han diferenciado dos grandes unidades con características litológicas y estructurales distintas, aunque en algunas zonas parece no existir un cambio sedimentológico muy contrastado entre ambas.

Se toma como referencia para diferenciarlas la presencia de un nivel conglomerático "peculiar", o, en su ausencia, un contraste litológico y sedimentológico apreciable. Este nivel conglomerático, hacia el NO. (Hojas de Sevilleja, Valdeverdeja y Puente del Arzobispo) se presenta como un tramo "conglomerático-calcáreo" o "megabréchico", cuyo carácter concordante o discordante ha sido discutido.

Las series infra-cámbricas del Anticlinorio de Valdelacasa fueron estudiadas con anterioridad por LOTZE (1956), considerando como Precámbrico las "Capas de Valdelacasa", serie monótona de grauvacas y pizarras, y como serie de transición al Cámbrico, un conjunto análogo al anterior aunque de menor potencia y con intercalaciones conglomeráticas.

Las "Capas de Valdelacasa" se han correlacionado con las facies "alternancia de esquistos y grauvacas", descrita por BOUYX (1970) en el Valle de Alcudia. Estos materiales y los que aparecen entre ellos y el Cámbrico fosilífero clásico, han sido estudiadas desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico por diversos autores, el trabajo más completo corresponde sin duda a F. MORENO (1974-1978), aunque tanto la memoria como la cartografía geológica de su zona de Tesis han permanecido prácticamente "inéditas", habiendo publicado tan solo avances previos y breves resúmenes de la misma; en ellos establece una subdivisión de la serie aflorante en Valdelacasa, planteando las variaciones laterales de la misma, identifica olistostromas, "slide-conglomerates" "slump-sheets" etc. y reconoce características afines a series turbidíticas proximales.

Dos olistostromas diferentes y dos episodios también distintos de "slide-conglomerates" los considera coetáneos, denominándolos Isocrona I y II (con-

sideradas en sentido amplio) que marcarían dos momentos principales de inestabilidad tectónica.

La isocrona I corresponde en su mayor parte al "Nivel conglomerático calcáreo de Fuentes" (localidad donde fue definido por primera vez, MORENO (1974).

Posteriormente, HERRANZ y otros (1977) interpretan dicho nivel como una discordancia que separa dos ciclos sedimentarios diferentes considerando como edad Cámbrica a todos los materiales situados por encima de la discordancia del "Nivel de Fuentes", ("Pizarras del Pusa", "Areniscas del Azorejo" y "Calizas de Los Navalucillos"). Los materiales inferiores a éstos, sin fauna y pertenecientes a un ciclo sedimentario distinto, representarían al Precámbrico terminal.

BRASIER y otros (1979) encuentran pistas de planolites en dicho nivel, así mismo, identifican y estudian diversos tipos de pistas de animales y discos carbonosos de tipo Chuaría en las series suprayacentes. Dichos estudios indican una edad Cámbrico Inferior para las Areniscas del Azorejo, sugieren una edad Vendienense para las Pizarras del Pusa y Vendienense o Rifeense (Alcudiense superior) para la serie infrayacente al Nivel de Fuentes.

Dentro del "conjunto anteordovícico" que comprende materiales Precámbricos y Cámbricos (Areniscas del Azorejo) la situación del límite Precámbrico-Cámbrico constituye un tema que escapa de la problemática MAGNA. Durante el simposio que tuvo lugar en Londres (1982, "Chronology of geological Record") se discutieron las dificultades de una precisa definición de la base del Cámbrico, y se ratificó la propuesta del Grupo de Trabajo del Límite Precámbrico-Cámbrico de colocar el límite, desde el punto de vista estratigráfico, cerca de la primera aparición de asociaciones de fósiles de tipo Tommotiense.

Entre las distintas personas que trabajan en este ámbito y problemática regional, parece existir un acuerdo en situar dicho límite en el seno de las Pizarras del Pusa, o en formaciones correlacionables con éllas, como la formación Aldeatejada, DÍEZ BALDA, M.A (1980) en el sur de Salamanca. Los informes paleontológicos de las Hojas de Minas de Sta. Quiteria (15-28) y Sevilleja de La Jara (15-27), indican claramente que la intercalación cuarcítica de Los Alares (15-27) (Tramo superior de Pusa) ya presenta icnofauna de "tipo Cámbrico". Por otra parte, en los niveles fosfatados de Fontanarejo, PERCONIG *et al* (1983) describen espículas de esponjas, y aunque algunos autores opinen que la aparición de las esponjas sucede a finales del Precámbrico, la bibliografía moderna (SEP-KOSKI, J.J. Jr. (1978) parece tajante en admitir la aparición de los Poríferos al principio del Tommotiense inferior (Cámbrico).

Con todos estos datos y puesto que al menos la Isocrona II (2º nivel conglomerático de Pusa) puede considerarse Tommotiense al correlacionarlo con el ni-

vel fosfatado del Fontanarejo, hemos bajado el límite Precámbrico-Cámbrico hasta la discordancia del Nivel de Fuentes, que representa un hiato sedimentario importante, al tratarse de un nivel con características litológicas y cartográficas singulares y que representa el inicio de un nuevo Ciclo Sedimentario.

1.1.1 Areniscas, limolitas y pizarras (4). Rifeense.

Esta formación como ya se mencionó anteriormente equivale a las "Capas de Valdelacasa" y a parte de la "Serie de Tránsito".

Corresponde a una potente sucesión de unos 4.000 m. de potencia mínima estimada, constituida por areniscas y pizarras decimétricas alternantes, tramos decamétricos de limolitas predominando a techo, y diversos tipos de conglomerados.

El muro de esta formación no aflora al menos en la Hoja, siendo los materiales estratigráficamente más altos los situados en el núcleo del anticlinal correspondiente a la zona SO. de la misma (Embalse de Cíjara).

El techo se venía situando en el "Nivel de Fuentes" o en el último tramo conglomerático cuarcítico con suficiente continuidad cartográfica, Isocrona I (MORENO, F. 1977) que sirve de muro a las Pizarras del Pusa. Actualmente, confirmada y demostrada la discordancia en la base del Nivel de Fuentes, el techo de esta formación está limitado por discordancias. Además, se ha visto que dicho Nivel no se corresponde con la Isocrona I (nivel conglomerático cuarcítico) sino con niveles estratigráficos más bajos.

Esta formación en conjunto es una megasecuencia positiva y estratodecreciente, hacia techo se hace casi exclusivamente limolítica (pizarras arenosas). Afloramientos de excepcional calidad aparecen en los cortes de los ríos Estena y Estomiza y sobre todo, los correspondientes al embalse de Cíjara, cuando el nivel del agua es lo suficientemente bajo.

Constituyen una serie de areniscas y pelitas; las capas arenosas de geometría planoparalela y gran continuidad lateral se presentan gradadas, con potencias decimétricas (10-60 cm.), muy excepcionalmente aparecen capas de más de un metro de potencia. La granulometría varía de arena gruesa a muy fina pero predominando sobre todo los de grano medio o muy fino.

Presentan techo y muro plano, apareciendo en algunos casos **ripples** a techo (superficie ondulada) y **flutes** de diverso tipo con direcciones de corriente NNO. a N. y niveles de carga y de escape de agua a muro.

Las pizarras y limolitas se presentan intercaladas en distintas proporciones entre las capas de areniscas, siendo la relación arena/limo muy alta, observándose un aumento en la proporción de limo hacia techo de las secuencias (positivas y estratodecrecientes) y por supuesto, como ya se mencionó anteriormente

hacia techo de la serie.

Se reconocen frecuentemente en las capas arenosas las siguientes ordenaciones internas de la secuencia de Bouma: Ta, Tb, Tabc, Tbc; el intervalo “e” corresponde en la mayor parte de los casos a las pizarras intercaladas, aunque es imposible diferenciar el tramo verdaderamente turbidítico (e_t) de decantación (e_p) hemipelágico.

Como la variación del espectro granulométrico es pequeño, la granoselección (a) no se suele presentar muy desarrollada o está ausente, a veces, se puede observar laminación paralela de alto régimen de flujo en la base. El tramo (c) de **ripples** suele estar bien desarrollado siendo exclusivo en algunas capas “tractivas”. Son muy frecuentes los escapes de agua que deforman las laminaciones dando estructuras **convolute**.

Los tramos arenosos más potentes alguna vez con bases erosivas suelen presentar amalgamaciones, habiendo desaparecido el intervalo pelítico o reconociéndose restos de él por pequeños cantos blandos (“**mud-chips**”) en la base de las capas.

Los tramos predominantemente pelíticos presentan espesor entre 5 cm. y 1'5 metros. Las pizarras y areniscas se presentan también frecuentemente agrupadas en tramos decimétricos (no superiores al metro de potencia) constituidos por finas alternancias centimétricas (1 a 5 cms.); las pizarras presentan laminación paralela y las areniscas paralela o cruzada de **ripples** (estratificación “**lin-sen**” o **wavy bedding**) y son por tanto, secuencias Tbe y Tce correspondientes a tramos de compensación (**thin bedded turbidites, TBT**).

Los tramos de **slumps**, con capas intensamente deformadas pero no rotas suelen presentar en las litologías más finas, pero cuando la deformación y removilización es mayor afecta a todos los materiales, presentándose como potentes capas (2-3 m. sin estructuración aparente y aspecto “desorganizado”, reconociéndose a veces los restos de pliegues incoherentes y “bolos” de areniscas constituyendo niveles de “**mud-flows**”.

Los materiales de esta serie, por litología y facies son perfectamente correlacionables con la Unidad Inferior (NOZAL, 1984), que equivaldría al C.X.G. (s.s.) de edad Rifeense (s.l.), no obstante por consideraciones de índole estructural y de interpretación estratigráfico-sedimentológico “global” no debe descartarse la posibilidad de que representen las facies de “talud y surco” adyacentes a la plataforma detrítico-carbonatada situada inmediatamente al SO., aflorante en los Anticliniales de Ibor y Villarta (Unidad-Superior de NOZAL, op. cit.) y por tanto de edad Vendiene s.l.

LIÑAN et al (1983) atribuyen una edad Vendiene superior, basándose en la presencia de “restos” de Vendotenias y Acritarcos lo que estaría en consecuen-

cia con la segunda posibilidad de correlación. Así pues, la edad y correlación de esta serie no está aclarada, puntualizando que caben al menos dos interpretaciones, siendo la primera la más congruente con el marco regional.

Los niveles de areniscas estudiados microscópicamente corresponden a arenitas de grano fino formados por granos de cuarzo y silex, por plagioclasas abundantes (alrededor del 15%) muy alteradas, en una matriz microcristalina de micrita-clorita con impregnaciones regulares de Oxfe finos y con silicificación incipiente por sílice microcristalina. La matriz es epimatriz de alteración diagenética de micas, feldespatos y posibles fragmentos de rocas lábiles. La textura es de esqueleto denso con contactos tangenciales, apenas modificados por presión solución y se aprecia orientación paralela de los granos.

Las lutitas corresponden a agregados de sericitita con cristalización y orientación óptica producidas por esquistosidad poco definida modificada por crenulación. En la matriz se destaca una pequeña proporción de granos de cuarzo (15%) tamaño limo fino así como cristales de opacos. Las lutitas pueden presentar intercalaciones de microniveles de acumulación de limo de cuarzo, micas y óxidos de Fe., marcando un microbandeado sedimentario respecto al que la esquistosidad es oblicua. Se observan microfiloncillos de cuarzo con cristales asociados de sulfuros produciendo silicificación parcial de las lutitas.

1.1.2 Conglomerados y/o paraconglomerados (5). Rifeense

Se han agrupado con esta denominación niveles con distintas características. Los que aparecen en los tramos más bajos de la serie intercalados entre las areniscas y pizarras alternantes presentan potencias desde unos dcms. hasta 2-4 metros, con techo plano y muro suavemente canalizado y erosivo, están formados fundamentalmente por cantos de areniscas y limolitas de 3 a 14 cm. Ø, en general bastante redondeados, se pueden considerar como "intraclastos" pues son idénticos a las litologías circundantes; de forma subordinada aparecen cantos de gravas cuarcíticas, cuarzos y lítitas bien redondeadas de 1 a 4 cm Ø y excepcionalmente algún canto de caliza. La matriz limolítico-arenosa se presenta en proporciones variables, pero en general es intersticial, estando los cantos en contacto.

Se pueden clasificar como facies A₂ (desorganizados) y representan el producto de un depósito mediante "debris flow"

Otros niveles conglomeráticos aparecen intercalados fundamentalmente entre pelitas y limolitas, los más importantes afloran agrupados y replegados en el corte del río Estenilla, apareciendo todos los tránsitos desde conglomerados a paraconglomerados con cantos dispersos entre pelitas.

Presentan potencias de 8 a 10 metros con cantos redondeados a subredon-

deados de cuarzo fundamentalmente y de areniscas y líticas de forma subordinada; los cantos suelen ser de 3-4 cm. Ø, aunque aparecen tamaños máximos de 10-12 cm. Ø. En uno de los tramos de conglomerados con escasa matriz aparecen flutes de gran tamaño en el muro de la capa; algunos niveles presentan granoclasificación negativa, situándose los cantos de mayor tamaño en la parte media de la capa, disminuyendo el tamaño de los mismos tanto a techo como a muro.

En el río Estena también aparece un nivel de paraconglomerados de unos 5 metros de potencia, con cantos de análogo tamaño y litología que los descritos anteriormente. Aparecen numerosas cicatrices y corresponden a un "debris-flow" - "mud-flow".

1.2 CÁMBRICO SUPERIOR

En el ámbito de Los Montes de Toledo el Cámbrico Inferior "fósilífero" está representado por dos formaciones: las "Areniscas del Azorejo" y las "Calizas de Los Navalucillos"; pero de acuerdo con los planteamientos del capítulo 1.1, incluimos ya como cámbricas parte de las pizarras del Pusa, estableciendo de manera informal dicho límite en el Nivel de Fuentes o equivalentes.

1.2.1 Megabrecha, olistostromas del Membrillar. Nivel de Fuentes (6). Tommotiense

La Megabrecha, "oliostromas con calizas" de MORENO (1975) aparece sobre la serie claramente turbidítica antes descrita, aflorando en el ángulo SO. de la Hoja, próximo a la Cuarcita Armoricana, desde la zona del Membrillar, hacia el SE. hasta el arroyo del Corazoncillo, con un desarrollo longitudinal por tanto de unos 5 Kms.

Por la posición que ocupa, los materiales entre los que se encuentra, así como su organización interna y composición, este nivel sería perfectamente correlacionable con el "Nivel de Fuentes" (ver discusión apartado 1.1.1). Con este criterio se ha interpretado cartográficamente la disposición estructural de esta zona muy difícil de investigar por la fuerte "tectonación" y los recubrimientos de la misma.

Se trata de una enorme acumulación de bloques y cantos de todos los tamaños desde 4 m. a pocos cm. de dimensión mayor y de diversas litologías, areniscas, calizas, limolitas y conglomerados.

Los cantos y bloques de areniscas, limolitas y conglomerados son de litología idéntica a las que aparecen en las capas infrayacentes.

Las calizas aparecen no solo como cantos y bloques, sino también como

“grandes masas” que se sitúan dentro del olistostroma (afloramiento del cauce del río) o hacia el techo del mismo.

La matriz, de naturaleza pelítica no es muy abundante, aunque en el tramo inferior, de granulometría más gruesa los bloques aparecen “flotando” en la matriz. El olistostroma presenta un máximo espesor (350-400 m.) y las mayores dimensiones de sus componentes en su extremo occidental (zona del Membrillar), decreciendo en estos dos parámetros hacia el SE. En donde ha podido observarse, la base de este nivel es subparalela a las capas inferiores, aunque ligeramente erosiva. Hacia el NO. acaba de forma aparentemente muy brusca, pues en el siguiente recodo del río afloran capas de areniscas y pizarras similares a las de las capas infrayacentes. FERNANDO MORENO descarta la posibilidad de que esta terminación tan neta sea debida a una fractura posterior; sin embargo, en la foto aérea la Cuarcita Armoricana si refleja la existencia de diversas fracturas, algunas con desplazamientos importantes. La existencia de una falla, difícil de identificar por los recubrimientos y que laminaría el cierre de la estructura sinclinal (interpretada) si explicaría esta brusca terminación, extraña en este tipo de Megaturbiditas que se extienden decenas e incluso centenares de kilómetros.

Estudios sedimentológicos más detallados (com. pers. Equipo Sed. Hespérica: SANTAMARÍA, J. y PICART, J.) indican que en El Membrillar el olistostroma aparece constituido por dos niveles superpuestos:

- Un nivel basal de 145 m. de espesor, compuesto por tres tramos, el inferior que alberga grandes bloques de escala métrica de calizas y areniscas, conservando éstos últimos su estratificación original, observándose en los bloques más rectangulares una cierta disposición subparalela a la estratificación.

En tránsito gradual pero rápido se pasa al tramo intermedio caracterizado por un “**mud-supported**” donde los cantos se encuentran aislados e inmersos en una matriz pelítica.

El tramo superior se caracteriza por la escasa presencia de cantos y el predominio de materiales slumpedizados. Son limolitas azules con intercalaciones marrones de arena fina, formando a veces niveles de **ripples**.

