



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**INFORME SEDIMENTOLOGICO**  
**HOJAS A ESCALA 1:50.000 N<sup>os</sup>**  
**731, 732, 754, 755, 780, 806 Y 807**

**MAGNA EXTREMADURA**



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

## INDICE

### Págs.

<b>1.- INFORME SEDIMENTOLOGICO</b>	<b>- 1 -</b>
<b>1.1.- INTRODUCCION</b>	<b>- 2 -</b>
<b>1.2.- PRECAMBRICO</b>	<b>- 6 -</b>
1.2.1.- <u>INTRODUCCION</u>	- 6 -
1.2.2.- <u>GRUPO DOMO EXTREMEÑO. SERIE I</u>	- 11 -
1.2.2.1.- FORMACION TALARRUBIAS O "PIZARRAS DE ESTOMIZA" (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)	- 11 -
1.2.2.2.- FORMACION ARENISCAS DE ESTOMIZA (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)	- 13 -
1.2.2.3.- FORMACION ORELLANA (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)	- 21 -
1.2.3.- <u>GRUPO IBOR. SERIE II (VENDICO)</u>	- 26 -
1.2.3.1.- UNIDAD INFERIOR	- 27 -
1.2.3.2.- UNIDAD SUPERIOR	- 36 -
<b>1.3.- PALEOZOICO</b>	<b>- 39 -</b>
1.3.1.- <u>INTRODUCCION</u>	- 39 -
1.3.2.- <u>TREMADOC-ARENIG</u>	- 40 -
1.3.3.- <u>CUARCITA ARMORICANA (ARENIG)</u>	- 44 -
1.3.4.- <u>CAPAS POCHICO (ARENIG SUPERIOR)</u>	- 46 -
1.3.5.- <u>ORDOVICICO MEDIO. GRUPO NAVATRASIERRA. LLANVIR INFERIOR-LLANDEILO SUPERIOR</u>	- 49 -
1.3.6.- <u>ORDOVICICO SUPERIOR-GRUPO CANTERA</u>	- 54 -
1.3.6.1.- CUARCITA DE CANTERA O DE LA CIERVA. LLANDEILO SUPERIOR	- 54 -
1.3.6.2.- PIZARRAS DE CANTERA O INTERMEDIAS. CARADOC	- 57 -
1.3.7.- <u>ORDOVICICO TERMINAL, SILURICO Y DEVONICO INFERIOR</u>	- 59 -
1.3.7.1.- PELITAS CON FRAGMENTOS. ASHGILL TERMINAL	- 60 -
1.3.7.2.- CUARCITA DE LAS MAJUELAS, PELITAS CON FRAGMENTOS Y CUARCITA DE CRIADERO. SILURICO (LLANDOVERYENSE INFERIOR)	- 61 -
1.3.7.3.- GRUPO CERRO ESCUDERO. SILURICO	- 67 -

**Págs.**

1.3.7.4.- CUARCITA DEL CERRO DORADILLO (DEVONICO BASAL) . . . . .	- 69 -
1.3.7.5.- FORMACION VALDENMEDIO. DEVONICO INFERIOR . . . . .	- 71 -
1.3.7.6.- DEVONICO SUPERIOR . . . . .	- 72 -
1.3.7.6.1.- <u>Devónico Superior del Sinclinal de Almadén</u> . . . . .	- 73 -
1.3.7.6.2.- <u>Devónico Superior del Sinclinal de Guadalmaz</u> . . . . .	- 78 -
1.3.7.7.- CARBONIFERO . . . . .	- 82 -
1.3.7.1.1.- <u>Carbonífero de Guadalmaz</u> . . . . .	- 83 -
1.3.7.7.2.- <u>"Culm" de Los Pedroches</u> . . . . .	- 84 -
1.4.- TERCARIO . . . . .	- 88 -
1.4.1.- <u>FORMACION MADRIGALEJO</u> . . . . .	- 88 -
1.4.1.1.- LUTITAS Y LIMOLITAS DE LA FORMACION MADRIGALEJO. PALEOGE- NEOGENO INFERIOR . . . . .	- 90 -
1.4.1.2.- ARENAS, LIMOS (17) Y CONGLOMERADOS (19) DE LA FORMACION MADRIGALEJO. PALEOGENO-NEOGENO INFERIOR . . . . .	- 93 -
1.4.1.3.- GLACIS ROJO. NEOGENO INFERIOR . . . . .	- 96 -
1.4.1.4.- FORMACION VALDEAZORES. MIOCENO INFERIOR-PLIOCENO . . . .	- 97 -
1.4.1.4.1.- <u>Limos, arenas, lutitas y gravas. Mioceno Inferior-Plioceno</u> . . . . .	- 97 -
1.4.1.4.2.- <u>Conglomerados, gravas y arenas. Plioceno</u> . . . . .	- 99 -
1.5.- CUATERNARIO . . . . .	- 100 -

## **1.- INFORME SEDIMENTOLOGICO**



## 1.1.- INTRODUCCION

En la organización y descripción del registro sedimentario en el área de investigación, los estudios regionales han utilizado criterios recogidos en el Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) y en la Guía Estratigráfica-Internacional (G.E.I., 1980).

De acuerdo con estos documentos la unidad elemental de trabajo es la Formación, utilizándose en menor medida unidades de rango superior (grupos) e inferior (miembros, capas y horizontes).

Estas son las unidades litoestratigráficas para cuya definición sólo es necesario describir las características litológicas más importantes y fácilmente identificables.

El empleo de este tipo de unidades ha conducido a una cierta confusión en la nomenclatura dada la proliferación de denominaciones para unidades similares, en virtud de una incorrecta aplicación de los Códigos o Guías reseñados ya que, en muchos casos, las denominaciones usadas no cumplen los requisitos que se imponen para la definición formal de una unidad litoestratigráfica.

Las tendencias recientes en el análisis de cuencas sedimentarias proponen como herramienta principal de trabajo para la separación de unidades estratigráficas, el establecimiento de límites relacionados con eventos mayores de carácter regional o global.

Nacen así los conceptos de unidades aloestratigráficas (NASC, 1983) o de unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades (ISSG, 1980) que permiten separar en el registro sedimentario de una cuenca, volúmenes de rocas sedimentarias limitadas a techo y muro por superficies isocronas.

Estas unidades, no repetibles en el tiempo, representan los sucesivos momentos en la evolución sedimentaria de una cuenca.

Al ser eminentemente genéticas tienen, respecto a las anteriores, las siguientes ventajas:

- a) Son totalmente independientes de la litología, del contenido paleontológico y de cualquier otra base material de división estratigráfica, dado lo cual el registro sedimentario comprendido entre las dos discontinuidades puede tener un contenido diverso de unidades subordinadas.
- b) Los contactos entre estas unidades internas subordinadas, lito o bioestratigráficas y las isocronas internas que se establezcan, nunca pueden traspasar los límites discordantes de la unidad así definida.
- c) Los límites de las unidades genéticas, al ser el resultado de fenómenos o eventos alocíclicos que afectan a la cuenca en su totalidad, permiten correlaciones precisas a escala cuencal.
- d) Por último, las características de estos límites permiten avanzar en la investigación del análisis de cuencas, con cierta independencia de las isocronas obtenidas exclusivamente a partir de criterios bioestratigráficos y por tanto, permiten subdividir la historia geológica en un determinado número de intervalos de tiempo mediante discontinuidades observables que no coinciden con los límites de las unidades cronoestratigráficas.

Entre estas unidades que no sólo tienen un valor temporal, sino también una significación genética, destacan por su aceptación general las "Secuencias deposicionales" (S.D.) y las "Unidades tectosedimentarias" (U.T.S.).

La S.D., en el sentido de MITCHUM et al., (1977), se define como: "una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados, limitada a su base y techo por discordancias o por sus relativas conformidades".

Por tanto, una S.D. tiene un significado cronoestratigráfico al ser depositada durante un intervalo concreto de tiempo, denominado "secron", definido por la edad de los límites secuenciales allá donde sean conformes (centro cuencal). Sin embargo es obvio que el intervalo de edad de los estratos que componen la secuencia difiere de un lugar a otro, en razón de las discordancias que limita la S.D.

VAIL et al., (1977), POSAMENTIER et al., (1988), diferencian en las S.D. tres cortejos sedimentarios (systems tract o conjuntos de sistemas deposicionales contemporáneos) que constituyen el registro sedimentario depositado respectivamente cuando el nivel relativo del mar está bajo (lowstand systems tract LST), en ascenso (transgressive systems tract TST) y alto (highstand system tract HST). POSAMENTIER et al., (1988) agrega el Shelf margin systems tract (SMST). Este cortejo constituido por uno o más sets de parasecuencias progradacionales o agradacionales, sustituye al L.S.T. en S.D. de características muy definidas.

La Unidad Tectosedimentaria Elemental (GARRIDO, A., 1973-1982) es "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida".

Como premisa fundamental en una UTS elemental siempre se verifica que, para cualquier sección vertical de la misma, la suma de los tiempos representados por los sedimentos y por los hiatos sedimentarios, si existen, es una magnitud constante. Los límites de las UTS cualesquiera que sea su categoría (elemental o compleja), están



materializadas por rupturas o discontinuidades sedimentarias de rango cuencal (discordancias, paraconformidades y sus relativas conformidades).

De lo expuesto con anterioridad las S.D. y UTS son aparentemente idénticas y responden a un mismo concepto. Se trataría, en ambos casos, de unidades híbridas aloestratigráficas y cronoestratigráficas.

Las diferencias sustanciales surgen cuando se trata de establecer los límites y apreciaciones en cuanto al significado de los términos de discontinuidad y ruptura sedimentaria. Las S.D., definidas en márgenes continentales pasivos, reflejan variaciones relativas del nivel del mar como causa inmediata. Las UTS tienen una relación más directa con la tectónica.

Los materiales que afloran en el área del proyecto abarcan cronologías desde el Precámbrico al Cuaternario.

En la elaboración final de las memorias y de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a realizar una descripción por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último y dada la extensión regional del proyecto, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en secuencias deposicionales, dado que, por las observaciones de campo, los límites de las unidades genéticas del Precámbrico y Paleozoico, globalmente se adaptan mejor a dichas unidades.

## 1.2.- PRECAMBRICO

### 1.2.1.- INTRODUCCION

LOTZE, F. (1956) fue el primer autor que propuso una subdivisión de las series aflorantes del Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) en un conjunto inferior, al que denominó Capas de Vadelacasa, y otro superior con niveles conglomeráticos intercalados, que denominó Capas de Transición al Cámbrico. Esta división sigue aún siendo válida.

Los estudios posteriores pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1965, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1972), al estudiar los anticlinorios situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN (op.cit.) lo describió como Alcudiense Inferior, y su constitución como series rítmicas y monótonas de pizarras y grauvacas. Sobre éste, al conjunto superior lo denominó Alcudiense Superior y lo describió como alternancia de conglomerados, pizarras bandeadas y paquetes carbonatados.

BOUYX en el anticlinal del río Esteras y CRESPO y REY en el Valle de Alcudia, identifican una discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior.

En la segunda etapa MORENO (1974, 1975 y 1977), SAN JOSE (1974), CAPOTE et al., (1977), establecieron las primeras subdivisiones, cambios de facies, etc., en las series de tránsito o Alcudiense Superior en el anticlinal de Valdelacasa y sectores próximos.



MORENO, F. (1975) estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas u olistostromas, de espesor y composición litológica diversa pero con una continuidad a escala regional.

De estas isocronas, a la inferior la describió como el "Nivel de Fuentes" y estableció su equivalencia con el olistostroma del Membrillar de composición esencialmente carbonatada.

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por BOUYX en el río Esteras, si bien la correlacionó con el "Nivel de Fuentes", en cuya localidad la discordancia cartográfica existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la interpretó como una discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

En una tercera y última etapa, diversos equipos de investigación de la Universidad Complutense de Madrid, de la Universidad de Salamanca, así como los equipos que realizaron la cartografía de las Hojas MAGNA o proyectos como la "Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del C.E.G.", han aportado numerosos datos en los trabajos presentados en el II Congreso Geológico de España (1988).

Entre estos trabajos cabe mencionar, entre otras, las publicaciones de SAN JOSE (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), MONTESERIN y NOZAL (1982 y 1983), ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO (1986), ORTEGA et al., (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL et al., (1988), ALVAREZ NAVA et al., (1988), PIEREN y HERRAN ARAUJO (1988), SAN JOSE et al., (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARIA (1992), DIEZ BALDA (1980 y 1982), RODRIGUEZ ALONSO (1982), ROBLES CASAS y ALVAREZ NAVA (1988) y NOZAL y ROBLES CASAS (1988).

A través de estos estudios llegan a definirse tres series o conjuntos principales con distintas denominaciones según los distintos autores (Tablas I y II), así como intentos de correlación entre diversos sectores de la Zona Centro Ibérica. ALVAREZ NAVA et al., 1988, (Tabla I).

La reciente definición de tres series o grupos separados entre sí por discordancias (Tablas I y II), SAN JOSE (1983), ALVAREZ NAVA et al., (1988), NOZAL et al., (1988), introdujo una nueva problemática, ya que dicha división no ha sido aceptada por otros autores. DIEZ BALDA y VEGAS (1992), ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO (1983) y LORENZO ALVAREZ y SOLE (1988) sólo describen una discordancia en el anticlinorio de Abenojar, si bien en estudios posteriores de síntesis, ORTEGA et al., (1988) contemplan la existencia de los tres grupos mencionados.

Por último, GARCIA HIDALGO (1995), describe dos "Series" en los materiales del Proterozoico del Anticlinal de Ibor, pero no observa discordancia entre ellas.

El área de investigación del proyecto, situada en su práctica totalidad dentro del Domo Extremeño, es el Grupo Domo Extremeño o Serie I el que ocupa la mayor parte de los afloramientos de los materiales preordovícicos.

Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series siliciclásticas con alternancias de pizarras y areniscas, que intercalan paquetes, capas o lentejones de conglomerados.

Con una extensión de afloramiento mucho más reducida, se describen series adscritas al Grupo Ibor o Serie II, constituidas por conglomerados, areniscas, pelitas y paquetes, capas o lentejones de carbonatos.

No se ha constatado en el área de investigación la presencia de sedimentos pertenecientes al Grupo Valdelacasa o Serie III, lo cual parece confirmar en principio lo expuesto por diversos autores en las Tablas I y II.



Unidades Litoestratigráficas		Anticlinal de Valdelacasa	Anticlinal de Ibor	Anticlinal de Villarta-Navalpino
GRUPO VALDELACASA	Fm. CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS	Calizas de los Navalucillos		
	Fm. ARENISCAS DEL AZOREJO	Areniscas del Azorejo		Ar. del Azorejo
	Fm. LIMOLITAS DEL PUSA	Limolitas del Pusa		Limolitas del Pusa
	NIVEL DE FUENTES	N. de Fuentes		Brecha de Navalpino
GRUPO IBOR	Fm. DETRITICO-CARBONATADA DE VALDECAÑAS	Calizas de Peraleda	U. Detritico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. LIMOLITAS DE CASTAÑAR		Unidad de Surco	
GRUPO DOMO EXTREMEÑO	Fm. LIMOLITAS DEL CUBILAR	Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Areniscas del San Marcos
	Fm. PIZARRAS Y AR. DEL ESTOMIZA	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

Domo de las Hurdes	Area de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcudia	Anticlinal de Abenojar-Tirteafuera
	Calizas de Tamames		
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio		Serie Pelítica Superior
Serie Intermedia		Grupo de Ibor	Serie Detritico-carbonatada
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y SU DISTRIBUCION POR ESTRUCTURAS

T A B L A I

LOTZE (1956)	BOUYX (1970)	TAMAIN (1970) CRESPO Y TAMAIN (1971)	SAN JOSE ET AL (1974) MORENO (1974-77) CAPOTE ET AL (1977)	SAN JOSE (1983)	ALVAREZ NAVA ET AL (1988) NOZAL ET AL (1988)	ORTEGA Y GONZALEZ LODEIRO (1983)
Calizas del Cámbrico Inf.	Calizas de Hinojosas	Calizas de Ca- bezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras silíceas	Serie conglo- merática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de Transición	Discordancia Anticlinorio Esteras		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Val- delacasa)	Discordancia Cado- miense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia- Abenojar	Alcudia- Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de Toledo	Abenojar- Tiertea fuera

T A B L A II

### 1.2.2.- GRUPO DOMO EXTREMEÑO. SERIE I

En el área de investigación (Hojas n<sup>os</sup> 731, 732, 754, 755, 780, 806 y 807), han podido diferenciarse cartográficamente tres conjuntos litológicos con rango de formación.

La serie tipo aflora en la Hoja n<sup>o</sup> 755 (Navalvillar de Pela) en su sector suroccidental y en áreas contiguas de las Hojas n<sup>os</sup> 754 y 780.

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes, separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en este proyecto donde se propondrá una serie tipo del G.D.E. en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán.

Dado que las características litológicas de las unidades diferenciadas no coinciden en muchos casos con las Formaciones definidas y aceptadas en la mayor parte de los afloramientos de este Grupo en la Z.C.I., se intentará respetar la denominación de "Pizarras y Areniscas de Estomiza" para las Formaciones inferiores, pero como se verá es inviable la acepción de "Limolitas del Cubilar" para las series superiores de este Grupo en el Domo Extremeño, al menos con carácter general.

#### 1.2.2.1.- FORMACION TALARRUBIAS O "PIZARRAS DE ESTOMIZA" (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)

Aflora únicamente en la Hoja n<sup>o</sup> 755 (Navalvillar de Pela), al NE de la localidad de la toma el nombre y en el núcleo de una estructura antiformal. No se observa su base.

Las facies (en sentido de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975) predominantes son:



- Lutitas gris oscuro a negras muy compactas, masivas con sulfuros diseminados. Se observan tramos con estructuras pilow de tamaño decimétrico con desigual desarrollo lateral.
- Areniscas. Se presentan en capas milimétricas y centimétricas con continuidad lateral métrica a decamétrica, rotas, lenticulares a nodulizadas, por lo que su observación es dificultosa.

En algún caso pueden distinguirse gradación, laminación paralela y más esporádicamente cruzada. El tamaño de grano es de fino a muy fino con todos los pasos intermedios entre arenisca y fangolita. Petrográficamente se trata de Litarenitas del grupo de las volcanoarenitas con cemento silíceo y matriz caolinítico-serfítica.

Dadas las características estratigráficas descritas y su previsible estructuración tectónica, no es posible aventurar una idea de la potencia de esta formación, aunque como mínimo podría estimarse en centenares de metros.

La asociación de la facies descritas similares a las facies G MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), situarían los depósitos de esta formación en áreas de abanico inferior (partes distales) y llanura abisal del modelo de abanico submarino de WALKER (1978).

No se conocen datos paleontológicos de estos materiales en el área de estudio, si bien en el contexto regional y por hallazgos paleontológicos en series similares del G.D.E. situadas más al Norte, SAN JOSE (1990) les asigna una edad Rifeense, aunque los taxones encontrados, con distribución cronológica muy amplia, podrían alcanzar el Vendiense Inferior.

#### 1.2.2.2.- FORMACION ARENISCAS DE ESTOMIZA (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)

Se conserva esta denominación ya que la descripción formal de esta unidad litoestratigráfica coincide a grandes rasgos con las series aflorantes en el Domo Extremeño.

En aparente concordancia y tránsito gradual con los sedimentos anteriormente descritos, se tiene un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y lutitas que intercalan capas, tramos o miembros de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representadas, son las siguientes:

##### Facies conglomeráticas

La característica esencial de las facies conglomeráticas de esta formación es que su espectro litológico tiene una constitución casi exclusiva de cantos intracuenca. Son las denominadas "facies desorganizadas" en la bibliografía del G.D.E. o conglomerados intraformacionales de otras área.

Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

Texturalmente los más frecuentes son conglomerados matriz soportados con relación matriz-cantos variable. La matriz es pelítica o pelítico arenosa de color gris a verdosa. Los cantos son subredondeados a subangulosos y con heterometría muy marcada.

Menos frecuentes son las capas de conglomerados grano soportados. Se trata de capas de espesores decimétricos sin estructura o con grosera ordenación positiva y más raramente negativa. En esta facies, se observa un porcentaje mínimo en su espectro litológico de cantos de cuarzo y lidita.

La relación de ambas facies suele ser directa. Normalmente se encuentran asociadas encontrándose en el orden descrito de muro a techo.

Las variaciones texturales y de espesor de estas facies, tanto lateral como verticalmente, son muy fuertes. Aunque es reseñable que, localmente, tramos que por su espesor podrían adquirir categoría de miembros, mantienen continuidad kilométrica.

Otra facies incluíble dentro de las conglomeráticas o desorganizadas, son los tramos con espesores y continuidad lateral de centenares de metros constituidos por bloques y cantos, en una matriz arenoso-pelítica.

Los bloques varían desde tamaño de  $m^3$  a dimensiones de  $Hm^3$ , y son fragmentos del registro sedimentario infrayacente. Estas facies conglomeráticas son asimilables las dos primeras a la A (subfacies  $A_2$  y  $A_1$ ), y esta última a la F. de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

La representación de estas facies, está muy extendida dentro de los afloramientos de esta formación que a su vez es la que ocupa mayor superficie cartográfica en el área de investigación, aunque a nivel cartográfico sólo se han representado los granosoportados o próximos a ellos y con continuidad lateral suficiente para convertirse en horizontes con interés estructural.

Los mejores ejemplos pueden observarse en el sector meridional del plutón de Logrosán, especialmente en los taludes de la línea férrea abandonada (NE de



Zorita y NO de Valdecaballeros), en la ladera oriental de la Sierra de la Peña (N de Zorita) y en los alrededores del Vértice Lebañejo (Centro de Zorita). Los más espectaculares tanto por su espesor como por la calidad de los afloramientos, se observan en las márgenes del pantano de Orellana (Hojas de Navalvillar y Madrigalejo). Un ejemplo de facies F con bloques de gran tamaño se tiene en los taludes de la carretera de Talarrubias a Casas de D. Pedro, muy próximo al puente sobre el Pantano de Orellana (Hoja de Navalvillar).

#### Facies arenosas

Son las más ampliamente representadas y características de esta formación. Se presentan de múltiples formas, desde bancos masivos y de espesor métrico, hasta capas milimétricas compuestas por alternancia de areniscas y lutitas.

El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava dispersos a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

Petrográficamente muestran una cierta uniformidad composicional de forma similar a lo que ocurre con el espectro de las facies conglomeráticas.

En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje, normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diverso estado de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

Atendiendo a las características geométricas y estructuración interna, pueden distinguirse una serie de facies y asociaciones de las cuales las más representativas se muestran en la Figura 1.

#### Facies de areniscas masivas

Son bancos con geometría tabular, base plana a ligeramente erosiva, tamaño de grano medio a grueso y clastos dispersos de tamaño grava (cantos blandos aplastados, "mud chip" de cuarzo o feldespatos). Son frecuentes las láminas discontinuas de pelitas, ligadas a cicatrices de amalgamación en estratos mayores. En algún caso se observa que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo casi plano.

#### Facies de areniscas con estructuración interna

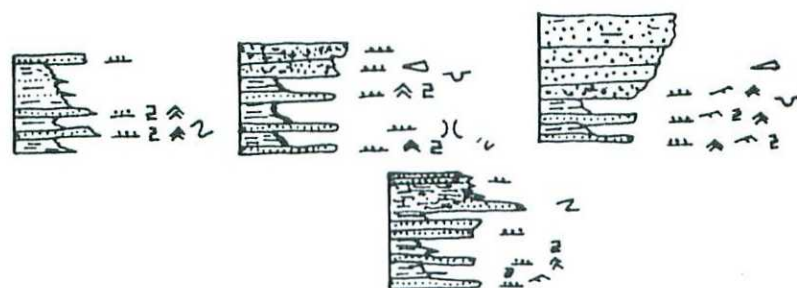
En este grupo de facies se incluyen los bancos de litarenitas con geometría tabular, contactos plano paralelos netos a techo y muro y gradación positiva, por lo general, aunque en algún caso es negativa o con el tamaño de grano mayor en el centro del banco. El tamaño de grano es medio a fino o grueso a medio, muestran laminación paralela u oblicua de muy bajo ángulo, en todo o parte del estrato. Las láminas de pelitas entre bancos son bastante continuas y es frecuente observar en las capas estructuradas eslump e intraclastos eslumpizados.

Una facies mucho menos frecuente dentro de este grupo son los bancos o capas de areniscas, con base plana, techos ondulados y estratificación cruzada en surco de media a gran escala.

Las facies descritas son asimilables a las facies B de RUTTI y RICCI LUCCHI (1975), subfacies B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>.



FORMACIONES: TALARRUBIAS Y ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION: ORELLANA Y LIMOLITAS DEL CUBILAR

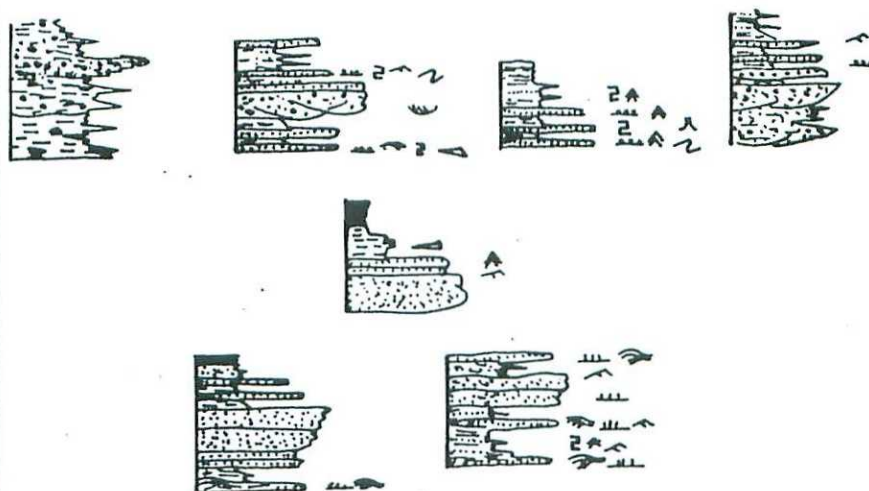


Fig. - 1 Facies y Asociaciones de facies en las Formaciones del Precámbrico

### Facies heterolíticas (Arenoso-lutíticas)

Son las facies más comunes, por su abundancia, en el contexto de esta formación y de alguna forma los que caracterizan su expresión litológica generalizada.