La megabrecha lateralmente aumenta de espesor pero no afloran ni su techo ni su base debido a que se encuentran limitadas por fracturas.

- El nivel olistostómico superior, de 170 m. de espesor como mínimo comienza con una microbrecha de base con espesor centímetro (3-10 cm.); por encima de élla aparece un “**mud-supported**” con numerosos cantos de calizas, areniscas y limolitas, su matriz es una pelita negruzca; hacia techo se incrementa el contenido conglomerático de la misma y aparecen grandes bloques de caliza brechificada y dolomitizada, que llegan a tener hasta 30 m. de dimensión mayor. Su techo se encuentra abierto.

De esta descripción puede deducirse una “casi perfecta simetría” con polaridades sedimentarias opuestas, que confirmarían la interpretación estructural de la zona: El Membrillar correspondería a un sinclinal-sobre sí mismo-del Nivel de Fuentes, y puesto que los pliegues pinchan hacia el SE., nos encontraríamos cerca de su terminación periclinal (fallada y/o erosionada) y en la charnela propiamente dicha del pliegue, discordante sobre la serie turbidítica inferior.

Se ha interpretado este “olistostroma con calizas” como el resultado de la destrucción y deslizamiento de una gran masa de calizas (plataforma carbonatada) hacia zonas de mayor profundidad a partir de su emplazamiento original. Esta caída dió lugar en zonas ya más profundas a una megabrecha, ya que durante el deslizamiento se encajaron y erosionaron las series infrayacentes, tomando numerosos fragmentos de las mismas e incorporándolas en su deslizamiento.

A unos 2'5 Kms. aprox. al SE. del Membrillar, en el barranco de la Horcajada aflora también el olistostroma. En el siguiente barranco (hacia el SE.), a una altura de corte equivalente aparecen tan solo pelitas y limolitas desorganizadas con algún “bolo” y cantos dispersos.

PALACIOS, T. (1983) cita una asociación de microfósiles de pared orgánica en muestras recogidas del propio olistostroma: “Las muestras pertenecen a verdaderos estratos infrayacentes, que han sido bruscamente incorporados a la masa olistotrómica cuando todavía no se encontraban totalmente litificados, por tanto, siempre hay que tener en cuenta que la edad asignada es la de los materiales infrayacentes siendo la del Olistostroma ligeramente menor; los microfósiles se identifican como *Bavlinella faveolata* (SHEPELEVA, 1962), *Trachysphaeridium* ?*laufeldi*? (VIDAL, 1976) y microfósiles del tipo A y B; de acuerdo con la asociación de facies se asigna a esta unidad estratigráfica una edad Vендico inferior alta-Vендico superior”.

Nosotros, de acuerdo con argumentos anteriormente expuestos, situamos la base del Cámbrico en dicho nivel, y, puesto que el olistostroma proviene de la plataforma detritico-carbonatada (Unidad Superior, NOZAL, op. cit.) y la edad de ésta es Vendiente sup., el olistostroma sería por lo menos intra-Vendiente Sup. o posterior (Tommotiense).

El “Nivel de Fuentes” pierde sus características litológicas aproximadamente a la altura de la “Pista del Enjambre” (Hoja de Sevilleja) apareciendo aproximadamente en continuidad cartográfica el nivel conglomerático de Encinacaída, pero ya con características litológicas diferentes: conglomerado de cantos de cuarzo sin apenas matriz con más de 15. m. de potencia intercalado entre capas de grauvacas.

En el río Estenilla, el contacto se ha situado en un nivel pelítico desorganizado con grandes bolos (hasta 20-30 cm. Ø) de areniscas grauváquicas con aspec-

to similar al "Nivel de Fuentes" clásico de bolos calcáreos; a techo de él, aparece un potente tramo pelítico-limolítico también desorganizado (facies *slump*) que aflora hasta el "Puente Viejo" del Estenilla. Al levantar el corte estructural detallado a techo y muro de este nivel, no solo en este corte sino en otros de la Hoja de Sevilleja, donde aparece con los característicos "bolos calcáreos" se pueden apreciar dos hechos siempre presentes en los cortes realizados (com. pers. ROBLES y PARDO):

- La serie inferior (**multilayer** de areniscas y limolitas) aparece bastante replegada (pliegues métricos y decamétricos) mientras que la serie superior (Pusa), limolítico-pelítica y mucho más homegénea, se presenta monocinal o con pliegues de al menos mayor longitud de onda.

- El "último pliegue" de la serie inferior no se "recupera" antes del "Nivel de Fuentes" (o **nivel de bolos**), faltando al menos uno de sus flancos.

Estos hechos son los que inducen a pensar en una etapa de deformación tectónica con formación de pliegues (sin esquistosidad).

1.2.2 Limolitas y pizarras microbandeadas (7). (Fm. Pusa inferior). Tommotiense

Este tramo equivaldría a la parte inferior de las "Pizarras del Pusa" así definidas inicialmente por SAN JOSÉ y otros (1974). La formación "Pizarras del Pusa" ha sido interpretada como una sucesión de origen turbidítico proximal en la parte basal que pasa a distal hacia la parte media (HERRANZ et al 1971), ha suministrado recientemente una gran abundancia de icnofósiles (BRASIER et al 1979). Los primeros icnofósiles se sitúan a unos 350-450 m. de la base, corresponden a formas discoidales carbonosas aisladas de unos 6 mm. de Ø, de gran semejanza con "**Beltanelloides sorichevae**" SOKOLOV, y otras formas discoidales de menor tamaño atribuidos a "**Chuaria circularis** (WALCOTT)". A unos 100 m. por encima del nivel que contiene **Chuaria** en mayor abundancia aparecen las primeras marcas de actividad de trilobites con **Monomorphichnus lineatus** CRIMES y otros icnotaxonones considerados próximos a **Phycodes pedum** SEILACHER y **Diplocraterion**.

Los mejores afloramientos de este tramo de serie corresponden al río Estena, sobre todo desde el nivel conglomerático (8) hasta cerca de las casas de Riofrío, donde no aparece el nivel conglomerático correspondiente a la "Isocrona II" (9), aunque sí están presentes pequeños nívelillos lenticulares detrítico-fosfatados y a techo y muro de los mismos, las pizarras microbandeadas.

Otro corte interesante es el del río Estenilla por encima del contacto (4) - (7), y también en esa misma zona el corte del barranco de la "La Charca", donde afloran bien las pizarras microbandeadas y puede observarse el tránsito a el nivel

(9) de conglomerados con nódulos fosfatados.

La formación Pusa en general podemos describirla como una potente sucesión (3.500 m. aprox.) fundamentalmente limolítico-pelítica de color verde-grisáceo con frecuentes tramos de capas deformadas por **slump** o niveles "desorganizados" con cantos y bolos de las mismas litologías(**mud-flow**), esporádicamente aparecen también intercaladas capas cm-dm. de areniscas.

El estudio microscópico indica que se trata de pizarras serícíticas con una proporción variable (20-40%) de limo de cuarzo micro a criptocristalino, desigual contenido en opacos finos y óxidos de hierro. A veces, es importante el contenido en sulfuros. Generalmente, presentan un microbandeado por acumulación de detriticos (cuarzo, biotita, moscovita, plagioclásas, etc.). Existen niveles de limolitas microbandeadas con cuarzo, plagioclásas alteradas, óxidos de hierro y abundante matriz de sericita-clorita. Las areniscas son de grano fino con cuarzo anguloso dominante, plagioclásas en las que abunda la albita y escasa proporción de fragmentos de rocas, en una matriz silicificada de clorita cristalina. Entre los accesorios destacan: turmalina, circón, rutilo y trazas de carbonatos. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la laminación paralela o un bandeado paralelo muy continuo bien marcado por finas alternancias (2-50 cm.) de capas arenosas gradadas positivas con laminación paralela o de **ripples** muy tendidos (laminación lenticular y **linsen**) intercalados entre pizarras limolíticas.

Si aumenta el tamaño de grano, la laminación se hace más ondulada y débilmente cruzada producto de la migración de **ripples**.

En el corte del río Estena, sobre el nivel conglomerático (8) aparece un tramo de limolitas bastante homogéneas de más de 50 m. de espesor; en los afloramientos lavados del cauce del río, presenta estructuras de **slump**, marcadas por finos nivelillos de color marrón (carbonatados) frecuentes en Pusa y que dibujan pliegues, algunos de ellos de formas cerradas, típicos de una deformación incoherente dúctil. Sobre este tramo aparecen limolitas bandeadas entre las que se intercalan capas masivas o débilmente gradadas de areniscas finas (capas dm. a métricas) y niveles de fragmentos (cantos blandos) derivados de las finas alternancias centimétricas de limolitas y pizarras.

El resto del corte está constituido por las monótonas limolitas y pizarras con ocasionales intercalaciones de areniscas; hacia techo aparecen las pizarras microbandeadas, constituidas por pizarras verde oscuro o gris con una fina alternancia milimétrica de nivelillos de color negro (abundante materia orgánica) y pequeños cubos de pirita (1-2 mm.), a veces los nivelillos milimétricos aparecen agrupados, dando un aspecto bandeado; normalmente esta litología aparece alterada presentando una fina alternancia de láminas de color blanco y gris ceniza con abundantes poros y moteado de óxido de hierro originados por la alteración

de la pirita. Esta litología tan característica a veces, es difícil de reconocer pues en ella se desarrolla una esquistosidad muy penetrativa y continua, que en algunos casos puede llegar a originar “bandeado tectónico” que borra totalmente la laminación sedimentaria original.

El tramo microbandeado tiene una potencia de 50 a 100 metros, habiéndose diferenciado en la cartografía en aquellas zonas donde mejor afloran, pero no se ha seguido totalmente su trazado cartográfico pues, aunque pensamos que tiene una continuidad lateral bastante grande, al menos a nivel de Hoja, en el campo sus límites son difíciles de seguir, no solo por efecto de la esquistosidad, sino porque al ser una “litología blanda” se altera fácilmente a arcillas que cubren los afloramientos.

Las pizarras microbandeadas se habrían depositado en una plataforma interna al resguardo de aportes terrígenos donde únicamente llegarían aportes en suspensión y decantación de materia orgánica de forma rítmica en un ambiente reductor.

Las medidas de paleocorrientes medidas en “Pusa inferior” indican una dirección de aportes hacia el NE.

1.2.3 Conglomerados y areniscas micro-conglomeráticas (8). Tommo tiense

Este nivel o niveles corresponderían en su mayor parte a la “Isocrona I” de F. MORENO, que lo hacía por tanto equivalente a Fuentes, pero como ya hemos discutido anteriormente no tienen el mismo significado ni son equivalentes.

Normalmente no es un solo nivel, sino que se trata de varias intercalaciones conglomeráticas, y debido a su litología siempre dan un mayor resalte topográfico.

Se han correlacionado como pertenecientes a un mismo tramo los conglomerados que afloran en el río Estomiza (3 Km. aprox. por encima de la Ctra. Horcajo-Anchuras), en el río Estena (junto a la Ctr. aguas arriba del puente) y en el arroyo Posadillas (500 m. aguas abajo de la Ctr. a Horcajo).

Se presentan como conglomerados desorganizados o masivos, con algunas intercalaciones de areniscas gruesas microconglomeráticas, y a veces limolitas con cientos dispersos.

Aunque las capas suelen ser masivas, pueden reconocerse de 30 a 60 cms. con grano selección positiva y base canalizada; son frecuentes las amalgamaciones y los niveles con cantes blandos pizarrosos de forma alargada y bordes angulosos, con frecuencia de mayor tamaño que el resto de los clastos.

La litología dominante son los cuarzos filonianos, bien redondeados y calibrados con tamaños de 2-4 cm. Ø y excepcionalmente mayores; en algunos ni-

veles microconglomeráticos son abundantes también los feldespatos (Río Este-na y Arroyo Posadillas).

El tamaño de grano y el “aspecto” varía lateralmente, de forma que, un mismo nivel conglomerático, con cantos relativamente gruesos y casi exclusivamente de cuarzo, pasan a micro-conglomerados con cantos “poligénicos” en otra zona.

En el río Estomiza, el nivel principal (10 m. aprox.) se presenta como una pudinga de cuarzo blanco (95%) y lidita, con tamaño de cantos entre 2-10 cm. Ø, la matriz es escasa y de naturaleza arenosa.

En el río Estena aparece un potente tramo conglomerático (40 m. aprox.) dando resalte topográfico, que se ve realizado por una fractura que los “silicifica”. Son fundamentalmente de cuarzo, con cantos blandos en la base y una incipiente granoclasificación positiva, el tamaño de los cantos oscila entre 2-3 cm. Ø; las capas con numerosas amalgamaciones, tienen una potencia media de 0'5 metros.

En el arroyo Posadillas la descripción de el tramo conglomerático sería la siguiente (de muro a techo) (com. pers. J. PICART - J. SANTAMARÍA).

- 15 metros de conglomerados de cuarzo, abundantes cicatrices erosivas y algunas capas granoclasificadas, presentan cantos blandos pelíticos y arenosos decimétricos.
- 30 metros alternancia de **debris-flow** y **mud-flow** con capas arenosas cm.-dm.
- 8 metros, microconglomerados de cuarzo, granoclasificación positiva, cantos blandos en la base, capas amalgamadas de hasta 1 m. de potencia; secuencia vertical estratodecreciente.
- 6 metros, **debris-flow** - **mud-flow**.
- 5 metros, microconglomerados de cuarzo con granoclasificación positiva y cantos blandos, lateralmente pasan a formar parte de un **debris-flow**.
- 7'5 metros **“debris-flow”** - **“mud-flow”**.
- 12 metros microconglomerados de arenisca y cuarzo, secuencia estrato y grano decreciente, internamente está constituido por tramos desorganizados y tramos de capas arenosas, que lateralmente pasan a formar parte de dichos tramos desorganizados como capas deformadas hidroplásticamente.

Las areniscas gruesas conglomeráticas están formadas por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (en su mayor parte policristalinos), feldespatos más o menos alterados (20%) (plagioclasas y granos de ortosa pertíctica albítizada por presión), a veces granos compuestos cuarzo - feldespatos, una propor-

ción muy variable de fragmentos de rocas (pizarras seríticas, areniscas sericíticas, lítitas, cuarcitas y turmalinas) en epimatriz cristalina de clorita. La textura es generalmente de esqueleto denso, con contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios, orientación de granos y desarrollo local de "flecos de presión". Como accesorios laminillas de micas en paso a epimatriz, óxidos de Fe., círcón, turmalina y rutilo.

Tanto las areniscas de grano fino como las conglomeráticas se clasificarían por el contenido en matriz, como grauvacas feldespáticas y/o líticas, pero en ambos casos procederían de arcosas líticas, debiéndose el carácter grauváquico a la transformación diagenética de micas, feldespatos y fragmentos de rocas lábiles a epimatriz clorítica.

1.2.4 Conglomerados, microconglomerados con nódulos fosfatados (9) Tommotiense

Se han agrupado y correlacionado los niveles conglomeráticos que afloran en el borde norte de la Hoja y los niveles conglomeráticos fosfatados de la zona SE. de la Hoja, zona de "Los Riscos" Ayo. del Toril de Valdebañez y de la Redondilla. Los primeros, con una continuidad total de afloramientos describen dos grandes pliegues cartográficos representados no solo en esta Hoja sino también en la adyacente de Espinoso del Rey.

En el río Estena aunque no se ha identificado ningún nivel conglomerático de características similares sí aparecen pequeños niveles de 4-5 cm. de potencia de escaso desarrollo (1-2 m.) con clastos de cuarzo y nódulos fosfatados.

Al igual que el nivel conglomerático inferior, presentan notables cambios laterales; en el barranco de La Charca aparece un tramo de 10-15 metros de capas dm. á métricas formadas por niveles microconglomeráticos de cuarzo con abundantes cantos blandos de limolita gris, a veces de gran tamaño (25-30 cm.) y tramos arenosos-pelíticos mal seleccionados, por encima aparecen limolitas compactas con ripples a techo y pequeños niveles lenticulares, en alteración de color marrón típico (carbonatados); lateralmente, en el crestón que dibuja el flanco O. del Anticlinal del Linchero aparecen bancos conglomeráticos de hasta 2 m. de potencia, con cantos de cuarzo (95%) redondeados de 4-6 cm. O, de areniscas gris, y los intraclastos "blandos" de limolitas y pizarras de mayor tamaño y forma "ahusada". En el río Estenilla, que estructuralmente corresponde ya al flanco E. de la misma estructura están constituidos por microconglomerados y areniscas con pequeños intraclastos (mud-chips) pelíticos. Aparecen bien estratificados en capas decimétricas (20-80 cm.) en tres tramos o secuencias con una potencia total de 7-10 metros. las secuencias comienzan por un tramo desorganizado con cantos blandos pelíticos y cantos también "blandos" (intraclas-

tos) de microconglomerados; la potencia de este tramo varía entre 40-80 cm. siendo la más potente la de la primera secuencia y decreciendo en las otras restantes, estos tramos parecen corresponder a **debris-flow**, les siguen areniscas y microconglomerados en capas decimétricas (20-50 cm.) con amalgamaciones y ocasionales cantes blandos intercalados. Las dos primeras secuencias parecen estar truncadas por la siguiente, aunque siempre hay una pequeña intercalación (10-40 cm.) pizarrosa; la última secuencia es claramente estrato-decreciente, a la vez que se van intercalando hacia techo tramos pizarrosos más potentes hasta desaparecer las areniscas. Los niveles arenosos parecen corresponder a corrientes tractivas.