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En este tipo de facies, la relación arena/lutita es variable con relaciones extremas medidas de tipo 50/1 a 1/50, siendo las más frecuentes las comprendidas en el intervalo 3/1 a 1/5. En general, el color de estas facies es gris, a veces oscuro, aunque tramos con proporción elevada de siliciclásticos muy finos suelen tener color verdoso.

Dentro de las facies con relación arena/lutita  $> 1$  se han observado capas de espesor variable (15 a 50 cm) y más raramente bancos, con base plana a débilmente erosiva, constituidos en su mayor parte por arena de grano medio a fino, gradada, con cantos blandos dispersos a veces aplastados de tipo lentilla (mud chips) en la base y en tránsito gradual un intervalo pelítico arenoso con laminación paralela y de ripples que finaliza con una lámina de ampelitas gris oscuras.

Otra variante en este tipo de facies se observa cuando, en capas o bancos de estas características, el término de arenas gradadas tiene laminación paralela seguida de laminación cruzada de ripples de corriente en su parte superior, y sobre él un intervalo arenoso-pelítico como el descrito pero con un mayor espesor relativo.

Las facies con relación arena/pelita  $\geq 1$  son porcentualmente las más frecuentes en el contexto general de las series realizadas en el área de investigación.

En general, se trata de secuencias decimétricas de tipo  $T_2$  ( $T_{b-e}$ ) y  $T_3$  ( $T_{c-e}$ ) de BOUMA (1962).

Por último, en este grupo de facies, se tienen aquellas con relación arena/lutita  $< 1$ . Se trata en general de alternancias centimétricas a milimétricas de areniscas de grano fino a muy fino de color claro y lutitas de colores grises y verdes. En estas facies se han observado secuencias de tipo  $T_3$  ( $T_{c-e}$ ) y  $T_4$  ( $T_{d-e}$ ) de BOUMA. Las características más visibles de estas facies son la laminación paralela con colores alternantes que le confiere un aspecto listado, el micro-eslumpamiento muy visible en las secuencias  $T_3$  y la presencia de abundantes sulfuros en los términos pelíticos.

Las facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita  $> 1$  en general son asimilables a las facies C (subfacies  $C_1$  y  $C_2$ ) las de relación  $\geq 1$  a las  $C_1$  y  $D_2$  y las de relación  $> 1$  a las  $D_2$  y  $D_3$  de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

En la Figura 1 se sintetizan las principales facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta formación, con carácter general para todo el ámbito de la investigación.

Los ciclos "thinning-fining upward", menos abundantes, se localizan en los tramos de techo de la Formación Estomiza. La mayoría de los conglomerados descritos se asocian a estos ciclos de facies.

Los ciclos "thickening-coarsening upward" son los más frecuentes, existiendo series donde se repiten durante cientos de metros. Se trataría de los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).



Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-O.

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de alta eficacia de transporte y una evolución conjunta con la Formación Talarrubias desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interso a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque como mínimo se han medido sucesiones continuas de más de 1.500 m en el área en el SE de Navalvillar de Pela.

La cronología de la Formación Estomiza se establece por criterios regionales como Rifeense Superior-Vendico Inferior como se describía en la Formación Talarrubias.

Dentro del área de investigación, las series donde se observan los mejores ejemplos de esta formación son los taludes del ferrocarril, las canteras de la Presa de Sierra Brava, los afloramientos al Sur de Abertura en la carretera comarcal a Campo Lugar y la serie de la dehesa de Maribel (Sierra de la Peña) en la Hoja de Zorita (731), los taludes del canal de Orellana en Madrigalejo (754), la serie aflorante en la carretera de Talarrubias a Siruela antes del puente sobre el Zújar y diversos afloramientos de gran calidad en ambos márgenes del Embalse de Orellana y en los taludes del canal de las Dehesas en la Hoja de Navalvillar de Pela (755).

En la vertiente meridional de la Sierra del Aceuchal, al SE de Madrigalejo (754), bajo la discordancia que separa los Grupos Domo Extremeño e Ibor, aflora una serie con escasos metros visibles, constituida por cuarcitas de grano fino negras

y cuarcita de grano medio gradadas con grava fina de cuarzo en la base de algunas capas que se alternan con lutitas gris oscuras a negras, con sulfuros dispersos.

Esta litofacies que se circunscribe a un afloramiento de reducidas dimensiones, no es correlacionable con ninguna de las descritas. Su carácter turbidítico y el color negro de la alternancia de ortocuarcitas y pizarras, recuerda características propias de la descripción de la "Serie Negra" en el registro sedimentario de zonas situadas al Sur (Ossa Morena).

#### 1.2.2.3.- FORMACION ORELLANA (RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO INFERIOR)

En aparente concordancia con los sedimentos anteriormente descritos, en el área de investigación aflora una serie cuyas características litológicas no concuerdan con las regionalmente establecidas en la Z.C.I. para la Formación Limolitas del Cubilar, por lo que se opta por definir la Formación Orellana como litotipo propio del Domo Extremeño, posiblemente sincrónica con las "Limolitas del Cubilar" aflorantes en áreas más septentrionales y orientales como techo del Grupo Domo Extremeño.

La característica distintiva de estos materiales es la presencia sistemática de conglomerados matriz soportados cuyos cantos tienen fuerte heterometría, buen redondeamiento y un espectro composicional sumamente variado, aunque en ningún caso dominado por los clastos intracuena como ocurría en los de la "Formación Estomiza".

En el sector nororiental de la Hoja de Navalvillar de Pela (755) y a lo largo de los taludes del canal de las Dehesas, aflora una serie cuyas características son parecidas al litotipo de la formación "Limolitas del Cubilar" (depósitos siliciclásticos en plataforma con dominio de tormentas), aunque con un hecho



diferencial, como es la presencia de abundantes capas de lutitas negras muy ricas en materia carbonosa y sulfuros.

Por tanto, en el área de investigación, los depósitos estratigráficamente más altos del G.D.E. muestran series transicionales con la Formación Limolitas del Cubilar y un litotipo específico que se describe a continuación.

Los afloramientos más extensos continuos y de mayor calidad de esta formación se tienen en los alrededores del Embalse de Orellana, especialmente en los límites meridionales de las Hojas n<sup>os</sup> 754 y 755, extendiéndose su afloramiento de forma muy amplia por las contiguas n<sup>os</sup> 779 y 780.

En las series realizadas, pueden distinguirse una serie de facies de las cuales muchas de ellas ya han sido descritas en la Formación Estomiza, por lo que no se repetirá su descripción pormenorizada, si bien sí se hará referencia a su mayor o menor presencia relativa.

#### Facies de conglomerados

Como se reseñaba anteriormente, los conglomerados matriz soportados (Pebbly mudstone) son la facies más característica de esta Formación.

Se presentan como cuerpos de espesores métricos a decamétricos con una matriz lutítico-arenosa, normalmente fangolitas de color gris oscuro a verde, en la que se observan una cantidad variable de cantos con marcada heterometría en el conjunto de los cuerpos de mayor espesor y bastante homométrica en los cuerpos menores. El redondeamiento es bueno a muy bueno y el espectro litológico muy variado. Su composición está dominada por los cantos de cuarzo pero de igual forma son abundantes las fracciones de cantos de liditas y rocas

ígneas (ácidas y básicas). En menor proporción se encuentran los clastos de arenisca (intraclastos) y cantos blandos.

Los cuerpos de esta facies con espesores decamétricos, alcanzan extensiones laterales de orden kilométrico.

En menor proporción y normalmente asociados a la facies anterior, se observan conglomerados granosoportados de espesor métrico y geometría lenticular con desarrollo lateral decamétrico. Su base es erosiva y presentan gradaciones positivas, negativas o con los cantos de mayor tamaño en el centro de la capa. A veces se amalgaman en cuerpos mayores con láminas discontinuas de lutita en las cicatrices erosivas. El espectro litológico de estos conglomerados es similar al de los "pebbly mudstone", aunque parecen tener una fracción cuantitativamente mayor de cuarzo-cuarcita.

Otra facies de conglomerados, muy característica de esta formación, es la constituida por un "pebbly mudstone" cuyos cantos son fragmentos de capas eslampadas de la serie, mezclados, en proporción variable, con cantos de composición similar a los descritos en las facies precedentes. En algún caso son exclusivamente "pebbly mudstone" intraformacionales.

Finalmente, en los sectores próximos a Orellana la Vieja, Hojas n<sup>os</sup> 754, 755 y 780, se observan cuerpos constituidos por bloques de distinta litología y tamaño. Se trataría de una facies similar a la facies caótica o desorganizada descrita en la Formación Estomiza.

Las facies de pebbly mudstone (A<sub>2</sub> M&R, 1975) son depósitos de debris flows, en general muy ricos en pelita y los clastos soportados de formas lenticulares con los cantos a menudo imbricados, muestran evidencias de ser depósitos residuales de by-passing de corrientes. Los cuerpos mayores, con capas amalga-



madras y un alto porcentaje de arena, con coarse-tail grading y desarrollo de intervalos con carpet-traccion en granulometrías variables, son depósitos de corrientes de alta densidad (A<sub>1</sub> M&R, 1975).

#### Facies arenosas y arenoso lutíticas

De manera general, dentro de la Formación Orellana, puede estimarse que las facies arenosas dominantes son las B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C<sub>1</sub> y D<sub>1</sub> de la Figura 1 descritas con anterioridad en paso lateral o englobadas en A<sub>2</sub> y A<sub>1</sub> mayoritarias en los tramos inferiores de la formación, en tanto que hacia techo las facies B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> y C<sub>1</sub> son sustituidas paulatinamente por facies D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>, igualmente englobadas en las A<sub>2</sub>.

La alternancia de cuerpos de "pebbly mudstone" de espesor decamétrico y facies con espesores superiores a 15 m en facies D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> microbandeadas, es típica de los tramos medios y superiores de esta formación.

El espesor mínimo medido es superior a los 800 m. La estructuración de la zona hace difícil precisar, de una parte, las relaciones geométricas intraformacionales de los grandes cuerpos de facies y de otra, la relación sedimentaria y cronológica de esta formación con la infrayacente.

El conjunto de facies de esta formación se interpretan como depósitos de un sistema de canal o canales situados en sectores apicales de un aparato turbidítico. No se conoce la anchura de este channel-levee, por los condicionantes estructurales anteriormente expuestos. Su anchura máxima se encontraría en una posición perpendicular a las direcciones de corriente prioritarias establecidas como NNE-SSO y su relleno se efectúa por los cuerpos menores canalizados a veces con criterios de by-passing (facies A<sub>2</sub>). Estos canales se asocian con los debris flows (pebbly mudstone, facies caóticas, etc.).



El canal o canales principales construye sus levees por desbordamiento de las partes más diluidas de las corrientes (overbank), dando las facies  $D_2$  y  $D_3$ . Lateralmente los depósitos de chanel-levee se han observado como pasan a facies tabulares de abanico medio (facies  $B_1$ ,  $B_2$  y  $C_1$ ).

Tal como se reseñaba anteriormente en el sector NE de Navalvillar de Pela (Hoja nº 755), el registro sedimentario del Rifeense Superior-Vendiense muestra facies muy parecidas a las descritas en la Formación "Limolitas del Cubilar", concordantes con la Formación Areniscas de Estomiza.

Las series realizadas en los taludes del Canal de las Dehesas, muestran que sobre facies arenoso-lutíticas de tipo B y C (M&R, 1975) estructuradas en ciclos thickening, y de forma transicional, se tienen unas facies arenoso pelíticas con estructuras "hummock" y "swales" en secuencias decimétricas que constituyen ciclos igualmente thickening.

Se trataría de depósitos de plataforma dominada por tormentas en las que se tienen desde facies tempestíticas de afinidad turbidítica con slumping, hasta capas amalgamadas que originan cuerpos de espesor métrico con grosera granoclasificación positiva y negativa, y abundantes cantos blandos en su base. Se trataría de barras frontales de delta con retoque de tormenta, alternando con grupos de facies H.C.S.

Sobre estos cuerpos, se desarrollan secuencias métricas fining y thinning, con alternancia de capas centi a milimétricas de litarenitas feldespáticas y lutitas negras que finalizan en capas decimétricas a métricas de lutitas negras muy ricas en materia orgánica y sulfuros (muestran una apariencia exacta a las secuencias carbogenéticas). Este hecho es el diferencial con la descripción de las "Limolitas del Cubilar" y no se tienen datos bibliográficos de hallazgos similares ligados al Rifeense Superior.

En este sector, la presencia de conglomerados es minoritaria. Existe un cuerpo con desarrollo kilométrico y anchura de un centenar de metros, cuya geometría, relleno y composición es similar a los descritos para las facies A<sub>1</sub> de conglomerados granosoportados.

El modelo deposicional que se propone para los sedimentos atribuidos al Rifeense Superior-Vendico Inferior (Formación Pizarras de Estomiza-Talarrubias, Formación Areniscas de Estomiza, Formación Orellana-Limolitas del Cubilar), sería un sistema turbidítico (MUTTI y NORMARK, 1987, 1991) en el que las Formaciones Talarrubias y Estomiza corresponderían al Tipo I, y la Formación Ore-llana-Limolitas del Cubilar al Tipo II de dicho sistema. En el caso del sector NE de Navalvillar las facies con lutitas carbonosas podría significar el paso lateral del Tipo II a un complejo progradante de nivel bajo (P.L.S.C.), en depósitos de plataforma externa a delta frontal.

En su conjunto, se trataría de un registro sedimentario, encuadrado en una secuencia deposicional de Tipo I durante las fases de nivel del mar bajo al que se le asigna una edad Rifeense Superior-Vendiense Inferior en el contexto cuencal.

#### 1.2.3.- GRUPO IBOR. SERIE II (VENDICO)

En discordancia con los sedimentos de Grupo Domo Extremeño, se tiene un conjunto de materiales a los que se encuadran dentro del Grupo Ibor o Serie II.

Los afloramientos atribuidos a este grupo se restringen a una serie de estructuras sinclinales localizadas en la franja meridional de las Hojas de Madrigalejo (754) y Navalvillar de Pela (755).



PIEREN et al., (1991) en su descripción de los afloramientos de este grupo, en la comarca de la "La Serena", muestra las rápidas variaciones litológicas existentes aún en series próximas y esboza un esquema paleogeográfico.

Los trabajos realizados en el área permiten definir dos conjuntos sedimentarios que tendrían rango de formación, pero cuya representación a escala cuencal se escapa del ámbito de este proyecto. Por tanto, se les denominará Unidad Inferior y Superior para su descripción estratigráfica.

Esta diferenciación se hace en base a niveles de carbonatos o depósitos mixtos carbonatado-terrágenos.

Los afloramientos más importantes de este grupo se localizan en el cuadrante SO de la Hoja de Madrigalejo (754), Sierra del Aceuchal, Castillo de la Encomienda, Tamborrio y Barca, y en los sinclinales de Orellana de la Sierra-Casa de Cogolludos, Sierra de la Zarzuela, Sierra del Integral-Cerro Gordo y La Calera-Casa de la Berta en la Hoja de Navalvillar de Pela (755). La serie más completa del área es la que aflora en la Sierra de la Zarzuela, en el sector centromeridional de la Hoja de Navalvillar de Pela (755).

#### 1.2.3.1.- UNIDAD INFERIOR

En el contexto del proyecto, esta unidad es la que constituye la mayoría de las series aflorantes y su litología, aunque variada y variable, consiste en alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas que tienen como techo de la formación un nivel de espesor decimétrico a métrico discontinuo de carbonatos en paso lateral a fangolitas o lutitas carbonatadas.

Las facies y asociaciones de facies más representativas de esta Unidad son las siguientes (Figura 1).



### Facies de conglomerados

Dentro de estas facies el predominio casi absoluto corresponde a los conglomerados grano soportados, aunque existe algún ejemplo concreto de conglomerados que estarían en el límite textural con los matriz soportados.

Existe una relación evolutiva de estas facies con la de areniscas de grano grueso con grava o areniscas conglomeráticas ("microconglomerados"), por lo que, en razón de su textura y composición equivalentes, se incluirán en este contexto.

Todas estas facies se observan juntas en forma de capas y bancos aislados o bien como tramos de espesores decamétricos intercalados en la serie, alternando con las areniscas y lutitas, especialmente en los tramos inferiores de esta Unidad.

Como se reseñaba, se trata de conglomerados grano soportados con escasa proporción de matriz arenoso-pelítica. En los paquetes de espesor decamétrico (Sierra de la Zarzuela), su estructura interna se reduce a cicatrices erosivas y de amalgamación de cuerpos métricos, su base es neta y erosiva el techo plano y cartográficamente los cuerpos mayores muestran extensiones kilométricas con morfología de relleno de grandes canales o complejo de canales.

En los sectores occidentales (Aceuchal-Tamborrio), estas facies suelen tener una geometría lenticular observable en los afloramientos, base erosiva, estratificación cruzada en surco y granoclasificación grosera, normalmente positiva, con ejemplos mucho menos abundantes de negativa. En algún caso los cuerpos muestran base plana y techo ondulado (trenes de megarriples).

En todas las series realizadas desde el talud de la vía férrea en la Barca (SO de la Hoja 755) hasta la Sierra de la Zarzuela (SE de la Hoja 756), existe una facies de conglomerados, en capas decimétricas, con base plana o débilmente erosiva, estructurados en secuencias BPH y BPHX del grupo de facies H.C.S. WALKER et al., (1983).

Estas secuencias con estructuras hummocks y swales, en algún caso se han observado como paso lateral de cuerpos individualizados de espesor métrico con morfología de relleno de canal.

Los escasos ejemplos de facies conglomeráticas en paso a matriz soportados, son facies en las que no se observa estructura y aparentemente tienen base y techo planos y netos (debris flows).

El redondeamiento es bueno a muy bueno y la heterometría de moderada a fuerte, según el tipo de las facies descritas, siendo la facies matriz soportada la de mayor índice de heterometría y centil medido (32 cm en "canto de cantos").

El espectro composicional de estas facies, aún con pequeñas variaciones según la transversal Este-Oeste, es bastante uniforme. La fracción mayoritaria es de cantos de cuarzo, siguiendo en menor proporción las fracciones de areniscas (litarenitas y volcanoarenitas del G.D.E.), lidita, rocas ígneas y cantos blandos.

Un hecho característico y diferencial de estas facies con las similares del G.D.E. aparte de su menor estructuración tectónica, es la presencia de "canto de cantos" en las facies conglomeráticas del Grupo Ibor, en porcentaje a veces apreciable, así como la de cantos de colofana muy escasos. La matriz, por lo general escasa, tiene composición de sublitarenítica a subarcosa, y la arcilla es caolínítica-sericítica. El cemento es mixto con predominio del silíceo, seguido del ferruginoso y muy escaso y localizada el apatito-colofana.

### Facies arenosas y arenoso lutíticas

Son variadas las facies arenosas que se encuentran en esta Unidad. En síntesis, pueden distinguirse tres subfacies.

- a) Capas de arenisca del grupo de facies H.C.S. (WALKER et al., 1983), del tipo P.H.X. y P.H.X.M. Son el paso lateral de la misma facies descrita en conglomerados. Petrográficamente se trata de subarcosas y sublitarenitas de grano medio con escasos cantos de grava muy fina de cuarzo. El intervalo pelítico (M) tiene espesores milimétricos a láminas discontinuas. (Cuerpos amalgamados). En algún caso concreto, como en el sinclinal de la Sierra del Integral-Cerro Gordo, se han observado facies H.C.S. con afinidad turbidítica (GABALDON, 1990) intercaladas en las anteriores con un término pelítico bien desarrollado.
- b) Otra facies, localmente importante, son las areniscas de grano medio-grueso y medio a fino en bancos métricos, con base erosiva, estratificación cruzada en surco, herringbone y superficies de acreción formando cuerpos con desarrollo lateral hectométrico. Composicionalmente son litarenitas con cantos blandos tamaño grava fina (mud-chips) y a veces subarcosas, con granos de cuarzo dispersos. Se observan como paso lateral, pro parte, de los complejos de relleno de canal descritos en las facies conglomeráticas.
- c) Por último, la facies posiblemente más representativa de esta unidad, consiste en una alternancia centimétrica de areniscas de grano medio fino y lutitas verdes a gris oscuro. Las areniscas con base plana y techo ondulado tienen laminación paralela, de ripples y caras de avalancha con láminas de pelita.



En alternancias donde la relación arena/pelita es  $\leq 1$ , se da con frecuencia el fenómeno sindiagenético de la inmersión de ripples (linsen). El resultado son capas centimétricas cuyo muro muestra estructuras similares a las bioturbadas. En este caso, la cuestión es importante porque, en esta facies, es donde se da la presencia de abundantes pistas y otros restos orgánicos ciertos. Petrográficamente las areniscas son subarcosas y sublitarenitas, y las lutitas son de composición caolinítico-clorítica.

#### Facies lutíticas y mixtas lutítico-carbonatadas

Además de las ya descritas con anterioridad, existen en esta unidad tres facies lutíticas bien diferenciadas.

- Hay una facies constituida por lutitas masivas o con laminación paralela difusa en tramos de espesor métrico o decamétrico, su color es variable pero con el verde oscuro como básico en fresco a rojo violáceo por alteración y cuyo contenido en sulfuros (pirita euhedral) es muy alto. En el área SO de Madrigalejo (754), se han observado cubos de pirita con aristas de 4 a 5 cm. Su composición es clorítico-sericítica.
- Otra facies, característica de esta unidad, son las "pelitas microbandeadas". Se trata de una alternancia milimétrica de lutitas gris oscuras y fangolitas o limolitas gris claro. Al microscopio se observan como alternancias de siliciclásticos de grano muy fino con laminación paralela o de micro ripples (linsen), con lutitas ricas en materia orgánica, y núcleos euhedrales de pirita. En las series realizadas, esta facies y la anterior se encuentran relacionadas lateral y verticalmente.

- Por último, las pelitas negras carbonatadas, con algún nódulo de chert, materia orgánica abundante y escasa pirita, alternando con láminas carbonatadas (laminación criptagal) o con estromatolitos centimétricos aislados, son las facies más comunes que se observan como paso lateral de la facies carbonatada.

#### Facies carbonatadas

El desarrollo de estas facies en el área del proyecto es bastante escaso. Su importancia como horizonte estratigráfico y cronológico ha sido el motivo de su representación cartográfica sistemática exagerando su expresión real en algunas ocasiones.

En el contexto de los afloramientos reseñados se han observado tres facies carbonatadas.

- Calizas, calizas dolomitizadas y dolomías, en capas centi a decimétricas de color marrón a grisáceo. Son wackstone a packstone de grano medio grueso, cemento esparítico y dolomitización en porcentaje variable. Los aloquímicos son bioclastos de procedencia algal y ooformas. Normalmente tienen una fracción terrígena de tamaño arena a limo y composición subarcósica. Es normal que algunos granos de aloquímicos estén sustituidos por colofana. En el cemento se observan granos de apatito disperso.
- Mudstone y wackstone de color gris oscuro a rojizo en capas decimétricas con base plana y techo ondulado. Son sedimentos con granoclasificación positiva y estructuras hummocks y swales. Serían asimilables a secuencias P.H.X.M. y H.X.M. de WALKER et al., (1983). El término M se encuentra bien desarrollado en la serie realizada en la loma de la Calera en la Sierra de la Zarzuela con bioturbación a veces importante.

Hay capas donde se observa un "lag" residual constituido por aloquímicos, siliciclásticos y cantos blandos de tamaño arena gruesa o grava fina. Son poco frecuentes las capas amalgamadas. Se trataría por tanto de sedimentos originados por tormentas que, dadas las características descritas, podrían encuadrarse en el grupo de facies H.C.S. de grano fino a muy fino GABALDON, (1990).

Los procesos diagenéticos (dolomitización, silicificación, dedolomitización, etc.) afectan de forma variable a cada capa, dependiendo en gran medida del tamaño de grano y composición genética. En general estas facies están menos afectadas que las precedentes.

- Calizas bioconstruidas. Además de las facies descritas como alternancias milimétricas de carbonatos y lutitas negras ricas en materia orgánica, a las que se atribúan un origen algal (algal mats), a veces en el tramo de pelitas carbonatadas o en las microalternancias, tanto de forma aislada como formando cuerpos de extensión lateral métrica, se han observado bioconstrucciones de estromatolitos columnares esencialmente del tipo SH, LOGAN (1964). En ningún caso sobrepasan alturas de 12-15 cm.
- Sistema deposicional de la Unidad Inferior.

En el área de investigación, el registro sedimentario atribuido a la Unidad Inferior del Grupo Ibor, comienza normalmente con facies heterolíticas que rellenan una superficie morfológica y por tanto con fuertes cambios de espesor y granulometría. Sin embargo, son escasos los ejemplos en los que la base de esta unidad está constituida por conglomerados (Tamborrio en la Hoja nº 754). Sobre estas facies heterolíticas que alcanzan espesores variables (2 a 30 m), se establece un tramo con predominio de conglomerados grano soportados con las características litológicas y



evolutivas descritas. Se han encontrado sistemáticamente dos eventos sedimentarios sobre estos conglomerados. En primer lugar, el techo del tramo con facies conglomeráticas está definido por un banco (1 a 1,5 m) del grupo de facies H.C.S. en gravas y arenas gruesas con grava en los sectores del SO y arena media fina en la Sierra de la Zarzuela.