En la zona SE. de la Hoja donde aparecen los niveles con fosfato, los afloramientos son escasos y parciales por estar la zona bastante recubierta por rañas y derrubios. En el arroyo Redondilla el tramo con capas fosfatadas tiene una potencia de 80-100 metros, pudiéndose diferenciar tres niveles, el inferior, de unos 30 metros con capas decimétricas a métricas, a veces amalgamadas, presentan bases irregulares y generalmente están bien gradadas. El tramo intermedio (30-40 m.) es fundamentalmente limolítico-pelítico aunque con finas intercalaciones de capas fosfatadas contimétricas (3-10 cm.); el superior con gran número de capas conglomeráticas y potencias decimétricas-métricas.

Los niveles conglomeráticos están constituidos por cuarzo y clastos fosfatados en distintas proporciones y, a veces, cantes de arenisca o de limolita (cantes blandos) similares a los que aparecen entre las propias intercalaciones conglomeráticas. Lateralmente, hacia el SE. (Arroyo de La Chorrera) el contenido de clastos fosfatados decrece, pasando a ser exclusivamente microconglomerados de cuarzo y arenisca.

Los clastos fosfatados presentan una estructura de tipo "ooide" u oolítica de "visu" (redondeados y con zonación concéntrica), aunque también son frecuentes las formas lentejonares o cilíndricas, también zonadas, apareciendo también clastos irregulares de fosfato (fragmentos de capa?) sin que se aprecie estructura alguna. El aspecto general es que han sufrido un cierto transporte pues algunos clastos "oooides" aparecen rotos, por lo que lo más probable es que no estén "in situ" sino que han sido transportados y concentrados en estos niveles.

Los cantes fosfatados se interpretan como "intraclastos", es decir, corresponderían a "nódulos" o a niveles centimétricos fosfatados rotos, siendo la zonación concéntrica (cristalización de Colofana-Dahllita) de origen diagenético o más tardío.

Las arenitas gruesas estudiadas al microscopio son muy semejantes a los de la unidad 8, si bien presentan una matriz serícita que incluye abundantes nú-

cleos irregulares de epimatriz de clorita-sericita, con abundantes fragmentos ferruginosos (reliquias de feldespatos) y fragmentos de rocas en avanzado estado de "matrización"

1.2.5 Pizarras y limolitas, pizarras (10) (Pusa superior) (Tommotiene).

Este tramo pertenece también a la formación "Pizarras del Pusa": hacia techo pasa gradualmente a la formación "Areniscas del Azorejo"; en la cartografía aparece también limitado por la serie conglomerático-cuarcítica (Ordovícico inferior) que se sitúa discordante.

Presenta una clara tendencia a la somerización de la cuenca con frecuentes evidencias de tormentas o niveles cuarcíticos con indicios de oleaje.

El contacto con la formación superior "Areniscas del Azorejo" es gradual, representando una sedimentación progresivamente más detrítica y más somera hacia techo.

El medio sedimentario parece corresponder a un dominio de plataforma ocasionalmente bajo la influencia del oleaje (en el buen tiempo). Los mejores afloramientos corresponden al río Estena y al río Estenilla, en los alrededores de Los Alares.

Las características litológicas son similares a las descritas en 1.2.2 correspondiente al tramo de "Pusa Inferior"; se puede describir por tanto como un tramo bastante monótono constituido por pizarras arenosas (limolitas) con esporádicas intercalaciones de areniscas cuarcíticas centimétricas (excepcionalmente de más de 1 metro).

Las limolitas compactas verde-grisáceas, presentan el característico bandeadío definido por niveles centimétricos o milimétricos más claros y arenosos con laminación paralela muy regular y continua o cruzada de **ripples** muy tendidos; cuando estos niveles presentan un cierto contenido en carbonatos destacan fácilmente por el color marrón-rojizo que toman al alterarse. Las intercalaciones de cuarcitas y areniscas presentan, a veces, estratificación "wavy" (ondulada) con **ripples** de cresta recta a techo.

Al igual que en Pusa inferior, son frecuentes los tramos métricos de "limolitas desorganizadas" (**mud-flow**) con bolos o cantos blandos (intraclastos) de más de 15 cm. Ø, de contorno difuso si son de la misma litología que la matriz, o neto, si se trata de limolitas con carbonatos que se alteran a color marrón. Hacia la parte alta de la formación, las limolitas se hacen más silíceas (compactas) y empiezan con mayor frecuencia intercalaciones arenosas.

1.2.6 Areniscas cuarcíticas (11). Tommotiene

En las proximidades de Los Alares, dentro de la formación anteriormente

descrita y aproximadamente hacia el tercio superior, aparece una potente intercalación arenoso-cuarcítica (más de 60 m.); las capas presentan potencias dm. a métricas, a veces, con finas intercalaciones pelíticas inter-estrato, en las que se reconoce abundante bioturbación; son frecuentes los **ripples** a techo de las capas.

Están formadas por un esqueleto denso de granos de cuarzo subangulosos-subredondeado de tamaño fino a medio y feldespatos potásicos alterados (10%).

1.2.7 Areniscas, cuarcitas y pizarras (12) (Fm. Areniscas del Azorejo) Tommotiene.

Esta formación conocida regionalmente como Areniscas del Azorejo (SAN JOSÉ *et al.*, 1974) representa el Cámbrico inferior detrítico clásico del área Centro-ibérica.

El muro lo constituyen las Pizarras del Pusa, y el techo, las Calizas de Los Navalucillos (GIL CID *et al.*, 1976), que en esta Hoja no llegan a aflorar por efecto de la discordancia Sárdica, pero sí en la Hoja de Espinoso del Rey, en las inmediaciones de Los Navalucillos, localidad donde fueron definidas y estudiadas.

El tránsito "Pusa" - "Azorejo" como ya se mencionó es gradual, tomando como criterio "de campo" para diferenciar las dos formaciones cuando empiezan a aparecer, intercaladas entre las limolitas, areniscas en capas decimétricas de forma ostensible; en foto aérea, el contacto por tanto, viene algo más bajo de donde ya se aprecian las capas cuarcíticas tan características. Morfológicamente se aprecia un ligero contraste en el relieve al ser una litología mucho más competente.

La Serie del Azorejo se describe como una serie detrítica con predominio de pizarras en la base, pasando a alternancias de grauvacas y areniscas en bancos gruesos, con pistas y con intercalaciones de cuarcitas hacia techo, culminando en una serie rítmica de areniscas y lutitas con **ripples** y bioturbación. Interpretándose como depósitos poco profundos de llanuras de mareas de barro (**mud-flats**) y arenas.

En la Hoja afloran ampliamente en todo el tercio oriental de la misma apareciendo la serie más o menos decapitada según las zonas por la discordancia Sárdica, fosilizada por los conglomerados del Tremadoc.

Los cortes más interesantes por su continuidad y calidad de afloramientos corresponden al arroyo de las Peralosas, desde el cerro Mora hasta el río Estena, en el río Estena, donde se corta una amplia estructura sinclinal, desde el arroyo de Valdelayegua, al SO. hasta el arroyo de las Urraleras al NE.; estos cortes presentan el inconveniente de las dificultades de acceso por tratarse de fincas

particulares. En la esquina NE. de la Hoja en el corte de Navas de Estena (SAN JOSÉ *et al.*, 1974) afloran muy bien los tramos inferiores en espectacular discordancia bajo el Ordovícico. La formación está constituida por tramos de 5 a 30 metros constituidos exclusivamente por areniscas o cuarcitas a veces en capas potentes de aspecto masivo (1 a 3 metros) alternando con otros constituidos por limolitas y areniscas; excepcionalmente se han encontrado lentejones carbonatados irregulares de 0'5 m. de espesor y 4-5 m. de extensión lateral.

Se ha calculado una potencia total en esta Hoja de unos 650 m. aproximadamente. Toda la formación suele presentar icnofauna típica de facies arenosas someras. Las capas más potentes de areniscas, con aspecto masivo, suelen presentar el muro ligeramente ondulado y frecuentemente espectaculares estrechuras de escape de agua dando pseudo-bolos o estructuras almohadilladas de gran tamaño.

El tamaño de grano de las areniscas es normalmente de medio a fino y son característicos los cubos de pirita de gran tamaño (hasta 2 cm. de arista) en dichas capas.

Petrológicamente son metaarcosas formadas por cuarzo subanguloso feldespatos potásicos alterados, fragmentos de roca parcialmente transformados a filosilicatos, opacos, turmalina y círcón. Las pizarras presentan frecuentemente un bandeadío constituido por una alternancia de lechos en los que predomina el limo de cuarzo y otros fundamentalmente formados por sericitita, clorita, limo de cuarzo, feldespatos potásicos, moscovita, biotita, opacos y turmalina.

Los niveles arenosos menos potentes presentan laminación cruzada de **ripples** que en el techo de las capas se presentan como ripples de cresta recta con espaciados de 5-10 cm. apareciendo direcciones variables en los trenes de **ripples**, incluso sobre una misma capa, originando interferencias e incluso superposición de **ripples** linguoides (corte de Navas de Estena); en este corte son frecuentes las direcciones de crestas N 10-20, N 60-50, N 130.

En el arroyo de la Chorrera se han observado dos "barras" arenosas cuyas láminas de foreset indican direcciones de progradación prácticamente ortogonales. Las finas alternancias de areniscas y pelitas-limolitas presentan estratificación tipo **wavy-bedding**.

En el corte del arroyo Peralosas, además de todas estas estructuras aparece también un tramo (2-3 metros) con estratificación cruzada "festoon" de mega ripples (30-40 cm.), y en el propio lecho de arroyo una importante cicatriz erosiva o canal que trunca netamente las capas laterales mientras que por el otro lado aparecen algo deformadas o caídos, se presenta "rellena" por una limolita masiva y algo desorganizada con pseudo-bolos.

Hacia la parte alta de la formación pueden aparecer también finas intercalaciones

ciones carbonatadas (río Frío, junto a la Crt. de Navahermosa).

En el corte de Navas de Estena SAN JOSÉ, M.A (1983) cita la siguiente icnofauna: **Astropolithon** DAWSON y **Scolicia** DE QUATREFAGES. BRASIER **et al** (1979) citan también la siguiente icnofauna indicativa del Cámbrico inferior en los 450 metros basales de la formación Azorejo: **Diplocraterion** sp., **Planolites** sp., **Astropolithon hispanicus** CRIMES, **Monomorpnichnus lineatus** CRIMES, **Diplichnites** sp., **Agrichnium** sp., **Dicymaulichnus** sp., **Pasminichnites** sp., **Plagiogmus** sp., y marca de tipo **Eophyton**.

1.3 ORDOVÍCICO

Los materiales ordovícicos están bien representados en la Hoja. Las series del Ordovícico inferior y medio afloran ampliamente en el tercio oriental de la Hoja, mientras que en el ángulo SO. aparece la serie más completa sobre todo del Ordovícico medio y superior, ya que el inferior está muy recubierto o prácticamente desaparece por laminación tectónica de un desgarre dextro, en la zona del arroyo del Corazoncillo.

Litológicamente forman un conjunto transgresivo de materiales detriticos, conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras, con facies muy constantes a escala regional, abundante fauna característica en los niveles pizarrosos e icnofósiles bien conservados en los tramos cuarcíticos.

Las formaciones representadas en la cartografía han sido establecidas siguiendo criterios lito y fotogeológicos y, son fácilmente correlacionables con las descritas en la bibliografía regional.

El límite inferior del Ordovícico se sitúa en la discordancia erosiva y angular fosilizada por la "pudinga basal" o por las areniscas de las "alternancias inferiores" como las definió MARTÍN ESCORZA, C. (1977), o la "serie púrpura" de BOUYX, E. (1970), características en la mayor parte de Los Montes de Toledo.

1.3.1 Pundingas, areniscas conglomeráticas (13).Tremodoc

Constituyen un nivel muy continuo en todo el tercio oriental de la Hoja, litológicamente puede presentar distintos aspectos, normalmente es un conglomerado de cantos de 2-5 cm. de Ø de cuarzo, cuarcitas y areniscas bien redondeadas con escasa matriz o como cantos dispersos (concentrados en niveles) en areniscas microconglomeráticas de tonos característicos morado-púrpura.

La potencia de este tramo puede llegar a los 50 metros, pero sufre grandes variaciones y así, en el corte de Navas de Estena está escasamente representado. En el flanco norte del Sinclinal de la Chorrera, el conglomerado basal (2-3 metros) está formado en algunos puntos por cantos y bloques (hasta de 30 cm.

Ø) de areniscas y cuarcitas sub-angulosas, ideénticos a los de la formación infra-yacente (Areniscas del Azorejo).

En el flanco norte del Sinclinal de Guadarranque-Navalonguilla correspondiente a esta Hoja, como ya se ha mencionado, estos materiales no afloran por estar laminados tectónicamente (la potente serie cuarcítica del Ordovícico inferior queda reducida a unos pocos metros de las “alternancias inferiores”, pero al NO. del Membrillar muy cubiertos por derrubios y vegetación puede reconocerse este tramo; en la Hoja de Minas de Sta. Quiteria y en este mismo flanco aparecen buenos cortes de estas formaciones en la zona del Portillo del Estena, sobre todo si el nivel de las aguas de el Embalse de Cijara es bajo.

El tramo conglomerático aparece frecuentemente estratificado en bancos decimétricos (40-60 cm.) de apariencia masiva o tan solo con granoclasicación positiva en las litalogías más gruesas y laminaciones paralelas y cruzadas (en surco) en el caso de areniscas conglomeráticas.

1.3.2 Areniscas, cuarcitas y limolitas (14).Tremodoc.-Arenig.

Sobre la pudinga basal, o directamente discordante sobre el sustrato, aparece una potente serie de hasta 700-800 metros (corte del Estena) de areniscas, cuarcitas y limolitas estratificados en bancos dm. á métricos; en general se observa una clara disminución en la potencia de la serie hacia el SO. (500-200 m.) en el Sinclinal de la Chorrera.

Esta serie, es equivalente también a las “capas intermedias” LOTZE (1976), pero él las consideró como el Cámbrico superior.

La edad de esta formación se establece en base a los fósiles de **Cruciana furcifera D'ORB.** y **C. goldfussi (ROUALT)** que caracterizan al Ordovícico inferior, su edad corresponde posiblemente y así se admite regionalmente al Tremadoc medio o superior, ya que no aparecen en estas capas **C. rugosa D'ORB.** que coexiste con las otras dos especies en la “Cuarcita Armoricana” indicando el Arenig.

En el corte del río Estena se observan areniscas y/o cuarcitas agrupadas en secuencias negativas (estratodecrescentes) formadas por apilamientos de capas de forma lenticular o de cuña (sigmoides) y estratificación cruzada planar “**sand-waves**” de $h = 1$ metro y $l = 10-20$ metros o mayores). Estudiando la estructura de algunas unidades se ve que a su vez están formadas por **megaripples** ($h = 20-30$ cm. $l = 2-3$ metros) con estratificación cruzada, que a su vez pueden estar formados o retocados por **ripples** más pequeños. Los “**sand-waves**” se agrupan formando “barras” o resaltes de 5-10 metros de potencia que pueden corresponder a auténticas “barras litorales” en el sentido sedimentológico.

En la parte inferior son frecuentes las intercalaciones de granulometría más finas, constituidas por pizarras o limolitas de color morado oscuro o violáceo en las que se desarrolla la esquistosidad.

A lo largo de toda la serie se puede observar una disminución en el tamaño de grano y una mayor selección y madurez en el mismo.

Las cuarcitas están formadas por granos heterométricos de cuarzo subanguloso de 0'1 a 0'25 mm. de tamaño medio con los granos interpenetrados por presión-solución y cuarzo en crecimientos secundarios. Hay una escasa o nula matriz serícita y ocasionalmente cemento ferruginoso. Las areniscas son más finas y homométricas estando los granos rodeados por una matriz serícita parcialmente orientada y siendo relativamente frecuentes las moscovitas detriticas. Las pizarras están formadas por sericitita, clorita y limo de cuarzo que a veces se presenta en lechos alternantes con materiales más finos.

Son frecuentes los icnofósiles como **Oaedalus, Skolithos y Cruzianas**.

1.3.3 **Ortocuarcitas (15). (Cuarcita Armoricana). Arenigiense**

Sobre los materiales anteriores, y sin que sea posible establecer un límite neto, sino más bien un tránsito gradual, aparece una formación muy característica en todo el ámbito del Macizo Armoricano no solo por sus características litológico-estratigráficas, sino además por ser el elemento principal constructor del relieve, formando alineaciones de cumbres y riscos escarpados que se siguen a lo largo de muchos kilómetros.

La potencia de esta formación oscila entre 350 m. aprox. (corte del Estena) y los 275 m. del sinclinal de la Chorrera.