Sobre estos sedimentos se encuentran siempre la facies de lutitas masivas, con abundante pirita y pelitas microbandeadas con pirita dispersa en el orden descrito.

En la evolución vertical, sobre las facies anteriores, se encuentran las facies arenosas y arenoso lutíticas descritas, con una distribución areal definida. En el sector SO de la Hoja 754, el predominio claro es para el grupo de facies arenosas de grano grueso y estratificación cruzada, seguido de las facies con alternancia centimétrica, en tanto que en la Sierra de la Zarzuela el predominio es para las facies H.C.S. y las alternancias centimétricas.

Sobre este grupo de facies se tienen las facies carbonatadas y mixtas, con presencia extensiva en todo el ámbito del estudio, bien es cierto que con espesor muy reducido en el SO donde el predominio es para capas wackstone-packstone con fuerte contenido en siliciclásticos y las facies de pelitas carbonatadas con estromatolitos aislados centimétricos en tanto que en el SE las facies predominantes son las mudstone-wackstone del grupo de facies H.C.S. y las bioconstrucciones de estromatolíticos lamelares y columnares con desarrollo lateral métrico.

El contexto general de facies, su distribución areal y su evolución, permiten proponer un sistema de depósito (de ámbito local), en el que los sedimentos del sector SO (Hoja nº 754) serían atribuibles al cinturón de facies costeras de un fan-delta (canales, lóbulos activos y lagunares), que en sentido O-E a SO-NE,

evoluciona a depósitos de offshore en fan-deltas, llanura mareal mixta y áreas de plataforma con dominio de tormentas. Así pues, una cuenca con profundidad creciente en sentido E a NE, posiblemente estructurada en escalones, cuya morfología diferencial se establece en direcciones perpendiculares al sentido de aumento de la profundidad.

Por todo lo expuesto con anterioridad, el registro sedimentario de la Unidad Inferior del Grupo Ibor, se tratará de una secuencia deposicional de Tipo I POSAMENTIER y VAIL, (1988).

Con respecto a la atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense inferior, éstos fueron asignados durante muchos años al Rifeense s.l. merced al supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos MITROFANOV & TIMOFEEV, (1977). Sin embargo, estos ejemplares han sido considerados recientemente como de origen inorgánico, con lo que perdieron su aplicación bioestratigráfica VIDAL et al., (1994a). Por el contrario, otros hallazgos de acritarcos (*Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN = ex *Bavlinella faveolata* según PALACIOS) y de icnofósiles conocidos a partir del Véndico (por ejemplo, *Gordia marina* EMMONS), en afloramientos del Alcudiense inferior centroibérico VIDAL et al., (1994a) permiten considerar estos materiales casi exclusivamente como Neoproterozoico (Véndico), no habiéndose probado todavía la existencia de depósitos fosilíferos más antiguos.

En el transcurso de las investigaciones cartográficas se ha descubierto un afloramiento con abundantísimos icnofósiles a orillas del embalse de Orellana, al S de Casas de Don Pedro (Hoja 755). Además de algunas formas indeterminables, se identifican *Palaeophycus* isp. y posibles *Phycodes?* isp., de grandes afinidades con otros registros similares del Véndico centroibérico (ver por ejemplo, GARCIA HIDALGO (1993a).



### 1.2.3.2.- UNIDAD SUPERIOR

En conformidad aparente con los sedimentos anteriormente descritos, se encuentra una sucesión de materiales cuyo afloramiento se restringe casi exclusivamente al Sinclinal del Aceuchal en el SO de la Hoja de Madrigalejo (754) y al núcleo del Sinclinal de la Sierra de la Zarzuela, en la Hoja de Navalvillar de Pela (755) donde alcanza su mayor desarrollo.

En el resto del área sólo se observan espesores muy reducidos, de orden métrico, sobre los carbonatos de techo de la Unidad Inferior en el Sinclinal de Cogolludos, sin continuidad cartográfica.

En el Sinclinal del Aceuchal, sobre las facies carbonatadas, se tiene un tramo con espesor máximo de 35 m constituido por facies del grupo de conglomerados grano soportados, especialmente las facies de areniscas de grano grueso con grava dispersa de cuarzo y lidita, con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción, alternando con tramos constituidos por facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita  $\leq 1$  y laminación de ripples como estructura más frecuente. La petrografía de estos sedimentos es muy similar a la descrita para estas facies en la Unidad Inferior, apreciándose un aumento cuantitativo en las subarcosas sobre las sublitarenitas, lo que puede interpretarse como una mayor madurez o un cambio composicional en la patria de estos sedimentos con respecto a los infrayacentes.

En la Sierra de la Zarzuela, sobre las facies carbonatadas y mixtas, se encuentra una barra con continuidad cartográfica kilométrica y espesor decamétrico constituida por areniscas de grano medio-fino con base plana a débilmente erosiva, estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo. Serían sedimentos encuadrables en el grupo de facies arenosas descritas para la Unidad Inferior. En observaciones realizadas en otros puntos de este litosoma



se han observado capas del grupo H.C.S. intercaladas, sobre todo, en los subtramos de techo. Sobre estos materiales, la serie continúa con un tramo de 30 a 40 m de espesor y constituido esencialmente por facies lutítico arenosas con estructuras linsen muy frecuentes y facies microbandeadas con laminación paralela.

En este tramo, rico en materia orgánica, se intercala un nivel de espesor métrico y continuidad lateral hectométrica, constituido por subarcosas de grano medio fino y colores muy variables blanco a rojo, en capas decimétricas con laminación de ripples, fuerte bioturbación y "mud-chips" fosfatizados. Tanto estos sedimentos como las pelitas con linsen dispersos, que se tienen sobre esta barra, muestran abundante fauna de Planolites y Paleophycus que han permitido datar esta Unidad como Vendiense Superior.

Sobre estos sedimentos se encuentra un tramo con espesor variable y cambios laterales de facies muy rápidos, constituido esencialmente por facies carbonatadas y mixtas. Las facies carbonatadas de esta unidad son diferentes de las descritas en la inferior. En este caso son mudstone y wackstone dolomíticas sin apenas recristalización. Los peloides, de tamaño variable, son el aloquímico de las wackstones. Los mudstone son parcialmente dismicríticas y con fuerte bioturbación.

Las facies se estructuran en secuencias de somerización de orden centimétrico a decimétrico que finalizan con un hard-ground en fangolitas carbonatadas ferruginosas que se nodulizan en los procesos diagenéticos. Estos nódulos en algún caso se encuentran total o parcialmente sustituidos por colofana.

Los procesos de meteorización y erosión en estos carbonatos con "karstificación en superficies de capa", confieren el aspecto cavernoso en planos, típico de estos carbonatos.

El sistema deposicional de esta unidad es similar al descrito para la Unidad Inferior, tanto por la distribución areal de facies como en el medio de depósito. Las diferencias serían de tipo cualitativo toda vez que las facies del sinclinal del Aceuchal muestran ya características de un cinturón de facies litoral (canales de llanura mareal) y los de la Sierra de la Zarzuela serían atribuibles a barras de nearshore y lagoon. Por tanto, en el área de estudio, no se observan cuerpos atribuibles directamente a posibles fan-deltas, tal como ocurre en la Unidad Inferior para los sectores suroccidentales.

El contexto general de los sedimentos descritos en este sistema constituiría una secuencia deposicional MITCHUM (1977) de Tipo II POSAMENTIER y VAIL (1988).

### **1.3.- PALEOZOICO**

#### **1.3.1.- INTRODUCCION**

El área de estudio se encuentra ubicada en la franja meridional de la Zona Centro Ibérica. Los sedimentos de esta área atribuidos al Paleozoico, se encuadrarían en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSE et al. (1990 y 1992) del cual, en el ámbito de las Hojas, sólo afloran las series del superciclo que abarca una cronología Ordovícico Inferior-Carbonífero Inferior.

No se conocen depósitos atribuidos al Grupo Valdelacasa (Véndico-Cámbrico Inferior) en la franja surcentroibérica. Ello puede ser atribuido a la erosión preordovícica o bien a que no se depositaron.

De esta forma, en el área del proyecto, los sedimentos del Paleozoico Inferior postcámbrico se encuentran discordantes (Límite de Tipo I) sobre las series precámbricas descritas en el apartado anterior.

Las series paleozoicas postcámbricas afloran extensamente en la franja Centro-ibérica meridional formando estructuras sinclinales de gran continuidad lateral. En el ámbito de estudio, en sus sectores septentrionales, quedan restringidos al cierre del sinclinal de Herrera del Duque, en el límite de las Hojas nº 732 y 755, la Sierra de Barbas de Oro como nexa entre la estructura precedente y las Villuercas en la Hoja nº 732, la Sierra de Pela en la Hoja nº 755 y la Sierra de Rena en la Hoja nº 754. En los ámbitos meridionales del proyecto, los afloramientos son mucho más amplios, incluyendo las sucesiones de los sinclinales de Almadén (Hojas nº 780 y 807) y Guadalmez, Hoja nº 806. Las series establecidas en estos relieves paleozoicos son muy similares, por lo que se describirán las unidades cartográficas o formaciones, de forma genérica, estableciendo las variaciones, si las hubiese, con las localidades citadas.



### 1.3.2.- TREMADOC-ARENIG

La cartografía de esta formación da una idea exacta sobre la discontinuidad de los afloramientos, por lo que las series y observaciones realizadas sólo permiten mostrar datos parciales y sectoriales. Aún así, parece evidente que en todos los relieves paleozoicos se encuentran series, con espesores y litologías variables, en discordancia sobre los materiales precámbricos y bajo los relieves de la Cuarcita Armoricana, a las que se les atribuye una edad Tremadoc-Arenig Inferior.

En el ámbito regional esta serie ha recibido distintas denominaciones: "Serie roja basal, Serie púrpura, Serie intermedia, Fm. Hito, Grupo O<sub>1</sub>, Capas de Carrascalejo, Serie Lié de Vin", etc. Los espesores descritos varían desde decenas de metros a 800 m.

En el área de estudio las condiciones de afloramiento no permiten precisar con exactitud los espesores de esta serie, pero de forma genérica puede estimarse que en el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, los espesores son del orden de 300 m, en la Sierra de Pela pueden alcanzar los 500 a 600 m, y el flanco meridional de la Sierra de Rena supera los 880 m.

Las facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta zona, son (Figura 2):

#### Facies de conglomerados

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- a) Conglomerados sin estructura interna y con matriz arenosa pelítica en porcentaje no superior al 10-15%. Normalmente constituyen la base de esta serie. Son cuerpos con geometría lenticular de color gris a rojizo, con cantos bien redon-

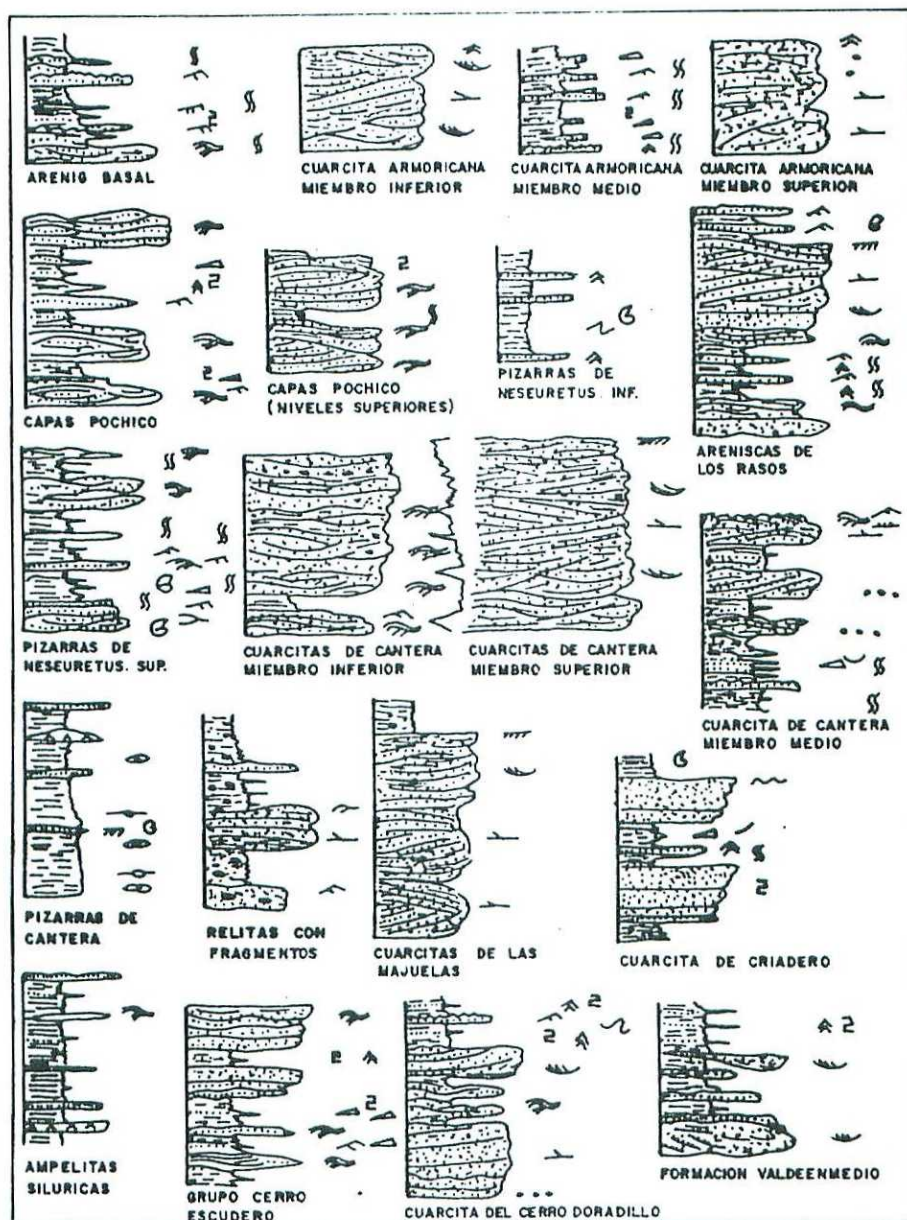


Fig.- 2 Facies y Asociaciones de facies de las Formaciones del Paleozoico.



deados y heterometría moderada. La composición de estos cantos muestra un predominio de la fracción de cuarzo, seguido de areniscas, lutitas, cantos blandos y escasos cantos de rocas ígneas. Su compactación es muy débil, por lo que la erosión impide, en la mayoría de los casos, su observación precisa.

- b) Son conglomerados grano soportados en capas o bancos con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción lateral. La base es erosiva y el techo plano y neto. Estos cuerpos se intercalan entre lutitas gris oscuro subordinadas. La composición es similar a la de los anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcósica) y el cemento es silíceo y ferruginoso.

#### Facies arenosas

En este grupo de facies se han observado capas y bancos constituidos por arenisca de grano medio a grueso, a veces con grava dispersa, de color blanco a grisáceo intercaladas entre lutitas grises o rojo violáceas subordinadas. Las capas muestran base plana o levemente erosiva y techo ondulado (morfología lenticular). En algún caso se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica (Rena). Tienen estratificación cruzada tabular, retoque de ripples a techo y con frecuencia se observa la morfología de los megarripples y su cara de avalancha. En algún caso (Sierra de Pela), las lutitas subordinadas tienen un color verde brillante, contienen granos de tipo "mudd-chips" y su aspecto, aunque muy alterado, recuerda a depósitos volcanosedimentarios.

#### Facies arenoso-lutíticas

Este grupo de facies heterolíticas tienen una gran variedad en el ámbito del proyecto. Desde alternancias arena-lutita, donde los siliciclásticos finos son minoritarios, hasta una relación  $\leq 1$  que es la más frecuente.



Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico constituidas por areniscas de grano medio. Con ejemplos frecuentes de grano grueso e incluso grava fina de composición subarcósica y estructuras hummocks y swales.

En las series realizadas se observa que en la Sierra de Rena (Hoja nº 754), el predominio corresponde a secuencias de Tipo P.H.X.M. y H.X.M. de WALKER et al., (1983) y por tanto, se encuadrarían en el grupo de facies H.C.S. de grano medio de GABALDON (1990). En la Sierra de Pela el predominio es para las secuencias B.H.X.M. con un término B en grava fina a arena gruesa con grava, evolucionando hacia techo a secuencias H.X.M., por lo que se corresponderían con el grupo de facies H.C.S. de grano medio-grueso con depósitos de lag residual. En el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, las secuencias H.F.M. y F.X.M. son los más frecuentes, por lo que se trataría de un grupo de facies H.C.S. de grano fino. Las direcciones medidas en las marcas de corriente en estas facies son N-S a NNE-SSO.

En todas las series y observaciones puntuales realizadas, el grupo de facies H.C.S., en especial las de grano medio y fino, muestran una intensa bioturbación con abundantísima presencia de niveles de skolithos.

El registro sedimentario de esta serie se inicia: con una megasecuencia en la que sus tramos basales son el grupo de facies de los conglomerados, evolucionando en pasos laterales y verticales al grupo de facies de las areniscas, para finalizar en ciclos de facies H.C.S. grano y estrato decrecientes. El conjunto parece configurar un sistema deposicional, que evoluciona desde fan deltas que rellenan los paleovalles del relieve precámbrico en paso a llanuras de marea y ambientes circunlitorales y finalizan en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el shoreface (Sierra de Pela) al offshore proximal (Sierra de Rena y de las Chimeneas). En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta serie podría

iniciar su depósito en el Arenig Basal a comienzos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig Inferior PORTERO et al. (1988).

### 1.3.3.- CUARCITA ARMORICANA (ARENIG)

La sedimentación del Ordovícico Inferior prosigue con los depósitos de la Cuarcita Armoricana en aparente conformidad con las series infrayacentes del Arenig basal. Estas facies ubicuas en toda la Z.C.I., son el principal elemento constructor de los relieves. En el ámbito del proyecto, no se tiene la certeza de que se encuentren directamente en discordancia sobre los sedimentos precámbricos.

Las series realizadas y las observaciones locales permiten establecer que su espesor varía considerablemente desde 60 a 70 m al Oeste en la Sierra de Rena (Hoja nº 754) hasta 125 a 150 m medidos en el Este en las Sierras de Pela y de las Chimeneas (Hoja nº 755).

Sin embargo, en todos los afloramientos pueden distinguirse tres Miembros cuyos espesores estarán en relación proporcional directa con el de la Formación en cada localidad.

El Miembro Inferior está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de centimétricas a bancos, con morfología de megadunas y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz sericítico-caolinítica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes (coarsening upward, C.U.S.) y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente (coarsening and thickening upwards).



El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas, y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, capas de avalancha con lámina de lutita, y bioturbación intensa. Los tramos con microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo en las proximidades de la cerrada del Embalse de García Sola.

El Miembro Superior está constituido como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de ripples en los tramos de la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola en los niveles superiores. La composición es de subarcosas con porcentajes de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es en general silíceo, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y la de apatito-colofana. Localmente, las capas de techo de este miembro, muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blandos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero con secuencias fining upward intercaladas, sobre todo hacia techo, cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.



El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con barras migrando y dando acumulaciones que en algún caso muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y que podrían constituir un sistema de isla barrera.

El Miembro Intermedio representaría los depósitos de lagoon-llanura de marea asociados a dicha barrera arenosa.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARIS et al. (1982), PARIS (1990).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERILL et al., (1984) y ROMANO (1991). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* isp.

#### 1.3.4.- CAPAS POCHICO (ARENIG SUPERIOR)

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la Z.C.I. distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas

de Transición" y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" (TAMAIN, 1972).

La potencia de esta serie es variable desde los 70 a 80 m de la Sierra de Rena en la Hoja nº 754, a los 30 m de la Sierra de la Chimenea en las Hojas nº 755 y 732. En el ámbito de la investigación, ha podido constatarse que el espesor de los Estratos Pochico está en relación inversa con el de la Cuarcita Armoricana. Cuando esta última tiene un espesor reducido, las Capas Pochico son potentes y viceversa, de tal forma que el conjunto de ambas formaciones constituye un litosoma cuyo espesor es bastante constante en el ámbito del proyecto.

Las series realizadas muestran que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupos de facies, con dos subfacies características.

#### Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas hummocks y swales, laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias P.H.X.M. de espesores decimétricos y H.X.M. centimétricos WALKER et al., (1983).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. Se trataría de facies H.C.S. de grano fino GABALDON (1990).

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto



de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER et al. (1983). Son facies H.C.S. de grano medio-grueso GABALDON (1990).

El registro sedimentario de las "Capas Pochico" se estructura de muro a techo con estas secuencias granodecrecientes (F.U.S.), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales. Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos de colofana ferrificada junto a restos de bioclastos fosfatizados. En menor escala, este hecho se ha constatado en los techos de la mayoría de las barras cuarcíticas intercaladas en la formación.

El sistema de depósito que configuran los ciclos de facies descritos, es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa GABALDON (1990). Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. En la cantera de Rena (Hoja 754) se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *Iefevbrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig



superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIERREZ MARCO et al. (1995). En el horizonte fosfatado del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig, así como algunos restos de trilobites en posición algo más baja SAN JOSE et al. (1992).

#### 1.3.5.- ORDOVICICO MEDIO. GRUPO NAVATRASIERRA. LLANVIR INFERIOR-LLANDEILO SUPERIOR

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son de muy mala calidad al estar en una banda deprimida sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes, por lo que sólo en taludes de carretera, bordes del Embalse de García Sola y algún barranco profundo, dan localidades donde pueden tomarse datos parciales de esta sucesión.

El Grupo Navatrasierra comprende diversas unidades asimilables a las "Capas con Tristaní", un nombre genérico que engloba el conjunto de pizarras y en menor medida areniscas fosilíferas, que sigue al Ordovícico inferior cuarcítico en la zona Centroibérica, y que tiene una correlación clara con sucesiones similares en todo el SO de Europa.

En la región estudiada, al igual que ocurre en Las Villuercas y el S de los Montes de Toledo, las "Capas con Tristaní" son esencialmente pizarrosas (Pizarras de Navatrasierra s.l. de acuerdo con SAN JOSE et al., 1992), pudiendo presentarse divididas en su parte media por una barra, o conjunto de barras arenosas, que ocasionan un resalte morfológico de cierta continuidad cartográfica (Areniscas de Los Rasos). En este caso, el Grupo Navatrasierra comprendería una unidad pizarrosa inferior (Pizarras de Navatrasierra s.str.) y otra superior (Pizarras de

Navalaceite), separadas por las ya mencionadas Areniscas de Los Rasos, correlacionándose el conjunto con unidades semejantes de Sierra Morena, región de Almadén, Campo de Calatrava y centro-sur de Portugal, donde las "Capas con Tristán" siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable ("Cuarcitas o Alternancias Inferiores", "Alternancias del Chorrillo", "Alternancias de El Caño": GUTIERREZ MARCO et al., 1984, 1990; SAN JOSE et al., 1992).

A nivel cartográfico, en el área de investigación, se dan ambas situaciones. En las Sierras de Rena y Pela (Hojas nºs 754 y 755), las condiciones de afloramiento no permiten diferenciar estas unidades, en tanto que en el flanco meridional del cierre perisinclinal de Herrera del Duque (Sierra de las Chimeneas), en las Hojas nºs 755 y 732, las Areniscas de los Rasos se muestran como unidad cartografiable al tener espesores decamétricos y extensión lateral reconocible de orden kilométrico.

De esta forma, y dado que en el ámbito de la investigación la cartografía más extendida es la de la unidad al completo se utilizará la denominación de Grupo Navatrasierra, y se harán las apreciaciones locales de índole cartográfica en el sector reseñado.

Sobre el banco o barra de cuarzarenitas de grano medio, con el que finalizan las "Capas Pochico", se tiene un tramo de espesor variable, 50 a 70 m, constituido esencialmente por facies lutíticas de color gris oscuro a negro, con sulfuros y nódulos siderolíticos dispersos, en las que progresivamente se intercalan facies arenoso lutíticas, con relaciones arena/lutita  $\leq 1$  de tipo microbandeado, en paso a secuencias centimétricas o decimétricas, granodecrescentes de tipo H.X.M. y P.H.X.M. del grupo de facies H.C.S. de grano fino y medio. WALKER (op.cit.) y GABALDON (op.cit.).



En las facies microbandeadas se observa gradación, laminación paralela y cruzada de ripples y microeslumpamientos. En el tramo inferior lutítico se ha observado, en algunos afloramientos, la presencia de capas centimétricas de color más claro, verdoso o blanquecino, con "mud chips" rojizos de aspecto volcanosedimentario.

Cuando el grupo de facies H.C.S. pierde el término M, en tanto que aumentan de espesor y frecuencia las secuencias P.H.X., llegando a adquirir espesores decimétricos y amalgamarse, configuran cuerpos de espesores métricos con base plana o débilmente erosiva (escasas secuencias B.P.H.) y techo ondulado que, aún cuando se cartografían como horizonte litológico continuo, en detalle son cuerpos macrolenticulares. Es lo que se denomina "Areniscas de los Rasos", que en la serie del Embalse García Sola (Hojas nº 732 y 755) alcanza espesores entre 15 y 20 m.

Dentro del Grupo Navatrasierra, esta unidad intermedia con predominio arenoso es una constante regional. Cuando alcanza entidad cartografiable, se observa, en sus niveles superiores secuencias en las que el término B son bioclastos y cantos blandos orlados y parcialmente fosfatizados, así como encostramientos y ferrificaciones a techo.

Sobre estos materiales y en aparente paso gradual o más neto cuando se individualiza el cuerpo arenoso, se tiene una serie constituida por lutitas y fangolitas grises, micáceas y piritosas, en paso a facies arenoso-lutíticas microbandeadas, que serían la representación litológica de las Pizarras Guindo, Botella, "Calymene superior", etc. La potencia estimada, en los afloramientos reseñados, varía entre 80 a 120 m. Regionalmente, en los tramos situados inmediatamente encima de las Areniscas de los Rasos, se realizan intercalaciones de rocas volcánicas básicas y niveles de nódulos fosfatados. La parcialidad de los afloramientos en esta área no ha permitido constatar tales hechos. Las características litoestratigráficas de esta unidad son prácticamente idénticas a las descritas para el tramo inferior.