Aparecen estratificados en capas medianas a gruesas (0'5-1'5 m.) y bancos (2-5 m.) en general muy homogéneos en la vertical y de gran continuidad lateral.

Están constituidos por cuarcitas blanco-grisáceas de grano fino, bien calibradas y con finos niveles de pizarras arenosas micáceas inter-estrato. Normalmente aparecen formando dos o tres "barras" cuarcitas que dan un relieve de crestas separadas por pequeñas depresiones intermedias, normalmente recubiertas por derrubios y que corresponden a intercalaciones de estratificación más tabizada.

Las cuarcitas están formadas por cuarzo casi exclusivamente. Tienen textura granoblástica siendo los granos angulosos o subangulosos y parcialmente recristalizados. A veces se aprecia la existencia de una escasa materia serícita y/o cemento ferruginoso, así como concentraciones de minerales pesados (circón) y opacos.

En el muro de las capas y sobre todo en las capas más finas son frecuentes las pistas de **Cruziana** características del Arenigiense, y otros icnofósiles como

Rusophycus, Daedalus, etc.

Esta formación se comporta ante las deformaciones como un material resistente y frágil respondiendo al plegamiento con un sistema de fracturación y diaclasado muy intenso, que dificulta en ocasiones el reconocimiento de la superficie de estratificación

1.3.4 Cuarcitas y pizarras alternantes (16). Arenigienne

Sobre las cuarcitas "armoricanas" y también en tránsito gradual se dispone una serie alternante de cuarcitas y pizarras; su observación no siempre es fácil debido a la alteración de los niveles menos competentes y a la posición topográfica que normalmente ocupan, siempre enmascarados por derrubios de ladera.

Litológicamente se tratan de areniscas de grano medio a fino, muy micáceas, protocuarcitas pardo-claro bastante compactas y pizarras limolíticas micáceas (serícíticas) de colores blanquecinos o rojos violáceos por alteración. Aparecen estratificados en capas de 0'10 a 0'50 metros, hacia muro hay un mayor predominio de materiales cuarcíticos, que va disminuyendo hacia techo, donde los tramos pizarrosos tienen mayor desarrollo. Normalmente se aprecia un tránsito bastante gradual con la siguiente formación pizarrosa, pero en el Guadarranque el contacto es neto, culminando con un nivel cuarcítico más potente que presenta a veces a techo un nivel conglomerático algo ferruginizado de tipo "hard-ground".

Las cuarcitas son petrográficamente semejantes a las de la Cuarcita Armicana, si bien la proporción de matriz es mayor. En las areniscas, además, abundan los minerales micáceos y las concentraciones de minerales pesados, sobre todo circones. Las pizarras son serícíticas, con limo de cuarzo y moscovitas detriticas.

Los niveles arenosos y cuarcíticos presentan laminaciones paralelas y cruzadas, y en superficie se observan diversos tipos de ripples y deformaciones hidroplásticas; son frecuentes también la bioturbación por *skolithus*, pequeñas cruzianas y otras pistas de tipo "repichnia". Este tramo es semejante y correlacionable con las "alternancias superiores" y con los "estratos pochico" de Sierra Morena Oriental TAMIN et al (1969). Se le atribuye una edad Arenigienne por la presencia de *Cruziana* y existir en la base de la formación suprayacente fauna del Llanvirniense.

1.3.5 Pizarras con *Neseuretus* (17) Llanvirniense-Llandeiloiense

Se caracteriza esta formación por ser un conjunto litológico muy monótono de pizarras oscuras, generalmente negras, que por alteración adquieren tonalidades más claras, verdes o pardo-rojizas, y donde ésta ha sido muy intensa a co-

lores rojo-violáceos y aspecto arcilloso.

Normalmente se presentan muy esquistosadas y replegadas lo que dificulta la estimación precisa de la potencia, se calcula próxima a los 500 metros. Localmente pueden tener intercalaciones de areniscas pardas, y en el Sinclinal de Guadarranque-Navalonguilla además, "sills" o diques concordantes con la estratificación de hasta 2 m. de potencia, de composición diorítica o de rocas afines.

Desde el punto de vista petrográfico presentan una textura lepidoblástica estando formadas por sericita, clorita, óxidos de hierro, opacos, circón y apatito. A veces, las pizarras son bandeadas con alternancia de delgados lechos de limo de cuarzo con litología semejante a las antes descritas o apareciendo delgados niveles micáceos carbonosos.

Son frecuentes los yacimientos fosilíferos sobre todo en determinados niveles algo más arenosos, y los nódulos que contienen a veces también restos fosíles en su interior.

Se adopta la denominación de "pizarras con *Neseuretus*" de acuerdo con GIL CID, M.D. et al (1976) debido a la abundancia del citado fósil en este tramo pizarroso, por otra parte muy constante en gran parte del SO. del Macizo Hespérico.

Se han localizado varios fosilíferos que han proporcionado la siguiente fauna de edad Llanvirniense-Llandeilo: *Didymograptus* sp., ***Neseuretus (Neseuretus)*** sp., ***Cacemia riberoi (SHARPE)***, ***Redonia*** sp., ***CYSTOIDEA*** indet., ***Neseuretus (Neseuretus) tristani (BRONG)***, ***PHACOPINA*** indet., ***ASAPHIADAЕ*** indet., ***ORTHIDAЕ*** indet.

Los fósiles del Sinclinal de Guadarranque - Navalonguilla aparecen bastante deformados por efecto tectónico.

1.3.6 Areniscas y cuarcitas (18). Llandeilo inf.

Como ya se ha citado en el apartado anterior, en el conjunto pizarroso pueden aparecer intercalados lechos de areniscas que pueden aumentar en potencia y número hasta constituir una alternancia, o si dominan las areniscas una intercalación que resalta topográficamente.

Litológicamente son areniscas y cuarcitas muy micáceas grises o pardo amarillentas por alteración, estratificación en bancos de 20-60 cm. alternando con pizarras arenosas, los niveles más finos es frecuente que presenten laminación cruzada de ripples a techo y en los niveles más competentes laminación cruzada de megaripples. No se han encontrado restos fosíles, pero las pizarras que aparecen a muro o en las primeras intercalaciones si presentan abundante bioturbación

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo de tamaño fino a muy fino con abundante matriz sericítica orientada. Son abundantes las moscovitas y biotitas (a veces alteradas a cloritas), óxidos de hierro, circon, rutilo y turmalina, son poco frecuentes las plagioclasas y feldespatos caolinizados y los granos de rutilo. En las cuarcitas predomina el cuarzo siendo escasa la matriz de sericita.

Este nivel, muy constante en el Sinclinal de la Chorrera, sirve como nivel guía y su trazado cartográfico dibuja diversos pliegues decamétricos en la terminación periclinal occidental de dicha estructura.

1.3.7. Areniscas y cuarcitas pardas (20). Llandeilo sup.-Caradoc. inf.

El resto de la serie Paleozoica como ya se mencionó anteriormente aflora escasa y únicamente en el ángulo SO. de la Hoja en el flanco NE. de el Sinclinal del Guadarranque-Navalonguilla.

Las "pizarras con Neseuretus" pasan a otra formación detrítica más gruesa constituida por areniscas y cuarcitas micáceas de color pardo a beige con manchas típicas de óxidos de hierro en superficie y en planos de fractura.

Los afloramientos correspondientes a esta Hoja son escasos y de mala calidad, no obstante en la proximidades y en este mismo flanco existen buenos cortes en las Hojas de Villarta de los Montes (16-29) y Minas de Santa Quiteria (15-28).

La potencia total es de unos 130 - 150 metros, morfológicamente dentro de todo el conjunto, destacan dos crestas o resaltos, que corresponden a bancos cuarcíticos potentes (hasta 2 m. de potencia).

Las cuarcitas están formadas por cuarzo heterométrico. Contienen además láminas orientadas de moscovita detrítica, así como circones y turmalinas rodados. Son frecuentes las impregnaciones y filoncillos de óxidos de hierro. Las areniscas son de cuarzo con escasa matriz clorítica.

Se observan laminaciones paralelas y cruzadas, éstas últimas muy abundantes en los tramos inferiores asociada a megarripples ($h = 20$ cm. $l = 1-1'5$ m.).

Aunque a muro de esta formación todavía aparece fauna de edad Llandeiloense se suele atribuir regionalmente una edad Caradoc para la totalidad de la formación; se les ha denominado "cuarcitas de la Cierva" GIL CID, M. DE et al (1976) en el Sinclinal del Guadarranque y son también correlacionables con las "alternancias y cuarcitas de canteras" de la región de Almadén.

1.3.8 Pizarras intermedias (21). Caradoc.-Ashgillense

Este nivel aparece enmarcado entre dos barras cuarcíticas (20) y (22). La potencia de este tramo se estima entre 150-200 metros.

Comienza esta formación con pizarras arcillosas micáceas de color gris a ver-

de oscuro, que suelen presentar una esquistosidad grosera espaciada que les da un aspecto "astilloso" característico. Gradualmente y hacia techo se van haciendo más arenosas, apareciendo en algún caso finas intercalaciones de areniscas.

Están constituidas por micro-clastos de cuarzo anguloso y de plagioclasas macladas subangulosas, la matriz que les une es serícita, afectada por una recristalización y orientación de grado muy bajo, contienen también moscovitas y biotitas detríticas diseminadas, en general de tamaño no superior al de los granos de cuarzo (80 m.).

A techo de este conjunto y donde lo permiten los afloramientos aparecen unas areniscas de grano fino y aspecto masivo, muy silíceas y bien cementadas con esporádicos cantos de cuarcitas y areniscas; presentan un color oscuro, casi negro que por alteración pasa a gris o pardo verdoso.

Al ser una litología "masiva" presentan una disyunción en bloques con capas concéntricas muy característico.

Este nivel también se ha reconocido a lo largo de todo el Sinclinal del Guadarranque - Navalonguilla, apareciendo en algunos sitios a techo de las cuarcitas del Silúrico (Villarta de los Montes (16-29).

A estos mismos materiales ROBARDET et al (1980) los denomina "pelitas con fragmentos".

En lámina delgada se presentan como areniscas grauváquicas de grano muy fino, constituidas por cuarzos de aspecto claramente volcánico, escasas plagioclasas y abundantes y desordenadas pajuelas micáceas de origen detritico. La matriz serícito clorítica es abundante y mal orientada, observándose también carbonatos secundarios.

1.4 SILÚRICO

Muy homogéneo en facies y desarrollo se caracteriza por tener en la base un nivel cuarcítico de diversa amplitud, al que le siguen ampelitas con graptolites y alternancias de pizarra y cuarcitas finas.

Estructuralmente ocupan el núcleo del Sinclinal de Guadarranque - Navalonguilla y es el Paleozoico más alto reconocido en este área.

1.4.1 Cuarcitas (22)

A esta litología corresponde el "exiguo" afloramiento representado en la cartografía. Al igual que el tramo cuarcítico del Ordovícico superior, esta formación dá unas crestas muy acusadas, formando el tercer resalte morfológico en las estructuras sinclinales estratigráficamente más completas.

Sin embargo, este afloramiento corresponde a un pequeño sinclinal, con buzamientos muy suaves, casi horizontales y aparece “colgado” sobre las pizarras intermedias; esta zona del Sinclinal del Guadarranque - Navalonguilla se presenta muy replegada a nivel de cuarcitas del Silúrico (Hojas de Villarta y Santa Quiteria). Este tramo está constituido fundamentalmente por ortocuarcitas grises o blancas, a veces con manchas rosadas de óxidos de hierro, estratificadas en bancos de hasta 2 m., generalmente masivos o con estratificación paralela o cruzada a gran escala pero muy difusa.

Las intercalaciones son de areniscas y pizarras, predominando sobre todo en la base; el techo de la secuencia generalmente lo constituyen cuarcitas de colores oscuros, en bancos decimétricos y con frecuentes ripples a techo.

La potencia oscila entre 60 y 100 metros, la ausencia de fósiles impide su datación, por lo que pueden corresponder al Ordovícícp final o a la base del Silúrico, criterio generalmente aceptado en función de los graptolites que aparecen en el tramo ampelítico. Inmediatamente a techo del resalte cuarcítico se sitúa un nivel de pizarras negras ampelíticas que presentan abundante fauna de graptolites (fam. monograptidae) que caracterizan al Llandoveriense; por encima de estas ampelitas se sitúa una potente formación constituida por pizarras y alternancias de pizarras y cuarcitas centí o decimétricas.

Las cuarcitas microscópicamente presentan textura granoblástica de tamaño de grano medio, constituida por clastos de cuarzo redondeados y ocasionalmente también de plagioclasa a veces maclada. La matriz, serícita es intersticial y escasa, pero el cemento, de naturaleza silícea es importante, creciendo en continuidad óptica con los granos para originar la textura en mosaico; hay turmalina y circón bien redondeados como accesorios. Esta formación es equivalente a la “Cuarcitas de las Majuelas” (GIL CID, M.D *et al* 1976) y en Almadén las “Cuarcitas del Criadero”.

1.5 TERCARIO

Además de los mantos de “aluvionamientos” superiores del tránsito Neógeno-Cuaternario que se conocen comúnmente como Rañas, existen otros tipos de materiales de esta edad. Se trata de afloramientos en muy malas condiciones de observación pues se encuentran prácticamente desmantelados por erosión y muy recubiertos por derrubios recientes. Están localizados en el tercio occidental de la Hoja entre el embalse de Cijara y la localidad de Anchuras, apoyándose sobre un sustrato antiguo sin alterar a cotas que oscilan entre los 500 y los 600 mts.

Corresponden a dos tipos de materiales claramente diferenciables en campo

por sus características litológicas y “estructurales”; son los que a continuación se describen.

1.5.1 Arcosas conglomeráticas y arcillas, costras carbonatadas (23). Paleógeno superior - Neógeno inferior

Son materiales detríticos, compactos, en malos y escasos afloramientos; se apoyan sobre el zócalo antiguo que se encuentra a veces afectado por encostamientos de carbonatos en “enrejado”; sobre él se sitúan unos pocos metros (5-10 m.) de arcosas conglomeráticas, arenas y materiales arcillosos. Los elementos más gruesos son cantos cuarcíticos poco redondeados y cuarzos filonianos empastados en una matriz pardo-verdosa o abigarrada arenó-arcillosa con cemento y/o concreciones carbonatadas con distribución bastante irregular; la presencia de carbonataciones y la de suelos rojos asociados es característico para diferenciarlos.

Aunque no dispone de criterios paleontológicos que permitan su datación deben ocupar una posición cronoestratigráfica comprendida entre el final del Paleógeno (Oligoceno) y el Mioceno Inferior. Esta apreciación se basa en correlaciones con facies similares de otros puntos de la Meseta Ibérica y en el hecho de que entre estos depósitos y los materiales neógenos que los sepultan media una etapa de actividad tectónica, puesta de manifiesto por ligeros basculamientos apreciables en la serie inferior.

1.5.2 Arcillas arenosas y niveles conglomeráticos (24). Mioceno-Plioceno

Bajo la Raña y en relación estratigráfica poco clara pero muy probablemente concordante y en discordancia sobre los sedimentos Paleógenos, aparecen unos materiales detríticos que por sus características y posición estratigráfica pueden atribuirse como pertenecientes al Neógeno. Éste, que es el único criterio de datación disponible es suficiente, pues son facies que recuerdan muy bien a las que se encuentran en la fosa del Tajo, Guadiana o Duero.

Los niveles de arcillas, algo arenosas, casi siempre presentan rasgos de hidromorfismo y excepcionalmente pequeñas concreciones calcáreas ambos hechos pueden relacionarse con procesos edáficos intersedimentarios. Hacia los relieves montañosos (zonas proximales) la frecuencia de niveles y tramos conglomeráticos de cantos cuarcíticos aumenta hasta el punto de que la separación entre esta formación y los aluvionamientos superiores de la Raña es problemática.

La potencia de estos sedimentos, que se acuñan hacia el norte y este puede sobrepasar los 40 metros (Ayo. del Valdelarguillo, junto a la Presa de la Casa de

Pastizales).

1.5.3 “Rañas”. Abanicos aluviales (25) y coluviones (26). Plioceno superior

Además de los sedimentos anteriormente descritos, los únicos depósitos post-paleozoicos comprendidos en la Hoja abarcan un reducido espacio de tiempo comprendido entre el Plioceno Superior y nuestros días. De éstos, los más importantes son las acumulaciones de “La Raña” situadas cronológicamente en los comienzos del Período cuaternario; el resto apenas tienen consideración pues a partir de la etapa anterior el predominio de los procesos denudativos es total.

Para MOLINA (1975) la “Raña” es una formación detritica continental con expresión morfológica definida apoyada sobre una superficie que presenta una alteración química muy desarrollada. Constituye una forma de acumulación de materiales o glacis de piedemonte que fosiliza otra superficie.

Parece claro que las Rañas corresponden a un sistema de abanicos aluviales, que en el caso concreto de la Hoja está definido por dos conos principales cuyos vértices corresponden a las actuales salidas de los ríos Frío y Estena.

Están constituidos por acumulaciones de cantes y bloques cuarcíticos con una matriz arenoso-limosa rojiza o amarillenta más o menos abundante. El desgaste y el tamaño de los cantes está en relación directa e inversa con la lejanía a los frentes de la sierra (mayor transporte).

La matriz, casi nunca soporta a los bloques y cantes, estando éstos en contacto. El aspecto, coloración y granulometría recuerda al del sustrato precámblico intensamente alterado.

Pese a su espectacular extensión superficial, la potencia de estas acumulaciones apenas es superior a la decena de metros en las zonas de mayor acumulación.

Uno de los rasgos más comunes no solo de estas sino de todas las Rañas de la Meseta es la presencia de un planosuelo que tiene como característica superficial más llamativa unas gravas cuarcíticas y areniscas con pátina “rojo-negruzca” (ferruginosa) correspondiente a un epipedón arenolimoso de color gris rico en matriz orgánica, en profundidad aparece un horizonte B_t prismático, rojo-amarillento (entre los cantes), más abajo, rasgos de hidromorfismo, con cantes decolorados y abigarramientos en la matriz por hidrataciones o ferruginizaciones.

Además de los criterios sedimentológicos, la expresión cartográfica y morfológica de los depósitos de Raña elimina cualquier duda sobre el tipo de acumulación a que pertenecen; sin embargo, entre los conos aluviales y las laderas de las

sierras existe una continuidad morfológica definida por un glacis de vertiente que se ha separado cartográficamente. Estos depósitos son coluviones y/o glacis de vertiente (26) prácticamente coetáneos con la etapa de aluvionamiento.

Son coluviones con matriz, canto y bloques de cuarcita de marcada heterometría empastados en arena y arcilla amarillenta con abundantes rasgos de hidromorfismo. Tapizan las laderas y gradualmente pasan a los abanicos aluviales, y como éllas, tienen una estrecha relación con el sustrato alterado del que se nutren.

Algunos autores (MUÑOZ y ASENSIO, 1975) creen ver en estos depósitos un origen periglacial deducen como mecanismos formadores el crioclastismo y la solifluxión.

1.6 CUATERNARIO

Esta etapa está marcada por el paso de las condiciones de la Raña al sistema fluvial actual. Los depósitos, como tales, son muy escasos, puesto que predominan los procesos de encajamiento y erosión.

1.6.1 Abanicos aluviales (27), (29), coluviones (28) y terrazas (30). Pleistoceno

Los sedimentos correspondientes aparecen localizados en dos áreas, en el ángulo SO. de la Hoja y en el tercio SE. de la misma, estando relacionados con la red fluvial del arroyo Corazoncillo. En cabecera se han separado relictos de un pequeño sistema de conos aluviales encajados en la Raña del Sinclinal de la Chorrera. Vierten como el propio arroyo de la Chorrera hacia occidente, mientras que el sistema de abanicos de la Raña lo hacía hacia el este, son consecuencia pués de la captura de esta morfoestructura de la Chorrera que vertía al Bullaque por la red de arroyos tributarios al Corazoncillo, también existen pequeños afloramientos de depósitos colgados en los arroyos de Las Posadillas y del Toril de Valdibañez. En el borde occidental de la Hoja aparecen también pequeños depósitos de terrazas que no se han representado en cartografía a fin de no enmascarar los depósitos miocenos, éstos, con menos resistencia a la erosión que el sustrato precámbrico han permitido el ensanchamiento de los sucesivos valles en los tramos finales de los ríos Estenilla, Estomiza y Estena antes de entrar en el Portillo de Cíjara y así el desarrollo de un sistema de terrazas.

Litológica y estratigráficamente todos estos depósitos no ofrecen gran variedad; son formaciones detriticas de escaso espesor constituidas por canturrales de aspecto litológico algo más variado que las Rañas pues en éllas ya se han incorporado elementos procedentes del sustrato Cámbrico-Precámbrico. Son for-

maciones sueltas, poco consolidadas con matriz de carácter limo-arenoso amarillenta.

1.6.2 Gravas ferruginizadas y arcillas “garbancillo” (31). Pleistoceno-Holoceno

Corresponde este depósito a un horizonte de escasa potencia (inferior a un metro) que se desarrolla fundamentalmente sobre la superficie de la Raña, sobre los coluviones más antiguos relacionados con ella y excepcionalmente sobre zonas planas topográficamente más altas que las Rañas pero que han permitido el desarrollo de un planosuelo de tipo residual.

El horizonte superior de estos perfiles de color gris negruzco presenta unas “gravillas” de areniscas y cuarcitas (“garbancillo”) con pátina marrón rojiza, casi negra; los cantes presentan el núcleo rosa o rojo burdeos en función del contenido de óxidos de hierro (hematites); normalmente se presentan sueltos, pero en algunos casos pueden aparecer también cementados por óxidos de hierro, dando el aspecto de “corazas ferruginosas”.

Se han debido originar por procesos edáficos relacionados con la movilización y migración del hierro a lo largo del perfil mediante corrientes de agua superficiales (aguas vadosas).

Las zonas donde aparece este tipo de depósito sin relación con la Raña son: En la Sierra de los Bohonales (810-820 m.) sobre la “Cuarcita armorcana” de la terminación periclinal del Sinclinal de la Chorrera y al NE., entre el Cerro de las Urraleras y la Cuerda de los Puerros (800-820) m.) sobre areniscas y cuarcitas del Tremadoc-Arenig. del Sinclinal del Candilejo - Navalagallina.

La diferenciación y el desarrollo que alcanza este nivel en la Raña, unido a lo extraordinariamente llano de la misma es lo que las hace aptas y favorables para su aprovechamiento agrícola.

1.6.3 Derrubios de ladera; cantos y arcillas, pedrizas de cantos de cuarcita y arenisca (32). Holoceno

Aunque en la cartografía no se han diferenciado estos dos tipos y aparecen agrupados, existen claras diferencias en su litología según el lugar de emplazamiento y por tanto el área fuente de los materiales.

Los derrubios de Rañas constituyen importantes coluviones en cuanto extensión ya que la potencia en general no supera 1'5-2 metros, aflorando el sustrato en cuanto los arroyos se encajan y “acarcavan” las laderas.

Están formados por los mismos materiales que las Rañas, aunque con algo más de matriz debido a la removilización, dándoles el aspecto de fanglomerados, por lo que muchas veces se ha venido confundiendo el verdadero aspecto y

carácter fluvio-torrencial de la Raña con el flanglomerático de sus derrubios. El gran desarrollo de estos depósitos dificulta e imposibilita en muchos casos la observación de las formaciones infrayacentes, tanto terciarias como precámbrico-cámbicas, pues muchas veces “tapizan” enteramente las laderas, enlazando con los depósitos de “fondo de valle”.

Los coluviones o depósitos de “piedemonte” propiamente dichos procedentes de la erosión de otras formaciones distintas de la Raña están formados por cantos heterométricos y sub-angulosos de areniscas y cuarcitas con matriz areno-limosa ocre-amarillenta en proporciones variables según las zonas.

Las “pedrizas” o “canchales”, constituidos exclusivamente por cantos y bloques angulosos o cuarcitas y areniscas sin matriz alguna; estos depósitos se emplazan en las vertientes de las sierras, bajo los crestones cuarcíticos culminantes que son su área fuente.

Se disponen en forma de “abanico” o “cortina” recubriendo las laderas, destacando por el característico color gris y carencia casi absoluta de vegetación. Este material procede del intenso ataque mecánico a las duras cuarcitas aprovechando los abundantes planos de disyunción que la propia estructura litológica ofrece; el mecanismo responsable de él, es un intenso crioclastismo, que aunque con intensidad más atenuada, se sigue desarrollando en la actualidad.

1.6.4 Cono de deyección, arenas, limos y cantos (33). Holoceno

Es un depósito de origen fluvio-torrencial originado por la pérdida en la capacidad de transporte del torrente al cambiar bruscamente la pendiente del perfil longitudinal del mismo. Se han diferenciado en cartografía dentro del Sinclinal de la Chorrera, están formados por arenas y limos de color pardo negruzco y cantos subredondeados de areniscas y cuarcitas.

1.6.5 Depósitos aluviales y lacustres, limos (34). Holoceno

Sobre la Raña, y por dificultades de drenaje consecuencia de la pequeñísima pendiente topográfica y el carácter de depósito semipermeable de la misma (la Raña de las Lagunas presenta una pendiente del 5/1.000), se originan zonas encharcadas en las cabeceras o “nacederos” de los arroyos y pequeñas lagunas someras de fondo plano y escasa profundidad, con forma ovoide o alargada, que se desecan en verano dejando depósitos limosos de color gris negruzco y abundante materia orgánica.

1.6.6 Aluvial, fondo de valle (35). Terrazas, llanuras de inundación (36), conglomerados, arenas y limos. Holoceno

Los componentes litológicos de estos depósitos están formados fundamen-

talmente a expensas de las rañas y coluviones pero retrabajados fundamentalmente por la acción fluvial, incorporando también las litologías de las formaciones por las que discurre el cauce.

Están constituidos por bloques, cantos y gravas bien rodadas, sin pátina, y de tipo cuarcítico y areníscoso, apareciendo también conglomerados, grauvacas y raramente pizarras; la matriz arenolimosa gris clara aparece repartida fundamentalmente en los niveles de aterrazamiento o en los pequeños depósitos de tipo "point-bar" de meandro abandonado (río Estena), proporcionan suelos cultivables muy fértiles; en conjunto presenta poca extensión y espesor reducido, inferior a 2 m. de potencia.

2 TECTÓNICA

2.1 ANTECEDENTES

La Hoja de Anchuras está situada en la parte Sur de la "Zona Centro-Ibérica"; en esta región predominan los pliegues subverticales y el metamorfismo es de grado medio. Estratigráficamente se caracteriza también por la gran extensión que ocupan los materiales pre-ordovícicos y por el carácter discordante y transgresivo del Ordovícico.

Son numerosos los autores que han puesto de relieve la existencia de discordancias pre-hercínicas en la región, concretamente entre el Ordovícico-Cámbrico inferior y entre el Cámbrico inferior - Precámbrico, opinión mantenida por LOTZE (1956), SAN JOSÉ, M.A., et al (1974, 1977).

CAPOTE et al (1971), a partir de una serie de observaciones tales como: existencia de pliegues de eje vertical dominantes en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, con cantos heredados de series infrayacentes y clara discordancia anteordovícica, les llevan a hablar de movimientos tectónicos ante-hercínicos.

BOUYX (1970) indica la existencia de dos discordancias dentro del ciclo sedimentario precámbrico.

Respecto a la asignación dentro de los distintos ciclos orogénicos de las estructuras y deformaciones presentes en la región, hay un acuerdo casi unánime en atribuir la totalidad de estas deformaciones al Hercínico, sobre todo como fases generadoras de esquistosidad, ya diversos autores admiten la existencia de una fase de plegamiento anterior, la Sárdica, pero sin esquistosidad al menos regionalmente.

Por el contrario hay una disparidad en las distintas fases responsables de las distintas deformaciones hercínicas; así para APARICIO YAGUE (1971) dentro de

as dos fases hercínicas responsables de la Tectónica de Los Montes de Toledo, la 1^a Fase generaría un plegamiento de dirección E-O. y la 2^a otra de dirección N-S. Para MARTÍN ESCORZA (1974) en la zona de Urda, aceptando también la existencia de dos fases - hercínicas, invierte el orden de las deformaciones, es decir: la 1^a generaría pliegues de dirección N-S. y la 2^a E-O. CAPOTE et al (1971), GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971) reconocen también la existencia de dos fases de deformación hercínica sinesquistosas.

MORENO, F. (1977) en su tesis doctoral sobre la región de Valdelacasa y Las Villuercas, deduce 4 fases de deformación hercínica; actualmente, con más datos regionales y estudios locales más detallados, admite una primera fase principal sinesquistosa, y una segunda fase muy débil y poco penetrativa, entre ambas intercala una fase de cabalgamientos aunque de escasa importancia en la zona Centro-Ibérica.

VEGA y ROIZ (1979) delimitan las estructuras cartografiadas del basamento hercínico de toda la región, atribuyéndolas a la "fase principal hercínica" a la cual se adscribe la esquistosidad regional; esta fase la hacen corresponder con la 1^a Fase en el extremo occidental de la zona (región de Salamanca) donde la deformación es más intensa y existe más de una fase sinesquistosa DÍEZ BALDA, (1982).

Las estructuras definidas sufren una deformación transversa (cizalla que modifica los pliegues más regulares de la región de Las Villuercas, constituyendo estructuras de aspecto rodondeado como resultado de la interferencia de una fase tardía con la fase principal sinesquistosa.

2.2 MACROESTRUCTURAS

Tradicionalmente en estas regiones se viene utilizando como elemento de referencia en la determinación de las megaestructuras la disposición de las cuarcitas en facies "armoricana", por ser el elemento principal constructor del relieve y un nivel fotogeológico de buena identificación. El área correspondiente a la Hoja se halla ocupada por una gran megaestructura de dirección NO-SE., o más propiamente dicho la terminación periclinal sur-oriental de esta estructura, el Anticlinorio de Valdelacasa. Según el criterio de determinación expuesto anteriormente y de NE. a SO. se pueden diferenciar las siguientes estructuras:

- Sinclinal de Retuerta, con dirección NO-SE. a E-O. tiene una longitud de unos 60 Km. y una anchura entre 10-15 Km. Salvo en su terminación nor-occidental (Navas de Estena), donde aflora la serie pizarrosa de Llanvirn-Llandeilo, el resto de la estructura está rellena por las formaciones detríticas de!

Pliocuaternario (Raña) por lo que no afloran materiales paleozoicos. De acuerdo con la disposición de la "Areniscas de Retuerta" parece presentar una ligera asimetría o vergencia poco acusada al SO., y de acuerdo también con los buzamientos observados en un corte transversal a la estructura en la zona de Navas de Estena parece presentar una geometría del fondo bastante plana de tipo "pliegue-caja".

- Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, con direcciones NO-SE. a ONO-ESE. se extiende desde los terciarios de la Fosa del Tajo hasta la zona de Horcajo de los Montes, presenta una longitud próxima a los 90 Kms. y una anchura entre 15-20 Kms., se prolonga hacia el este mediante los Anticliniales de El Chorito y de los Cortijos, donde vuelve a "abrirse" y aflora serie anteordovícica.

Viene a significar desde el punto de vista estructural el elemento de transición entre Los Montes de Toledo propiamente dichos y Las Villuercas, en el núcleo de esta gran estructura se encuentra el mayor afloramiento de serie anteordovícica (series de tránsito Precámbrico-Cámbrico) existente en la región.

La terminación sur-oriental de este anticlinorio (que corresponde precisamente con el tercio oriental de la Hoja) se desarrolla mediante una extensa y compleja terminación periclinal formada por: Anticlinal del Garbanzuelo; Sinclinal de Utrera - el Candilejo-Navalagallina; Anticlinal de las Peralosas-Cabañeros; Sinclinal de la Chorrera y Anticlinal de Miraflores (aparece bien definido al SE. de la Hoja).

En la serie ante-ordovícica del anticlinorio aparecen también pliegues de amplitud Kilométrica, en algunos casos bien definidos por los niveles conglomeráticos; en la zona NO. de la Hoja llevan una dirección N-S. que va girando en el resto de la Hoja hasta dirección próxima a ESE. (N 110 E).

El estilo de los pliegues también es variable, en el tercio sur-occidental los pliegues son asimétricos vergentes hacia el SO. (flanco sur verticalizado o ligeramente invertido) algo apretados, mientras que hacia el NE. se van haciendo más suaves y con flancos simétricos.

En los Anticliniales del Garbanzuelo y de las Peralosas afloran las Pizarras del Pusa en el núcleo, flanqueadas por las Areniscas del Azorejo.

- Sinclinal de Guadarranque-Navalonguilla. Este sinclinal es una estructura bastante simple con gran desarrollo longitudinal, se extiende también desde los terciarios de la Fosa del Tajo al NO. hasta el Embalse del Cíjara, continuándose hacia el SE. mediante el Sinclinal de Navalonguilla y la "Llanada" Alcoba-Porzuna, hasta los terciarios de la Mancha (zona de Malagón).

La dirección en su parte más septentrional es NO-SE. que va pasando a

ONO-ESE. en su zona media y E-O. en Porzuna. En la región del Embalse de Cíjara, esta estructura aparece sobre todo a nivel del Ordovícico superior y Silúrico.

El afloramiento Silúrico de esta Hoja corresponde a uno de esos pliegues con 75 metros de ancho ($W/2$) y 800 metros de longitud.

De esta gran macroestructura solo está representada parte de su flanco NE, correspondiendo a los afloramientos paleozoicos de la esquina SO. de la Hoja.

2.3 ANÁLISIS Y DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS MENORES

2.3.1 Pliegues

Dentro de la Hoja no son frecuentes las observaciones que se pueden realizar sobre pliegues a escala de afloramiento (mesoestructuras).

En la zona correspondiente al flanco SO. del Anticlinorio de Valdelacasa las capas están muy verticalizadas pues, prácticamente corresponden al flanco SO. de una gran estructura anticlinal, lo que dificulta la observación e identificación de pliegues menores, detectándose éstos únicamente por cambios en la polaridad sedimentaria de las capas o por las relaciones estratificación-esquistosidad; por otra parte, en esta zona son frecuentes los pliegues intra-formacionales o "slump-folds" dentro de la serie turbidítica por lo que en algunos casos pueden confundirse con pliegues de origen tectónico si las condiciones de observación no son buenas y el afloramiento es reducido.