El tránsito litológico con la Formación suprayacente es bastante gradual, por lo que el criterio de delimitación cartográfica se sitúa con la aparición en la serie de alternancias decimétricas de areniscas y lutitas con una relación arena/lutita  $> 1$ .

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el Grupo Navatrasierra presenta una gran abundancia de fósiles como trilobites, moluscos, braquiópodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa. En el sinclinal de Herrera del Duque se han realizado algunos trabajos paleontológicos de yacimientos con trilobites RABANO (1989), graptolitos GUTIERREZ MARCO (1986) y moluscos BABIN y GUTIERREZ MARCO (1991), pero la información disponible es comparativamente menor que en otras áreas surcentroibéricas. Durante la realización del presente estudio cartográfico, se han encontrado algunos puntos fosilíferos nuevos, de los cuales el más antiguo estratigráficamente (Hoja 732) se sitúa cerca de la base de la unidad inferior y ha proporcionado, entre otros, *Didymograptus (D.) artus* ELLES & WOOD, *Gracquina hispanica* (BORN) y *Neseuretus (N.) cf. avus* HAMMANN, indicativos de una edad Oretaniense inferior en términos de la escala cronoestratigráfica mediterránea. El Oretaniense superior no ha sido caracterizado paleontológicamente, pero otros cuatro yacimientos situados en la mitad superior de la primera unidad pizarrosa, así como las alternancias arenosas de tránsito a las Areniscas de Los Rasos (Hoja 755) proporcionan algunas asociaciones del Dobrotiviense inferior, con *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Heterothina morgatensis* MELOU y *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), entre otros.

Los hallazgos de índole regional y las muestras recogidas, permiten considerar a la unidad inferior de pizarras como Oretaniense inferior-Dobrotiviense inferior, a las Areniscas de Los Rasos como Dobrotiviense inferior, y a las pizarras y areniscas superiores como Dobrotiviense inferior tardío y Dobrotiviense superior GUTIERREZ MARCO et al. (1984). Los términos mediterráneos Oretaniense y Dobrotiviense

SAN JOSE et al. (1992); GUTIERREZ MARCO et al. (1995) serían aproximadamente equivalentes a la nueva serie Llanvirn británica, redefinida tras superar la incertidumbre que condujo a la desaparición de la antigua serie Llandeilo. Esta ha sido reconvertida actualmente en un piso (Llandeiliense) en la parte superior del Llanvirn s.str. FORTEY et al. (1995). No obstante, el piso regional Dobrotiviense excede probablemente una edad Llanvirn superior ( = Llandeiliense) y sería también en parte equivalente al Aureluciense inferior del Caradoc basal británico (igualmente redefinido por FORTEY et al., 1995), no existiendo referencias claras que permitan aplicar en España los términos británicos.

Las facies y asociaciones de facies descritas muestran que a Unidades Inferior y Media del Grupo configuran un ciclo de facies que evoluciona, desde facies con afinidad turbidítica depositadas en plataforma externa, por decantación de los fangos transportados por corrientes de "winnowing" causadas por tormentas a facies H.C.S. de grano fino y por último a facies H.C.S. de grano medio y grueso depositadas en plataforma interna (shoreface) para las "Areniscas de los Rasos".

El conjunto de ambas unidades constituyen un ciclo de facies, grano y estrato creciente, constituido por secuencias granodecrecientes y sería encuadrable en una secuencia deposicional de Tipo-2.

La unidad superior reproduce condiciones paleogeográficas y de depósito similares a las descritas para el inferior.



### 1.3.6.- ORDOVICICO SUPERIOR-GRUPO CANTERA

Como se comentaba con anterioridad, el límite cartográfico entre esta unidad y la infrayacente, se establece cuando el aumento gradual de la fracción arena origina capas que causan el resalte morfológico de las cuarcitas denominadas "Cantera o Botella". Lógicamente y teniendo en cuenta las características sedimentológicas de la serie y sus rápidas variaciones laterales, puede comprenderse el aspecto diacrónico que tiene el contacto que se establece entre las "Pizarras de Navalaceite" y las "Alternancias de Cantera".

Dentro de este grupo se han diferenciado cartográficamente las dos formaciones clásicas en el ámbito de la Z.C.I. meridional.

La inferior, "Cuarcitas de Cantera o de la Cierva", y la superior "Pizarras de Cantera o Intermedias". SAN JOSE et al. (1992).

#### 1.3.6.1.- CUARCITA DE CANTERA O DE LA CIERVA. LLANDEILO SUPERIOR

Al contrario de lo que ocurría con los afloramientos del Grupo anterior, en general de muy mala calidad y discontinuos, las posibilidades de observación de esta formación, en todos los relieves paleozoicos del ámbito de la investigación, son óptimas. En las sinformas paleozoicas constituye el segundo resalte morfológico con continuidad lateral, en el que normalmente se tienen dos tramos cuarcíticos de espesor variable a techo y muro y uno intermedio de alternancias con predominio de las areniscas.

El tramo inferior de esta unidad está constituido por secuencias decimétricas o métricas con estructuras "hummock" y "swales" y de tipo P.H.X.M. y H.X.M. En las primeras, el término P son acúmulos de bioclastos y cantos blandos a veces ferruginizados y/o fosfatizados. Progresivamente el término lutítico



desaparece amalgamándose las capas arenosas y constituyendo la primera barra de las Cuarcitas de Cantera.

Las observaciones realizadas muestran que en general esta barra con espesores entre 30 a 50 m está constituida por secuencias P.H. y H.X. de espesores métricos. En la Sierra de Rena (Hoja nº 754) las secuencias son decimétricas y en general de tipo H.F.X., alternando con capas o bancos de areniscas de grano medio amarillento rojizas con estratificación cruzada tabular y laminación cruzada en surco. Es frecuente observar como estos sedimentos se encuentran atravesados por cuerpos de espesor métrico, base erosiva y superficies de acreción lateral.

En general se trata de cuarzoarenitas de grano medio a fino con cemento silíceo, escasa matriz sericítica y abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, micas, glauconita, apatito, sulfuros, etc.).

Las alternancias del tramo intermedio, con espesor variable desde los 25 m en la Sierra de Rena (Hoja nº 754) a los 45 m en el sinclinal de Herrera del Duque (Hojas nºs 732 y 755), están constituidas por secuencias centimétricas a decimétricas de tipo H.X.M. con los términos X y M intensamente bioturbados, y capas amalgamadas B.P.H. y B.H.X. decimétricas con abundantes cantos blandos en su base, a veces ferrificados y parcialmente fosfatizados. Estas secuencias granodecrecientes se estructuran en megasecuencias, grano y estrato crecientes, cuyo techo son las capas amalgamadas. B.P.H. descritas y que finalizan en hard-ground ferralítico, manganesífero y fosfatizado.

El tramo cuarcítico de techo sería el equivalente sedimentario de mayor espesor de esta estructuración secuencial. Se trata pues de una barra con espesor variable, 25 m en Sierra de Rena y 15 m en la serie del Embalse de García Sola, constituida por capas decimétricas a bancos de cuarzoarenitas con cemento

silíceo y ferruginoso. Las secuencias predominantes son la H.F.X. en Rena y P.H.X. o B.H.X. en la serie del Embalse.

Como resumen puede establecerse que considerando los tramos transicionales de techo del Grupo Navaltrasierra y los tres miembros descritos en el Grupo Cantera, los sedimentos encuadros en esta unidad cartográfica son facies heterolíticas del grupo de las hummocky de grano medio y medio grueso (GABALDON, op.cit.), estructuradas en dos ciclos de facies de espesor decamétrico grano y estrato crecientes, depositados en general por encima del nivel de base del oleaje y con situación "regresiva" más acentuada en el sector occidental (Sierra de Rena), donde las facies destructivas del foreshore y shoreface proximal son más abundantes con términos canalizados (canales de marea o canales de distribución en plataforma interna) que cortan depósitos de playa.

La presencia de fauna es una constante en esta unidad cartográfica, aunque con un control sedimentario muy estricto. En general son bioclastos que constituyen el término basal de las secuencias tempestíticas (P), por lo que su estado de conservación suele ser malo.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, las Cuarcitas de La Cierva (= Cuarcitas Botella, = Cuarcita de Canteras) s.str., no contienen en la región estudiada o en su área tipo de Las Villuercas restos fósiles. Sin embargo, los trilobites recogidos en la base de la unidad suprayacente en el sinclinal de Guadarranque y al SO de Cabeza del Buey, pertenecen todavía a las "Capas con Tristání", e indican que el depósito de la unidad cuarcítica tuvo lugar enteramente en el Dobrotiviense superior. Según la nueva terminología cronoestratigráfica del Ordovícico británico y la correlación con las biozonas de graptolitos FORTEY et al. (1995), GUTIERREZ MARCO et al. (1995), parece probable asimilar esta formación al lapso Llandeiliense superior-Aureluciense inferior, con lo que el límite entre las series Llanvirn y Caradoc (redefinidas) se



situaría dentro de la unidad. Fuera del ámbito de la Hoja, formaciones cuarcíticas equivalentes (Botella, Canteras), han brindado en diversos puntos una biofacies particular de trilobites y bivalvos adaptados a sustratos arenosos (Biozona de *Crozonaspis incerta* según RABANO (1989), que sin embargo no aporta mayor precisión bioestratigráfica.

#### 1.3.6.2.- PIZARRAS DE CANTERA O INTERMEDIAS. CARADOC

Sobre la barra del miembro Superior de las Cuarcitas de Cantera, y en paso litológico muy rápido, se tiene un tramo de constitución esencialmente lutítica, fangolítico-carbonatada y de color gris oscuro a negro denominado Pizarras de Cantera. Dada su litología, la observación completa de esta unidad es dificultosa en extremo. En la Sierra de Rena sólo es posible constatar la presencia en afloramientos deslavazados y sólo en las márgenes del Embalse de García Sola (Hojas nº 732 y 755) existen afloramientos de cierta calidad que permiten una observación más completa de esta unidad.

El espesor máximo aflorante no supera los 40 m y su constitución son pelitas y fangolitas sericítico caoliníticas, ricas en materia orgánica y sulfuros con nódulos siderolíticos dispersos en cuyo núcleo es normal encontrar resto de fauna o concentraciones polimetálicas. En los tramos basales se observan capas centimétricas de areniscas cuarcíticas blancas o verdosas con hummocky, gradación, microeslumpamiento y laminación de ripples; tienen escasa continuidad lateral. A unos tres metros de la base se localiza un nivel centimétrico lumaquélico, ferruginoso y nodulizado. El techo de esta unidad viene marcado por los materiales de constitución heterolítica denominados "Pelitas con fragmentos" discordantes sobre esta unidad.

Por su composición, estructuración y fauna se les atribuye un medio de depósito en plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje.



Desde el punto de vista paleontológico, los datos disponibles acerca de esta unidad, se limitan normalmente al horizonte de removilización limonitizado, con elementos fosfatados y calcílicos, que aflora en numerosas localidades centroibéricas en el tercio inferior o cerca de la base de la unidad SAN JOSE et al. (1992). Dicho horizonte se conoce en los sinclinales de Corral de Calatrava, Puebla de Don Rodrigo, área de Almuradiel-El Centenillo, etc. En el presente estudio se ha encontrado 8-10 m por encima de la base de las Pizarras Cantera a orillas del Embalse de García de Sola, en el flanco S del sinclinal de Herrera del Duque, donde se identifican algunos braquiópodos (*Gelidorthis meloui* VILLAS, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS), raros trilobites (*Onnia?* sp., *Zetillaenus* sp.) y restos de ostrácodos y gasterópodos, indicativos del piso Viniciense mediterráneo. Esta edad equivaldría a grandes rasgos al Burrelliense medio británico, dentro de la nueva Serie Caradoc redefinida por FORTEY et al. (1995). En una localidad próxima situada al E y en el flanco S del sinclinal (Hoja 756), los microfósiles reconocidos por ROBARDET et al. (1980), de las Biozonas de *Jenkinochitina tanvillensis* y *Belonechitina robusta* de quitinozoos, indican asimismo una edad esencialmente Burrelliense para la parte inferior de la unidad.

En las series paleozoicas aflorantes en la Zona Centroibérica meridional en sus sectores septentrionales y occidentales, la discordancia de la base de las "Pelitas con fragmentos" se sitúa sistemáticamente sobre las Pizarras de Cantera, en tanto que en sentido Noroeste-Sureste, progresivamente van apareciendo bajo dicha discordancia términos más altos de la serie "Alternancias superiores" o "Bancos Mixtos", "Caliza de Urbana", "Pizarras de Muro", etc., de tal forma que en los sinclinales de Almadén, la serie se observa en conformidad aparente.