En el río Estenilla, junto a la Cra. de Anchuras aparecen pliegues de escala métrica y decimétrica, éstos últimos sobre capas de areniscas grauváquicas bastante potentes (1'5 m. de pot.). Los pliegues son simétricos o con ligera vergencia SO.; los de mayor tamaño presentan una amplitud media (W_M) del orden de 6-8 m. y una longitud de onda próxima a los 25-30 metros, son pliegues entre cerrados y abiertos (FLEUTY, 1964) y según la relación amplitud-forma del tipo 2-3 E (HUDLESTON, 1973).

Los pliegues más pequeños, en capas de limolitas y pizarras centí y decimétricas presentan una longitud de onda del orden de 2-3 metros y una amplitud no superior a 1 metro, el ángulo entre flancos oscila entre 60° y 90°, cerrados y abiertos.

En el arroyo de la Redondilla, en capas de areniscas cuarcíticas centimétricas aparecen pliegues de este mismo tipo con ligero engrosamiento en la zona de Charnela, equivaldrían a pliegues clase 1C de RAMSAY (1967).

En el río Estena 2'5 Km. aprox. por encima de la Cra. de Horcajo-Anchuras, en un tramo de alternancias dm. y cm. de areniscas y pizarras dentro de la formación Pizarras del Pusa, aparecen una serie de pliegues anticlinales y sinclina-

les con dirección de ejes entre N-120°-140° y pinch del orden de 20°-30° hacia el NO.; los pliegues presentan una longitud de onda entre 5-10 m. y una amplitud entre 0'5-1 m., el ángulo entre flancos oscila entre 115°-130°, son pliegues por tanto entre abiertos y suaves (FLEUTY), presentando perfiles de tipo 1 E (HUBLESTON). La esquistosidad de plano axial observada en estos pliegues aparece fuertemente refractada al pasar de las capas más competentes (areniscas) a las intercalaciones pizarrosas.

En el río Estena también, pero más arriba, en la formación “Areniscas del Azorejo” entre el arroyo de las Peralosas y el Bco. de la Peñuela (Peña del Estena) la serie, alternancia de areniscas y limolitas aparece también plegada.

Los pliegues presentan una longitud de onda entre 1 y 2 metros y una amplitud próxima a 0'5 metros, el ángulo entre flancos oscila entre 110° - 130° (abiertos y suaves) y perfiles tipo 1 D-E; las capas menos competentes presentan esquistosidad en abanico convergente hacia el núcleo de los pliegues.

En esta misma zona, en pliegues algo más apretados (75°-90°) y de mayor amplitud (0'5-1 metro) los perfiles corresponden a las casillas 3 D-E.

En este tipo de materiales es frecuente que aparezcan disarmonías en los pliegues lo que podría interpretarse como interferencias, que lógicamente las tiene que haber, pero pensamos que se deben sobre todo a la “acomodación” de capas de distinta potencia y forma dentro del conjunto “multi-layer”, ya que las capas arenosas y cuarcíticas están formadas por cuerpos lentejonares de morfología tipo “barra” este mismo fenómeno y por los mismos motivos también es frecuente en el tramo de alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovíci-co inferior.

En los niveles cuarcíticos más competentes (“Cuarcita Armoricana o Cuarcita del Silúrico”) los pliegues son poco apretados, con ángulo entre flancos entre 70° y 100° (abiertos), con formas parabólicas tipo 2D y próximos a la clase 1B (RAMSAY).

2.3.2 Esquistosidades

Dentro de la Hoja solo se ha observado en campo una esquistosidad, en general está bien desarrollada en las pizarras paleozoicas y en los materiales ante-ordovícicos, sobre todo en los niveles limolíticos y pizarrosos; se presenta como una esquistosidad espaciada de tipo “slaty cleavage” grosero con microlitones de 1-5 mm. y recristalización muy reducida afectando únicamente a la fracción fina, formando sericita y clorita aunque con un grado bajo de cristalinidad.

En los niveles más arenosos es una esquistosidad grosera más espaciada de tipo “rough cleavage”; al microscopio se presenta como una esquistosidad en dominios, con láminas oscuras (lamelas) subparalelas o anastomosadas donde

los minerales micáceos están orientados y se concentran óxidos de hierro, y bandas claras, con minerales “claros” poco orientados, a veces con sombras de presión.

2.4 FRACTURACIÓN

Las grandes fracturas existentes en la zona y representadas en la cartografía corresponden en su mayoría a fallas de desgarre, tanto levógiras como destrógi- ras, podemos agruparlas en los siguientes sistemas:

- Fracturas de desgarre con direcciones N-60-70 y componente levógira, con salto apreciable, a veces próximo a los 500 metros, presentan un gran desarrollo longitudinal, los más importantes muestran una zona brechificada o triturada de hasta 2 m. de espesor; frecuentemente están relacionadas con mineralizaciones.

- Fracturas N 130-140 E y componente dextro, con desarrollo longitudinal también bastante apreciable. Una fractura de este tipo entre el Membrillar y el Aº del Corazoncillo lamina el flanco cuarcítico ordovícico, originándose una es- pectacular reducción en la potencia del mismo, quedando reducido a unos cuantos metros de cuarcitas (15-20 m.); esta fractura aparece desplazada por las N-70ºE por lo que es anterior a éstas.

- Fracturas N 80-100 E, están bien representadas en la Hoja pero no parecen presentar saltos muy apreciables, aunque pueden originar complicaciones locales.

2.5 DEFORMACIONES Y EDAD DE LAS MINAS

2.5.1 Deformaciones prehercínicas

De acuerdo con los planteamientos e implicaciones del capítulo de Estrati- grafía, se ponen de manifiesto tres episodios de deformación prehercínica de distinto rango.

La existencia de una discordancia angular entre las series detrítico- carbonatadas de plataforma de edad Vendíense (no aflorantes en esta Hoja) y el denominado Complejo Esquisto-Grauváquico (C.X.G) con materiales turbidíticos, puesta ya de manifiesto por BOUYX (1979), negada por otros (TAMAIN, 1972) y admitida posteriormente no sólo allí, sino en otros puntos (Equipo geoló- gico de Almadén, com. pers.) y reconocida también en zonas próximas (NO- ZAL, 1985) dentro del Anticlinal de Ibor, es un hecho ya indiscutible que implica

la existencia de un plegamiento intraprecámbrico (Rifeense-Vendiense) sin desarrollo de esquistosidad, al menos generalizado.

El contacto entre las Pizarras del Pusa y la unidad infrayacente, resaltado o no, por la presencia del Nivel de Fuentes, corresponde también a una discordancia; anteriormente había sido puesta en duda (MONTESERÍN, V. 1981, 1982) aunque luego ha quedado perfectamente demostrada (com. personal MONTESERÍN, ROBLES Y PARDO, 1985) a lo largo de todo el Flanco NE. de Valdelacasa.

En esta Hoja es evidente sobre todo en el corte del río Estenilla. En el río Estomiza, el contacto es por falla, pero el contraste tanto litológico como estructural de ambas series es bastante acusado; por el contrario, en el río Estena no se observan estos contrastes tan definidos, habiéndose situado el contacto en un nivel desorganizado con grandes "bolos". En la zona de Membrillar, la discordancia, como ya se expuso anteriormente (1.2.3) es deducida.

En el corte del Río Estomiza, la serie inferior constituida por areniscas y pizarras alternantes presenta pliegues de gran longitud de onda y amplitud (W/2 500m. y Am. 100 m.) con vergencia SO. y ejes ocasionalmente bastante inclinados (hasta 60°). La esquistosidad hercínica (S_1) en algunos casos puede observarse que los corta oblicuamente, aunque con ángulo bajo, por lo que se trata de pliegues previos reaplastados.

La tendencia general de la polaridad sedimentaria es hacia el SO. (materiales estratigráficamente más altos), presentando los últimos 200 m. de serie la polaridad sedimentaria invertida. Estructuralmente corresponden al flanco SO. (invertido) de un gran anticlinal.

Las Pizarras del Pusa presentan pliegues mucho más suaves y ejes predominantemente subhorizontes; la polaridad sedimentaria general es hacia el NE.

Estas y otras observaciones realizadas a lo largo de dicho contacto permiten deducir la existencia de una clara discordancia de tipo erosivo y angular; el cuantificar la laguna que representa ya es más problemático, pues depende de la edad que atribuyamos a los materiales de la unidad inferior, es decir, si las correlacionamos con el C.X.G.s.s. (Rifeense, s.l.) o con la plataforma detrítico-carbonatada (Vendiense).

La presencia de megabrechas y conglomerados así como los frecuentes tramos de slumps en las Pizarras del Pusa, indicarían también una sedimentación en condiciones de cierta inestabilidad tectónica, muy probablemente localizada en cuencas marinas creadas por un proceso distensivo (VEGAS et. al, 1977).

Por último, es evidente en toda la Zona Centro-Ibérica, que el Ordovícico inferior reposa en discordancia sobre los terrenos infrayacentes de edad Cámbrico inferior o Precámbrico, debido al plegamiento Sárdico; en el corte de Navas

de Estena, esta discordancia es espectacular con una relación angular de 55° entre las areniscas del Cámbrico inferior (F. Azorejo) y los conglomerados y cuarcitas del Ordovícico inferior (Tremadoc?) y, como indican MORENO y GÓMEZ (Mem. Hoja ESPINOSO DEL REY 16-27 en litt.): "Si restituyésemos hasta la horizontal las series clásicas del Ordovícico inferior, las series anteordovícicas adoptarían una disposición según grandes pliegues con amplitud Kilométrica con flancos cuyo buzamiento oscilaría entre 10° y 40° truncados todos ellos por la superficie correspondiente a la fase Ibérica. Tal conclusión deriva de la nueva observación de la discordancia angular existente entre los diferentes flancos de los grandes pliegues hercínicos de primera fase, situados en la mitad oriental de las Hojas de Espinoso del Rey y Anchuras. En todos los casos las relaciones angulares entre las series 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 homoaaxiales con pliegues sárdicos anteriores, habiendo derivado del apretamiento y acentuación de los mismos".

Lo que es más evidente y fácilmente deducible de la cartografía regional, es un basculamiento generalizado con arrasamiento posterior de todo el "zócalo" anteordovícico hacia el NE., con lo que las series aflorantes son estratigráficamente más altas y más completas también hacia NE.

Con respecto a la edad de los movimientos Sárdicos OEN ING SOEN (1970) los considera Cámbrico Superior; MORENO et al (1976) admiten que el techo de la discordancia Ibérica puede alcanzar una edad Tremadoc inferior; con los datos de esta Hoja, podemos decir que están comprendidos entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, puesto que la serie ordovícica infra- "Cuarcita Armoricana" se le ha atribuido esta última edad en base a la icnofauna presente (ver capítulo de estratigrafía).

2.5.2 Deformación hercínica

Respecto a la deformación hercínica, ya en la primera parte de este capítulo se han puesto de manifiesto la problemática y las opiniones de diversos autores sobre todo a nivel regional.

De las observaciones y datos de esta Hoja sólo se puede deducir la existencia de una fase de deformación hercínica, y que por sus características la atribuimos a la 1^a fase de deformación hercínica.

Este episodio de deformación es el que alcanza mayor desarrollo siendo responsable de las principales estructuras cartográficas de dirección NO-SE. a ONO-ESE., afectando tanto a los materiales paleozoicos como a las series ante-

ordovícicas como es lógico.

Durante esta Fase se formaron pliegues de todas las escalas, asociada a los cuales aparece una esquistosidad de plano axial (S_1) de tipo "rough slaty cleavage" subvertical.

Como parece deducirse de las características morfológicas de los pliegues, el grado de aplastamiento no es muy alto, por lo que la esquistosidad tiene un desarrollo incipiente, estando más generalizada y mejor desarrollada en los materiales limolítico-pelíticos anteordovícicos y en las pizarras paleozoicas.

Los pliegues en la serie pre-ordovícica son en general más apretados, con menor longitud de onda y mayor amplitud, no sólo por constituir un conjunto menos competente que el paleozoico, sino porque mecánicamente es más sencillo reaplastar los pliegues preexistentes (sárdicos) siempre que su orientación respecto a los esfuerzos sea favorable; morfológicamente son próximos a la clase 1C (RAMSAY) con engrosamiento de las charnelas, como ya se ha indicado anteriormente los pliegues en algunos casos son poco apretados, pero el aplastamiento de la roca ha sido bastante intenso puesto que se ha desarrollado la esquistosidad (al menos un 30% de acortamiento). En algunos pliegues aunque la esquistosidad es de plano axial, forma un pequeño ángulo (15°) con la traza del plano axial de los mismos, lo que confirmaría la existencia de pliegues previos reaplastados.

En la serie paleozoica y sobre todo en la "Cuarcita Armoricana" (s. lato) los pliegues son poco apretados, con ángulo entre flancos entre 70 y 100° y próximos a la clase 1B, que en principio parecen haberse originado por "buckling".

La actual disposición de las estructuras y de la esquistosidad en los materiales anteordovícicos con dirección N-S. en el NO. de la Hoja hasta ONO-ESE. en el borde oriental de la misma debe interpretarse como debida a deformaciones posteriores (Cizalla dextra), que rotan las directrices de las trazas axiales y de la esquistosidad de la 1^a fase.

Respecto a la edad de la deformación hercínica poco puede decirse a partir de la incompleta serie estratigráfica presente en la Hoja por lo que hacemos referencia a otras áreas próximas.

En el Sinclinal de Guadálmez aparecen citados materiales Dinantienses y Ná murienses en continuidad con el Devónico superior (ALMELA *et al.*, 1962) sin embargo, datos paleontológicos recientes permiten asegurar que estos materiales pertenecen al Devónico superior (Fameniense alto). Los primeros materiales postectónicos que aparecen están citados al noroeste de Almadén (COULLAUT *et al.*) los cuales dán una edad comprendida entre el Wesfaliense y el Estefaniense. Por otra parte, en Puertollano, se han encontrado sedimentos indeterminados de edad Estefaniense medio como máximo (WAGNER y UTTING).

1967). La granodiorita de Fontanosas, considerada como post-fase 1^a Hercínica (SAUPE 1973), datada radiométricamente por este autor ha proporcionado una edad de 302.7 m.a (Wesfaliense superior).

3 GEOMORFOLOGÍA

Morfológicamente la Hoja se subdivide en tres grandes unidades con niveles orográficos diferenciados. Por un lado el tercio oriental montañoso y elevado; por otro el resto, con plataformas llanas y extensas que contrastan con los valles profundos y quebrados que se encajan en éllas y que caracterizan el paisaje de las Rañas

3.1 LAS SIERRAS CUARCÍTICAS

Son características de los afloramientos ordovícicos de la terminación de la estructura de Valdelacasa que tienen su continuidad hacia el Este, donde están mejor definidas.

Aunque las diferencias altimétricas de sus cumbres no son acusadas tampoco existe una isoaltitud tan manifiesta como en otros lugares de Los Montes de Toledo. Se sitúan sobre todo entre los 850 m. y los 900 m. (Sierra Blanquilla, 895 m., Sierra de los Bohonales 827-860 m., Cuerda del Alcornoque, 907 m., Utrera 875 m., Sierra de Acebúches 900 m., Sierra de Fuente Fría, 894 m.). Tan solo se supera la cota 1.000 en el límite septentrional (N. de Cigüimuelas). La altiplanicie de cumbres, bien conservada más al este (Hoja nº 17-28, Retuerta del Bullaque) aquí ha desaparecido pues los procesos de degradación en esta zona de la morfoestructura son muy intensos. La incisión del río Estena y sus tributarios es muy importante, la diferencia de cotas entre dicho río y los niveles de cumbres próximos alcanzan valores entre los 300 y 350 metros de desnivel. Los valles definidos por dicho encajamiento son profundos y relativamente escarpados, siendo la red fluvial preferentemente transversal a la dirección general hercínica y casi siempre condicionada por la fracturación. A excepción de las "pedrizas" que manifiestan una movilidad perceptible, las pendientes suelen tender a la estabilización.

Como sucede a rango superior las directrices del relieve son estructurales, en muchos casos no exactamente hercínicas, pues el rejuego más moderno de el sistema de fracturación el que condiciona o controla principalmente la organización del drenaje.

3.2 LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA

Las Rañas destacan ampliamente en el mapa topográfico, su forma cartográfica y su topografía son inconfundibles.

Estas plataformas de forma triangular y digitada presentan una pendiente general hacia el SO. del orden de un 5-8 por 1.000. Sus cabeceras se sitúan próximas a los 800 metros en el límite septentrional y a los 700 m. en el ángulo suroriental, su cota absoluta más baja se alcanza en el extremo suroccidental (560 m.)

La Raña del Avellanar con cotas de 830 al NE. y 600 al SO. tiene una pendiente media del 1'2%; por encima de 730 m. del orden del 3% y en el resto del 8 por mil.

La Raña de Las Lagunas con cotas entre 645 m. al E. y 580 m. al O. tiene una pendiente media del 5 por mil.

Las acumulaciones detriticas de las Rañas están definidas por abanicos y coños aluviales coalescentes que morfológicamente se pueden "evidenciar" mediante el trazado de las isohipsas, pues si se hace abstracción de las entalladuras de los cursos actuales, permanecen prácticamente sin degradar.

3.3 LAS ZONAS DEGRADADAS DE LAS RAÑAS

El sistema de drenaje actual corta a las Rañas en profundos valles que dibujan una trama de red en horquilla, con cauces bastante paralelos entre sí y paralelos también a la pendiente general de las plataformas de Raña (ríos consecuentes). En este caso, la influencia de la fracturación del sustrato ha sido secundaria.

Son valles estrechos y profundos con desniveles que alcanzan los 100 m., sus vertientes escarpadas y sin apenas aterrazamientos están tapizadas de derrubios procedentes de los depósitos de las Rañas y de los materiales alterados del sustrato. Las características plásticas del material derrumbado origina frecuentes movilizaciones de las laderas (deslizamientos, colocadas de barro, etc.).

El fondo de los valles es frecuentemente rocoso o con estrechas zonas de aluvión donde el encajamiento es mayor; por el contrario, cuando la incisión es pequeña, y ésta apenas ha penetrado en la Raña, en el Neógeno infrayacente o en los primeros metros del frente de meteorización del sustrato, los fondos son amplios y planos. La diferencia de comportamiento de uno y otro caso es consecuencia de la naturaleza del material diseccionado.

3.4 SÍNTESIS EVOLUTIVA DEL RELIEVE

El principal elemento constructor del relieve lo constituyen las ortocuarcitas

de "facies armoricana", sobre éllas se emplaza el rasgo morfológico más antiguo: el "nivel de cumbres", tan característico de Los Montes de Toledo.

MUÑOZ (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un "sistema de superficies estructurales derivadas" resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras y muy fracturadas cuarcitas arenigenses en las zonas de Charnela de los anticlinorios. Por tanto, para este autor, la isoaltitud de los conjuntos montañosos de Los Montes de Toledo, no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo preceso morfogenético que los viene afectando desde su levementamiento orogénico. Este momento es aquel en el que la erosión pasa de actuar de una litología homogénea y blanda (pizarras) a otra litología dura, bajo la que se encuentran niveles menos resistentes, es decir, cuando debido a factores estructurales, la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios. Esta sugestiva hipótesis, evidentemente relacionada con la teoría de KLEIN (1959) de evolución de las "superficies de agradación y regradación", en contraposición ofrece, sin embargo puntos oscuros cuya resolución excede del ámbito de este estudio.

La idea más generalizada es que la "superficie de cumbres" corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo, superficie fundamental de la Meseta (SOLE, 1952), superficie inicial (MARTÍN SERRANO, 1979) cuya degradación en época alpina genera el relieve apalachiano que caracteriza gran parte de Los Montes de Toledo (GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980) en el que el perfil de la alteración que afecta a los materiales antiguos desempeñó un papel fundamental.

Hasta la formación de la Raña no se encuentra otro nivel morfológico importante, aunque fosilizado por élla existe un rasgo anterior inicial; se trata de una intensa meteorización que ha sido reconocida en estos y otros lugares de la Meseta (MOLINA, 1975; MOLINA y BLANCO, 1980) que se conoce como alteración pre-Raña (y pre-Terciaria) y que tiene implicaciones geomorfológicas muy destacadas, sobre todo en la génesis del relieve precedente (ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980).

Situándose sobre la Raña y olvidándose de las entalladuras originadas por el río Estena y su sistema fluvial, el paisaje que puede observarse es el mismo que el que existió durante su emplazamiento. Por encima del nivel de esas plataformas, toda la geomorfología es heredada de esa o anteriores etapas. Los retoques mínimos se restringen a las "pedrizas" de las laderas en las sierras más importantes.

Por debajo del nivel de Raña, el modelado es enteramente cuaternario. La

excepción de este hecho existe en las proximidades del Embalse de Cíjara donde existen afloramientos de depósitos miocenos. Como éstos se sitúan a cotas sensiblemente inferiores a las Rañas cabe suponer que durante o antes de el Miocene, parte del relieve actual de esa zona estaba ya conformado (valle fósil). Por el contrario en el resto, la incisión es reciente y demuestra una continuidad sin interrupción hasta nuestros días.

4 PETROLOGÍA

4.1 ROCAS SUBVOLCÁNICAS (19) (Llanvirniense)

Las rocas subvolcánicas aparecen como “sills” intrusivos concordantes con la estratificación. Aparecen en el ángulo SO. de la Hoja, entre la Sierra del Aljibe y el Arroyo Corazoncillo.

Están intercalados dentro del conjunto pizarroso del Llanvirniense-Llandeilo; la potencia de los “sills” oscila entre 0'40 y 1'60 m., aparecen en general bastante alterados presentando colores ocres a verdes-pardos y gris claro en fresco, es frecuente observar en ellos disyunción columnar y concentraciones de “amigdalas” (burbujas de desgasificación) muy abundantes sobre todo hacia el techo; las amigdalas a veces centimétricas destacan a simple vista por estar los huecos llenos de minerales de color claro, apareciendo en los más grandes calcita.

El avanzado grado de alteración que presentan estas rocas impide darles una clasificación exacta. En principio se las supone de composición diorítica y/o dia-básica. La única facies que se conserva relativamente fresca presenta textura heterogranular hipidiomorfa, de grano medio a fino; están constituidas esencialmente por plagioclasa y anfibol a los que acompañan calcita, clorita, esfena, minerales opacos y apatito. La plagioclasa es siempre xenomorfa, con maclas en “damero”, salpicada de esfena idiomorfa y de apatitos muy aciculares, casi siempre presenta alteración parcial a sericitia y calcita. El anfibol prismático, muy idiomorfo, presenta color pardo anaranjado y caracteres ópticos próximos a los de la borqueviquita puede encontrarse en cristales frescos o bien en otros en los que sólo queda un relicto del mineral, estando el resto transformado en cloritas y carbonatos con pequeñas pero abundantes esfenas xenomorfas.

En otros casos se observa una textura porfídica definida por fenocristales idiomorfos de augita rodeados por una mesostasis de microcristales tabulares de plagioclasa entrecruzadas con otros, posiblemente máficos, transformados en cloritas y minerales opacos.

Lo más común es que las rocas estén fuertemente alteradas a calcita y cloritas siendo visibles texturas porfídicas pero sin que se pueda reconocer ningún

componente primario.

4.2 DIQUE TRAQUÍTICO (3)

Aflora en el ángulo NO. de la Hoja, al sur de Encinacaída, se puede reconocer fácilmente en el camino del cementerio de dicha localidad.

Presenta una potencia no superior a los 5 metros y un desarrollo longitudinal de algo más de 2 Kms. la dirección del dique es sensiblemente E-O., apareciendo los afloramientos con pequeños desplazamientos, generalmente hacia el sur debido a fracturas, es por tanto totalmente ortogonal a la estratificación y a la esquistosidad de esta zona.

En el campo dá un pequeño resalte topográfico, presentando el aspecto de una "arenisca grauváquica" de grano grueso de color marrón-blanquecino. A simple vista, a pesar de estar fuertemente alterado puede observarse cierta zonación, con una "facies porfídica" de borde y otra facies central más holocristalina, constituida por abundantes cristales idiomorfos de feldespatos blancos y de cuarzo de igual tamaño pero en menor proporción.

4.3 DIQUES DE CUARZO (2)

Se han representado en cartografía una serie de diques de relleno de fractura, con direcciones próximas a NO-SE., que, aunque tienen escasa potencia (1-5 metros) presentan un desarrollo longitudinal y un resalte topográfico apreciable.

Están constituidos exclusivamente por cuarzo, frecuentemente la estructura es brechoide, observándose cristales fragmentarios de cuarzo anguloso que están rodeados de una mesostasis silícea casi criptocristalina, es frecuente que también presenten impregnaciones de óxidos de hierro en proporciones variables.

4.4 CUARZO Y BRECHAS FERRUGINOSAS (1)

Se han diferenciado en la cartografía dos zonas brechificadas importantes constituidas por cuarzo, fragmentos de roca encajante (areniscas, pizarras o cuarcitas) con gran abundancia de óxidos de hierro y ocasionalmente manganeso.

La de mayor desarrollo longitudinal (más de 3 Km.) aparece inmediatamente al sur de Anchuras, parcialmente cubierta por la Raña, pero fácilmente identificable por el resalte topográfico que origina. La potencia varía entre 1'5-3 metros y rumbo NE. aproximadamente.

La otra zona brechificada diferenciada aparece al oeste de Navas de Estena afectando a los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior, la zona brechificada es de unos 5 metros de potencia y el rumbo sensiblemente E-O.

4.5 METAMORFISMO

El metamorfismo que afecta a los materiales pre-ordovícicos es de grado muy bajo, empleando la terminología de WINKLER, facies de Laumontita-prehnita-cuarzo. Las condiciones máximas que sólo ocasionalmente llegan a alcanzarse son las de la neoformación de moscovita y de mica biotita muy incipiente.

En el Ordovícico y Silúrico las condiciones son aún de grado más bajo, a veces sólo han alcanzado un estadio próximo a los límites superiores de la diagénesis. El metamorfismo se reduce más a recristalización de micas blancas y orientaciones que a neoformación de minerales propiamente dicha.

En las pizarras del Ordovícico y de forma localizada puede aparecer cloritoide prismático tardío, pero su presencia se atribuye más a una composición favorable con alta relación de Fe. y Mg. en el sedimento que un aumento del grado de metamorfismo hacia condiciones algo más altas.

5 HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Precámbrico superior (Capas de Valdelacasa) la sedimentación es fundamentalmente turbidítica correspondiente a abanicos submarinos profundos. Estos materiales son posteriormente deformados y erosionados.

Sobre ellos se deposita discordantemente la serie atribuida al Cámbrico, en un dominio de Talud-plataforma distal inestable que se va somerizando progresivamente; comienza con la megabrecha carbonatada de Fuentes, cuya área fuente hay que situarla en la plataforma detrítico-carbonatada aflorante al SO. (Ibor-Villarta).

El Cámbrico inferior clásico, (Azorejo) se deposita ya en un medio intermareal o submareal y evoluciona a plataforma con carbonatos, con desarrollo de montículos arrecifales (Algas y Arqueociatos).

La ausencia del Cámbrico medio y superior debe atribuirse a la emersión y retrogradación originada por la Fase Sárdica, que produjo un basculamiento generalizado hacia el NE.

Después de la transgresión Tremadociense-Arenigiense, el resto de la serie Paleozoica consta de una sucesión de secuencias regresivas más o menos importantes, cada una de las cuales culmina con su correspondiente nivel de cuar-

citas o areniscas cuarcíticas.

Durante el Ordovícico inferior (Tremadoc-Arenig.) se sedimentaron potentes series detríticas de conglomerados y de areniscas de alta energía litoral "sensu lato" probablemente en zonas de "shoreface" a "foreshore".

Las cuarcitas blancas masivas ("Cuarcita Armoricana") representan una sedimentación masiva submareal. Parece existir desde un posible Tremadoc hasta el Arenig. un cambio desde condiciones supra e intermareales a las condiciones submareales. Durante el Llanvirniense-Llandeilo se realizó en un medio algo más profundo, existiendo durante este período una débil actividad volcánica.

En el Ordovícico superior existe un proceso regresivo desde un ambiente de cierta profundidad (pizarras) a un ambiente dominado por corrientes, con facies arenosas litorales de tipo "barra" progradando en una determinada dirección.

Los materiales paleozoicos más altos que aparecen en la zona corresponden al Silúrico, bien desarrollado en el Sinclinal de Guadarranque-Navalonguilla. Durante el Devónico y hasta el Carbonífero es cuando tiene lugar el plegamiento hercínico, la región debió de permanecer emergida, constituyendo una laguna estratigráfica, pues no se han datado hasta ahora los correspondientes materiales. Hacia el SO. si aparecen representados en los Sinclinales de Herrera del Duque y de Guadálmez.

Todo el conjunto Precámbrico-Cámbrico y Paleozoico es plegado por la Orogenia Hercínica.

La primera Fase Hercínica, sin duda la más importante dá lugar a pliegues de todas las escalas siendo responsable de las grandes estructuras cartográficas. Asociada a estos pliegues aparece una esquistosidad de plano axial (S_1) que puede considerarse como la única esquistosidad regional.

Las deformaciones posteriores, de escasa representación en la zona consisten en un importante sistema de fracturas y desgarres tardihercínicos (ROÍZ y VEGAS, 1979).

Aparecen también en la región rotaciones en la dirección de las trazas axiales de los pliegues originados por el juego de importantes zonas de cizalla, que al interferir con las estructuras de la primera fase, pueden originar estructuras en domos y cubetas, restringidas únicamente a la zona de cizalla.

Como resultado de la Orogenia Hercínica todo el macizo Hespérico queda organizado al final del Paleozoico con una serie de macroestructuras plegadas y falladas. Desde el mismo momento de su emersión y plegamiento, la Cordillera Hercínica sufre un intenso ataque erosivo que, para esta zona, comprende desde el Estefaniense al Neógeno.

Practicamente durante todo el Mesozoico la región permanece emergida, tal y como sucede con el resto del Macizo Hespérico. En esta zona el período de

emersión prácticamente perdura hasta nuestros días. Con la entrada del Cuaternario se produce la acumulación de la Raña. Desde el plegamiento hercínico hasta ahora, el relieve originado por esos procesos se ha ido sucesivamente degradando. Durante el Mesozoico se tuvo que alcanzar un estado de peneplanización casi total, los “niveles de cumbres” de muchas zonas de Los Montes de Toledo deben corresponder a dicho arrasamiento. Durante y después de esa época el Macizo Hespérico ha sufrido varios procesos de alteración (MOLINA y BLANCO, 1980) cuyos restos aún pueden reconocerse bajo la Raña.

Ha sido precisamente la desmantelación de esos perfiles de meteorización junto con la reactivación de viejas fracturas durante la Orogenia Alpina lo que ha originado las actuales características apalachianas del relieve de los Montes (ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980).

El emplazamiento de la Raña tiende a relacionarse para algunos autores con las primeras crisis climáticas pleistocenas y en concreto con el primer pluvial Villafranquense (VAUDOUR, 1969). Para otros, con un clima estacional y no necesariamente árido (MOLINA, 1975) también tiende a relacionarse con fenómenos tectónicos finialpídicos (MARTÍN ESCORZA, 1977; REDONDO y MOLINA, 1980).

Desde ese episodio hasta la actualidad la fisonomía del paisaje tan solo ha variado en las zonas degradadas de las Rañas. La red hidrográfica progresiva a través de la Raña y de las sierras más occidentales de la Hoja y “captura” la parte más occidental del Sinclinal de Retuerta, la zona de Navas de Estena y del Sinclinal de la Chorrera.

Mientras que en esta comarca la disección continúa en el Pleistoceno, en otros lugares próximos (Depresiones de Retuerta y del Robledo) se suceden varias generaciones de abanicos aluviales y el paisaje Villafranquense permanece.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 MINERÍA

Los indicios mineros no son muy abundantes en la Hoja, concentrándose sobre todo en el borde norte de la Hoja, y se corresponde con una amplia banda con numerosos indicios que aparecen no sólo en esta Hoja, sino en las colindantes (Minas de Sta. Quiteria, Espinoso del Rey). Las labores mineras son bastante antiguas y están totalmente abandonadas, aparecen en forma de trincheras, cagüitas y en algunos casos pozos, pero siempre en malas condiciones de observación, estando hundidas o inundadas. Podemos agruparlas en dos tipos de mineralizaciones Pb-Zn y Fe-Mn.

Como mineral no metálico de interés, en cuanto a indicio para otras investigaciones que se están realizando (MAYASA-IGME) está el fosfato.

6.1.1 Mineralizaciones de Pb-Zn.

Describiremos en este apartado la "Mina del Brillante" situada erróneamente en la Hoja topográfica de Anchuras, cuando en realidad se encuentra en el borde inferior de Espinoso del Rey.

La "Mina del Brillante", que abandonó sus labores hace varios años está situada a unos 2'5 Km. al NNE. de Anchuras y se accede a ella desde la pista de Anchuras a Encinacalda, por un camino lateral que se desvía a la izquierda a unos 750 m. de Anchuras y que conduce a la mina y a la presa utilizada para abastecer al lavadero (actualmente para el abastecimiento del pueblo).

Las instalaciones están totalmente desmanteladas, pero las labores se reconocen fácilmente.

Consiste en una mineralización en venas o filones (N 70 E) que cortan a las estructuras encajantes, la estratificación lleva dirección N-S y buzamientos subverticales a N 80 E.

Aparecen dos labores importantes: al O. del arroyo se han realizado dos rocas de grandes dimensiones que ponen al descubierto y dando resalte un filón de cuarzo de 0'5 - 1 m. de potencia subvertical; al otro lado del arroyo y con dirección aproximadamente paralela pero ligeramente desplazada al N. se ha realizado un "trincherón" o "corta" donde aparecen también filones de cuarzo subverticales de diversa potencia, centimétrica y decimétrica, pero escasamente mineralizados. Los filones están constituidos por brechas hidrotermales con fragmentos del encajante (pizarras y areniscas grauváquicas) cementadas por cuarzo.