El Ordovícico Superior se muestra por tanto como un sistema de depósito con múltiples cambios laterales de facies y grandes variaciones en el espesor de las unidades litoestratigráficas. La presencia de emisiones volcánicas, plutonismo peralcalino y metamorfismo de grado muy bajo en el ámbito regional, así como

las características de la discontinuidad estratigráfica del Caradoc, son hechos indicativos de una tectónica progresivamente más activa que compartimenta la paleogeografía a nivel cuencal durante el Ordovícico Superior.

#### 1.3.7.- ORDOVICICO TERMINAL, SILURICO Y DEVONICO INFERIOR

La discontinuidad estratigráfica descrita ha sido relacionada por diversos autores con procesos de origen glacioeustático, potenciados por movimientos tectónicos HAFENRICHTER (1980), ROBARDET (1981), ROBARDET y DORE (1988).

En el conjunto sedimentario que aflora por encima de dicha discontinuidad se distinguen una serie de unidades litoestratigráficas que de muro a techo se denominan:

- a) Pelitas con fragmentos (Formación Gualija, Pizarras de Chavera, Pizarras del Muro, etc.)
- b) Cuarcitas de Las Majuelas
- b') Pelitas con fragmentos
- c) Cuarcita de Criadero
- d) Grupo Cerro Escudero
- e) Formación Doradillo
- f) Formación Valdenmedio

Aunque desde el punto de vista sedimentario la formación "Cuarcita de Las Majuelas" se encuentre genéticamente relacionada con las "Pelitas con Fragmentos", de la que constituye una intercalación mayor, el hecho de que aflore como una gran barra cuarcítica en todo el ámbito septentrional desde la Sierra de Rena (Hoja nº 754), al Embalse de García Sola y la Sierra de Barbas de Oro (Hoja nº 732), nexa de unión con las Villuercas, ha llevado por un lado a ser correlacionada impropriamente con la "Cuarcita de Criadero" o "Cuarcitas de base del Silúrico", y



por otro a tener que ser cartografiada en conjunto con otra barra de mucho menor espesor aunque con presencia continuada que sí se corresponde a la "Cuarcita de Criadero", base del Silúrico.

#### 1.3.7.1.- PELITAS CON FRAGMENTOS. ASHGILL TERMINAL

Bajo esta denominación se engloban el conjunto de sedimentos heterolíticos, con cambios de espesor y litológicos muy rápidos, que se sitúan sobre la discordancia o límite de Tipo I ya reseñado.

En las series realizadas, los tramos basales están constituidos por arenas de grano medio-fino y matriz caolinítica, deleznales, de colores variables blanco a rojizo y aspecto masivo. Dispersos en estos sedimentos se observan cantos cuarcíticos desde milimétricos a decimétricos y de angulosos a subredondeados.

Sobre estas arenas, se encuentra la facies más extensiva de esta unidad. Se trata de fangolitas y lutitas arenosas compactas de color gris oscuro a negro masivas, en las que se observan cantos de cuarzo, cuarcita, cantos blandos y cantos de rocas intrusivas con tamaños desde milimétrico a centimétrico y ángulos a subredondeados (cantos blandos).

En estos sedimentos cuyo espesor varía desde los 40 m en la Sierra de Rena, a los 90 de la transversal del Embalse de García Sola, se intercalan capas centi a decimétricas y cuerpos métricos de areniscas cuarcíticas (cuarzarenitas y subarcosas) con desarrollo lateral variable. Estas areniscas muestran en los cuerpos mayores estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo de las capas.



Es característica común observar en estas areniscas fragmentos de cuarcitas con heterometría y redondeamiento similar al descrito para los englobados en la facies pelítica, así como pequeños eslampamientos y "lag" de cantos blandos acompañando cicatrices de amalgamación en los tramos métricos de areniscas.

En general, la unidad se observa estructurada en varias megasecuencias, grano y estratocrecientes que finalizan con estas barras arenoso-cuarcitas.

El techo cartográfico, que no sedimentario, de esta unidad es una barra con espesor entre 45 y 50 m y presencia constante en todo el ámbito del proyecto a cuyo techo de nuevo se tienen las facies de "Pelitas con fragmentos", por lo que es correlacionable con la "Cuarcita de Las Majuelas" descrita en la región de las Villuercas GIL CID et al. (1976).

#### 1.3.7.2.- CUARCITA DE LAS MAJUELAS, PELITAS CON FRAGMENTOS Y CUARCITA DE CRIADERO. SILURICO (LLANDOVERYENSE INFERIOR)

Como se describía anteriormente, la "Cuarcita de Las Majuelas" es la intercalación más potente y regionalmente continua que se da en la unidad de las "Pelitas con fragmentos". Su litología da lugar al tercer gran resalte topográfico en las series del sinclinal de Herrera del Duque.

Su espesor varía desde los 25 a los 40 m y en detalle se observan dos tramos cuarcíticos a muro y techo con un tramo intermedio constituido por alternancias decimétricas de cuarcitas blancas y lutitas gris con fuerte bioturbación en ambos casos. Los cambios laterales entre tramos son continuos y observables a escala métrica.

Los tramos cuarcíticos, están constituidos por capas decimétricas con base plana y techo con ripples que intercalan bancos con morfología de barra y

retoque de ola a techo. Su constitución es de sublitarenitas a cuarzoarenitas, con escasa matriz limo-arcillosa (caolinítico-sericítica) y abundantes melanocra-  
tos (sulfuros, micas, glauconita, turmalina, circón y apatito).

Es constante en estas cuarcitas encontrar cantos y bloques subangulosos de cuarcitas anteriores, normalmente con aureola ferruginosa, así como clastos redondeados de tamaño decimétrico y composición similar al sedimento.

Igualmente se ha observado la existencia de fracturación sinsedimentaria a nivel de capa y tramo con desarrollo local de eslampamientos y cuñas métricas de intraclastos.

Sobre esta unidad y en conformidad aparente, se deposita un nuevo tramo de pelitas con fragmentos con espesores sumamente variables: desde escasos metros en la Sierra de Rena (Hoja nº 754) a decamétrica en las series de la transversal del Embalse de García Sola (Hojas nºs 732 y 755). Sus características litológicas son similares a las descritas para los tramos basales, aunque podría precisarse que contienen un menor número de cantos o fragmentos.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo la denominación "Pelitas con fragmentos" (incluida la "Cuarcita de Las Majuelas") son correlacionables con facies similares y sincrónicas que de forma extensiva aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET et al. (1980, 1981).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarininos (ice-drop paratillites), relacionados con la glaciación continental (inlandsis) de edad Ordovícico Superior, ocurrida en Africa, que ha sido docu-



mentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo BENF et al. (1971).

ARBEY y TAMAIN (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de "ravinement" de edad infra-Llandovery que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciar.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas" SCHERMERHORN (1975), tienen un origen de tipo "mud-flow" gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciar en el Noreste de Africa y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTAIN (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET y DORE (1988), pero de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma en el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY et al. (1991).



La datación del conjunto de la unidad se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de pelitas con cantos dispersos, conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de Africa, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.: ROBARDET y DORE (1988), BRENCHLEY et al. (1991). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas secciones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARIS (1990), y su relación con la "fauna de *Hirnantia*" permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARIS et al. (1995).

Sobre estos sedimentos, se tiene una barra cuyo espesor no supera los 15 m, constituida por cuarcitas de grano fino gris oscuro a negras, fétidas, en capas decimétricas, alternado con lutitas y ampelitas gris oscuro a negras.

Este litosoma con características prácticamente idénticas, se encuentra en todo el cierre perisinclinal de Herrera del Duque (Hojas nºs 732 y 755) y en la Sierra de Rena (Hoja nº 754).

Son cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano fino con escasa matriz caolinítica y cemento silíceo, muy ricas en materia orgánica y con presencia de micas, sulfuros, circón, rutilo, turmalina, etc.

Las lutitas y ampelitas negras tienen constitución caolinítico-sericítica con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos.

Estas facies se ordenan en secuencias grano y estrato crecientes donde sólo en las capas gruesas del techo secuencial se observa laminación paralela y de ripples. A su vez estas secuencias conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente en el que el término pelítico de las secuencias de techo queda

reducido a una lámina continua, que separa capas o bancos de ortocuarcitas gris a negras. Las pelitas y ampelitas negras intercaladas en esta unidad, no han proporcionado fauna datable.

Sobre esta unidad litoestratigráfica se superponen las ampelitas negras con graptolitos del Telychiense basal (Llandovery Superior). Por tanto, estas cuarcitas serían equivalentes a la Fm. Gualija RODRIGUEZ NUÑEZ et al. (1989), SARMIENTO et al. (1991).

De todo lo reseñado con anterioridad, puede deducirse que el límite Ordovícico-Silúrico, al igual que ocurre en toda la Zona Surcentroibérica, no puede establecerse con precisión, debido a la ausencia de datos paleontológicos en los sedimentos situados sobre la disconformidad ligada a la glaciación finiordovícica.

En la franja meridional de la Zona Centroibérica (Hojas nºs 806 y 807) la unidad cuarcítica considerada como Silúrico basal denominada "Cuarcita de Criadero", puede contener en su seno como paraconformidad la discontinuidad del inicio del Ciclo Silúrico existente en la franja más septentrional de esta zona.

Este sistema de depósito con unidades de características litológicas y posiciones cronológicas similares que en unos casos son enteramente ordovícicas, en tanto que en otros son al menos proparte Silúricas ("Cuarcita de Criadero"), configuran un contexto regional complejo, desde el punto de vista sedimentológico y paleontológico, al que se suma la dificultad de cartografiar la delgada barra de cuarcitas negras (Fm. Gualija y similares) y encontrar afloramientos de calidad en las pizarras suprayacentes que aporten la precisión cronológica requerida en ámbitos más locales, lo que en suma ha concluido de una parte en tener que cartografiar el sistema sin diferenciar miembros, como es el caso de estas hojas y de otra en trabajos precedentes y contiguos a la correlación de



este sistema con la "Cuarcita de Criadero", lo cual es erróneo cronoestratigráficamente.

En la parte meridional de la Zona Centroibérica (Sinclinales de Almadén y Guadalmez).

El tránsito se lleva a cabo durante la sedimentación en ambas estructuras de la Formación Pizarras de Muro.

A muro el contacto con la unidad inferior (Alternancias Superiores/Bancos mixtos y Caliza Urbana, cuando existe) parece ser por disconformidad. Concordante, pero parece haber un hiato sedimentario ruptura sedimentaria (cambio brusco de facies-medio sedimentario).

Está formada por pizarras (arcilla/limo) de colores oscuros grises-negros (alterados y finamente violáceos) laminadas que esporádicamente presentan delgadas intercalaciones centimétricas de areniscas muy micáceas de colores verdosos y grises. Se observan a veces estructuras de carga que dan "pseudonódulos" que afectan a toda la capa y estratificación lenticular (laminación paralela y cruzada de "ripples") (granoclasificación) (capas turbidíticas ?). Aunque la proporción de arena es muy baja en general aumenta ligeramente hacia techo. Bioturbación muy rara o inexistente. El contacto con la unidad siguiente ("Cuarcita de Criadero ") es bastante neto y normalmente está algo tectonizado (laminaciones tectónicas).

La potencia varia entre 40-60 m en el sinclinal de Guadalmez (probablemente falta serie por laminación tectónica) y los 100-150 m del sinclinal de Almadén.



La edad de la base sería Ordovícico Superior (Ashgillense) por su posición estratigráfica y para la parte alta Silúrico inferior (Llandoveryense) en base al hallazgo de acritarcos HAFENRICHTER (1980).

#### 1.3.7.3.- GRUPO CERRO ESCUDERO. SILURICO

En contacto neto con las cuarcitas negras anteriormente descritas, se tiene un tramo o miembro cuya litología, espesor y presencia son constantes en toda la franja septentrional de la Zona Surcentroibérica (Fm. Gaudarranquejo).

Se trata de pizarras negras ampelíticas (sapropelitas), de masivas a laminadas y con espesor entre 15 y 20 m. En este tramo, muy rico en fauna, se identifican asociaciones de graptolitos y conodontos del Llandovery Superior y Wenlock basal.

Sobre esta unidad se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a decimétricas de pizarras negras a grises y areniscas cuarcíticas, que intercalan capas de constitución volcanoclástica o rocas básicas muy alteradas, con un espesor medio de la serie en el Embalse de García Sola de 290 m, a la que se ha denominado en sectores próximos Formación Guadarranque.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano muy fino sin estructuras visibles o laminación paralela en los tramos basales en paso a secuencias centimétricas gradadas de tipo Td° y Tc° (Facies D de M&R, 1975). En la Sierra de Rena la serie paleozoica aflorante finaliza con estos depósitos en tanto que en la Serie del Embalse de García Sola continua con tramos constituidos por secuencias H.X.M. de grano medio en alternancia con las secuencias de afinidad turbidítica mencionadas con anterioridad.

Estas secuencias granodecrecientes se estructuran en ciclos de facies grano y estratocrecientes, de tal forma, que en los tramos de techo, desaparecen las secuencias de afinidad turbidítica y paulatinamente se adelgaza y desaparece el término M de las facies H.C.S. amalgamándose las capas y constituyendo