Se pueden distinguir un cuarzo de 1^a generación de "grano" grueso, transparente o algo lechoso y estructura bandeadas (distinto tamaño de los cristales) con crecimiento perpendicular a los hastiales; y otro posterior más fino y microcristalino (calcedónico) de color gris.

La paragénesis está constituida por galena, blenda, marcasita y cuarzo en geodas como ganga.

La galena y blenda, más abundante la primera, es de grano grueso a fino (exceptionalmente) y aparece asociada al primer cuarzo.

La marcasita se presenta asociada al cuarzo criptocristalino, apareciendo muy frecuentemente en estructura de "escarapel" (cockade) creciendo alrededor de los fragmentos de cuarzo.

La Mina de las Peralosas (coord. Lamb. X = 523'950; y 535'000), aparece situada en las proximidades del Arroyo de las Peralosas y aproximadamente 1 Km.

al NNE. de la casa del mismo nombre; unos 250 m. hacia el SE. de la mina, aparece también una pequeña calicata.

La labor principal consta de una trinchera de 6 x 1'5 m. y unos 2-2'5 de profundidad (inundada). Aparece un filón poco definido con dirección aprox. N 120 subvertical y corta oblicuamente a pizarras y limolitas (So 140/80 SO) que aparecen silicificadas en la zona del filón.

La mineralización está constituida por galena y blenda oscura (rica en hierro) de grano fino (microgranulada); aparece también cuarzo amigdaloido, de aspecto tectonizado.

Mina del Miedo - Lambert ($x = 515'460$; $y = 544,650$). Está situada unos 5 Kms. al ENE. del pueblo de Valdeazores, por debajo del borde de la Raña.

Aparecen varias labores, excavaciones, trincheras y pozos siguiendo la dirección del filón. La dirección de la zona brechificada es aprox. N 65-70 E oblicua a la dirección de las capas (So N20/90) encajantes, pizarras verdes muy alteradas que presentan una zona de 2-5 metros de anchura totalmente triturada o brechificada. Esta zona parece corresponder con una importante fractura de gran desarrollo longitudinal, más de 8 Km. en la Hoja y que se prolonga hacia el NE. en la de Espinoso, el movimiento de este accidente parece levógiro según el desplazamiento observado en los niveles de areniscas de los Alares, que también están cortados por ella.

La mineralización consta de blenda y galena en fragmentos angulosos englobados en una matriz de aspecto "terroso" de probable carbonato (dolomita o ankerita) que aparecen totalmente alterados a óxidos de hierro de color ocre (limonita), como accesorio debe de haber algo de calcopirita, pues aparece también como producto de alteración malaquita.

6.1.2 Mineralizaciones de Fe-Mn.

Minas de Río Frío - Lambert ($x = 519'500$; $y = 544'350$). Son varias las labores que aparecen en la zona; situadas todas las reconocidas al E. en las proximidades del río Frío, consisten por una parte en galerías horizontales excavadas a distintos niveles siguiendo una misma capa y trincheras o excavaciones en plano inclinado siguiendo el buzamiento de las capas explotadas.

La mineralización, concordante con la estratificación corresponde a óxidos de hierro (limonita) de aspecto "oqueroso" o brechoide; las capas mineralizadas presentan potencias de hasta 60 cm., y aparecen intercaladas en una serie de areniscas centí-decimétricas, y limolitas bandeadas fuertemente alteradas con colores rojo-violáceos; aparecen próximos a la discordancia del Ordovícico basal.

Al estar inter-estratificada y por el aspecto "poroso" de la mineralización es

probable que se haya originado por alteración y sustitución de niveles con carbonatos que también parecen existir en ese tramo de serie.

Al NO. de estos indicios, en el borde de la Hoja y en las laderas del cerro "Tragabalas" aparecen numerosos cantes de óxido de hierro (goethita botroide) a veces brechoide con cuarzo; el entorno está muy derrubiado y no se ha podido identificar la zona mineralizada, pero podría también corresponder a la fractura de la Mina del Miedo.

Los indicios de Manganese aparecen en las proximidades del P.K 26 de la Carretera de Navahermosa al Portillo de Cíjara ($x = 521'50$; $y = 543'600$). En el mismo escarpe de la Cuneta de la Carretera afloran unas limolitas laminadas, alteradas versicolores: rojo-violáceas, ocres y blancas; los óxidos de manganese aparecen asociados a una superficie claramente erosiva de estos niveles, presentándose el manganese como una costra de varios mm. en dicho nivel erosivo, las limolitas aparecen por encima, también alteradas, son masivas, sin laminaciones.

6.1.3 Mineralizaciones de fosfatos

Se citan como indicio interesante para las investigaciones que de esta sustancia se están llevando a cabo en la región (Macizo Hespérico).

Los niveles de fosfato frecuentemente con aspecto ooide, están intercalados en la formación Pizarras del Pusa, apareciendo asociados a los microconglomerados y areniscas cuarcíticas de la denominada Isocrona II.

Las concentraciones más importantes (varias intercalaciones m. y cm. entre limolitas) se sitúan en el arroyo de la Redondilla ($x = 515'250$; $y = 529'400$) y en el arroyo del Toril de Valdibáñez ($x = 515'750$; $y = 529'200$) en el Centro Sur de la Hoja; los afloramientos son muy reducidos por estar los valles totalmente derrubados de Raña.

También se han identificado pequeños lentejones centimétricos en el corte del río Estena, próximos a la Casa de río Frio.

De los acontecimientos estratigráficos regionales, y de las observaciones realizadas en la Hoja, parece deducirse que tanto el indicio de Robledo del Mazo (Sevilleja 15-27) como el "yacimiento" de Fontanarejo (Fontanarejo 17-29) son claramente correlacionables con el nivel que aparece en esta Hoja, estando situados estratigráficamente por tanto en la parte media alta de la formación Pizarras del Pusa, y de acuerdo con las observaciones del apartado de estratigrafía de esta memoria, muy probablemente en la parte baja del Cámbrico inferior (Tommotiene)

6.2 CANTERAS

No existe ninguna explotación permanente de rocas apropiadas para la utilización industrial; no obstante se pueden indicar algunos tipos de materiales que han sido o son explotados intermitentemente.

- Áridos de trituración; los materiales cuarcíticos, siempre relacionados con los afloramientos ordovícicos correspondientes, pueden considerarse buenos para su utilización para áridos o firmes de carreteras. La dureza de estos materiales hace difícil y costosa su extracción y machaqueo, pero el gran desarrollo de los "canchales" o "pedrizas" con cantos subangulosos, los hacen susceptibles de aprovechar directamente; se han utilizado para acondicionar pistas y caminos vecinales y particulares.

- Zahorras: se engloban bajo esta denominación mezclas de gravas, arenas y arcillas; estos materiales corresponden fundamentalmente a los depósitos neógenos y de Raña, y en menor importancia por su escaso desarrollo a los aluviales y terrazas del río Estena.

Están constituidos por "cantos" heterométricos subredondeados con predominio de los de naturaleza cuarcítica y "finos" limo-arenosos y arcillosos de tonos rojizos o pardo-amarillentos. La principal utilización es como árido de compactación.

- Pizarras: muy localmente (río Estena y Estomiza) y aprovechando litologías favorables de limolitas o pizarras con laminación paralela muy marcada y donde la esquistosidad es a su vez paralela a la estratificación, se han extraído "lajas" para techos o revestir paredes y suelos; pero no tienen ningún interés para aprovechamiento a escala industrial.

- Arcillas: en el Sinclinal de la Chorrera, hay zonas donde las pizarras del Llanvirniense-Llandeilo están totalmente alteradas, siendo prácticamente "arcillas sericíticas" de colores rojizos y violetas; este material es muy apto para la industria cerámica (fabricación de grés) pero las reservas son limitadas dentro de esta estructura.

6.3 HIDROGEOLOGÍA

El conjunto Precámbrico-Paleozoico aflorante, constituido fundamentalmente por pizarras, cuarcitas y areniscas se podría considerar como impermeable, sin embargo, dado el intenso diaclasamiento que presentan los materiales competentes y la "lajosidad" de las pizarras, poseen una cierta permeabilidad, y es a

través de estas discontinuidades por donde se desarrollan los procesos de infiltración y circulación de aguas subterráneas, de forma escasa, irregular y aislada.

Los materiales terciarios y las Rañas, por su litología se pueden considerar también como conjuntos impermeables, aunque los niveles de cantes y gravas sí pueden funcionar como acuíferos locales de bajo caudal y que funcionarían también de forma temporal, pues la mayoría de las veces se pueden considerar como "niveles colgados" descargándose rápidamente después de la temporada de precipitaciones

En la Hoja, la escasez de agua presenta problema para el abastecimiento de los núcleos de población, las captaciones de agua se hacen en los arroyos y torrentes aprovechando la escorrentía superficial. Anchuras, además de los manantiales captados en la Sierra del Enjambre, cuenta con una pequeña presa de escollera en el arroyo Tamujoso. Horcajo de los Montes se abastece en el Arroyo de la Chorrera, aprovechando los manantiales escasos en caudal pero más constantes que aparecen en la "Cuarcita Armoricana".

7 BIBLIOGRAFÍA

ALIA MEDINA, M. (1945).- "Notas morfológicas de la región Toledana". Madrid **Las Ciencias** T. 10, pp. 93-113

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962).- "Estudio geológico de la región de Almadén". **Bol. IGME** 73 pp. 193-237

APARICIO YAGUE, A. (1971).- "Estudio geológico del macizo 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

BASTIDA, F. (1983).- "Ciclo de Seminarios de geología estructural I. Pliegues y Plegamiento". IGME

BASTIDA, F., MARQUÍNEZ, J. PÉREZ ESTAUN, A., PULGAR, J.A. (1984).- "Seminarios de geología estructural II. Esquistosidades, tipos y mecanismos de Formación". Luarca. IGME

BOUYX, E. (1970).- "Contribución a l'estude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad de Badajoz)". **Mn. Inst. Geol. Minero** núm. 73, pp. 1:273

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

BUSTILLO, M.A.; MARTÍN SERRANO, A. (1980).- "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora". **Tecnitarræ** 36, pp. 1-76

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. **BoI. 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. 343-355

COULLAUT, J.L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J.; AGUILAR, M.J. (1978).- Memoria de la Hoja MAGNA número (16-32). ALMADÉN. IGME

DÍEZ BALDA, M.A. (1980).- La sucesión estratigráfica del Complejo esquistoso-grauváquico al Sur de Salamanca. **Estudios Geológicos** 36 pp. 131-138

DÍEZ BALDA, M.A., (1982).- El Complejo Esquisto-Grauváquico. Las Series Paleozoicas y la estructura Hercínica al Sur de Salamanca. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca. Fac. de Ciencias

ESPEJO SERRANO, R., (1981).- Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo Raña en el sector Cañamero-Horcajo de Los Montes. Colección Tesis Doctoral Inst. Nacional de Inv. Agrarias INIA número 27. Ministerio de Agricultura y Pesca

GARCÍA ABAD, F.J.; MARTÍN SERRANO, A. (1980).- Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves Apalachianos en el Macizo Hespérico (Meseta Central Española). **Est. Geológicos** 36, pp. 391-401

GEHRENKEMPER, J. (1978).- Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentral Spanien. Institutes fur Physische Geographie der Freien Universität Berlin Heft 29 pp. 68-69

GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMARIZ, G., 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., PEREJON, A., DE SAN JOSÉ, M.A. (1976).- Estratigrafía y paleontología de las calizas de los Navalucillos (Toledo). **Tecniterrae**, vol. 13, pp. 1-19

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971).- Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres. **Est. Geol.** Vol. XXVII, pág. 177-180

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947).- Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. Madrid. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. **Not. y Com. IGME** 17, pp. 167

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949).- Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. Lisboa, Comptes Rendues des Congrés International de Geogrphie.

HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M.A., VILAS, L. (1977).- Ensayo de correlación del Precámbrico entre Los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. **Estudios Geológicos** 33, pp.327-342

HUDLESTON, P.J., (1973 a).- Fold morphology and some geometrical implication of theories of fold development; **Tectonophysics** 16, pp. 1-146

IGME (1971). Mapa Geológico de España 1:200.000 Hoja 52. Talavera de la Reina. IGME

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

INSUA, M., y NOZAL, F. (1980).- Cartografía y memoria de las Hojas MAGNA N°s.(16-29) VILLARTA DE LOS MONTES y (17-29) FONTANAREJO. IGME

JULIVERT, N., FONTBOTE, J., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME

JULIVERT, M., VEGAS, R., ROIZ, J.M., 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 I, tema II 4-6 pp. 477-490. IGME

KLEIN C. (1959).- Surfaces de regradation et surfaces d'aggradattion. **Annales de Geographie** N° LXVIII, pp. 292-317

LIÑAN, E., PALACIOS, T., PEREJÓN, J. (1984).- Precambrian-Cambrian boundary and correlations from southwestern and Central Part of Spain. **Geol. Mag.** 121 (3), pp. 221-228

LOTZE, F. (1960).- El Precámbrico en España (1956 a) **Not. y Com. del IGME**,

vol. 60, pp. 227-239. Traducción de J. GÓMEZ DE LLARENA

LOTZE, F. (1970).- Sobre la cartografía del Cámbrico en España (1961). **Mem. Inst. Geol. Min. de España** T. 75, 256 pp. Traducción de J. GÓMEZ DE LLARENA

MARTÍN ESCORZA, C. (1976).- "Las capas de transición". Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico superior?), en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. **Est. Geol.** vol. 33, pp. 591-613

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

MARTÍN SERRANO, A. (1979).- El relieve Zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica. **Tecniterrae**, 28, pp. 11-19

MARTÍN SERRANO, A. (1982).- El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. **Tecniterrae**, 48, pp. 1-23

MOLINA, E., (1975).- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. **Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario** N° 3 (CSIC) 106 pp.

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

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

MORENO, F. (1974).- "Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. **Bol. IGME** T. LXXXV. (4). pp. 396-400

MORENO, F. (1975).- Oliostromas, 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 (Pre-cámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. **Estudia 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). **Brevioria 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)

MUTTI, E., y RICCHI-LUCCHI, F. (1975).- Turbidite facies and facies association. Examples of Turbidite facies and Facies association from selectd formations of the Northern Apennines. IX Congr. Sed. Nice. pp. 21-36

NOZAL MARTIN, 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.

NOZAL MARTÍN, F. (1985).- Cartografía geológica de la terminación SO del Anticlinal de Ibor, ALMADÉN - IGME (inédito) in MAGNA (15-29) Castilblanco. IGME

OEN ING SOEN. (1970).- Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. **Bol. Geol. y Min.** 81 (2/3), pp. 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).- Sistema 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 arqueocitos. **Breviora geol. Astúrica** 20,3 pp. 33-46

PERCONIG, E., VÁZQUEZ GUZMAN, 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
- RAMÍREZ RAMÍREZ, E. (1955).- El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de Los Monte de Toledo. **Not. y Com. del IGME**, vol. 40, pp. 53-87
- RAMSAY, J.C (1967).- *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-hill Co.
- REDONDO, E. y MOLINA, E. (980).- Bosquejo morfológico del área del Río Buitaque (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
- SAN JOSÉ, M.A. (1970).- Síntesis 1ª edición Memoria de la Hoja nº 53 (Toledo) (3-21). **Mapa Geológico de España**, escala 1:200.000
- SAN JOSÉ, M.A (1983).- El complejo sedimentario Pelítico-grauváquico. **Libro Jubilar de J.M. RIOS**. Tomo I, cap. II, 2.3.3, pp. 91-99. IGME
- SAN JOSÉ, M.A., PELÁEZ, J.R., VILAS, L., HERRANZ, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de Toledo. **Bol. IGME**, 85 pp. 21-31
- SAUPE, F. (1973).- La geologie du gisement de mercure d'Almadén. **Sciences de la terre**. Mem. 29, pp. 1-342
- SEPKOSKI, J.J. (1978).- A Kinetic model of Phanerozoic Taxonomic diversiti I. Analysis of marine orders. **Paleobiology** 4 (3), pp. 223-251
- SOLE, L. (1952).- *Geografía de España y Portugal. Geografía Física*. Tomo I, ed. Montaner y Simón, 497 pp. Barcelona
- TAMAIN, G. (1972).- Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Oriental (España). These Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay), 890 pp.
- VADOUR, J. (1969).- Données nouvelles et hypothéses sur le cuaternaire de la région de Madrid. **Mediterranée** nº 8, pp. 79-92
- 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** nº 8, 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. (1): zona de la Calera (Cáceres). **Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)**, 77, pp. 141-152

WAGNER, R.H., UTTING, J. (1967).- Sur le terrain houllin de Puertollano (Province de Ciudad Real, Espagne). **C.R. Acad. Sc. France** 5-81, pp. 264

WINKLER, H.G. (1978).- Petrogénesis de rocas motamórficas. Ediciones H. Blume, Madrid

ZAMARREÑO, I., VEGAS, R., 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). **Breviora Geol. Asturica** 20-4, pp. 56-64



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID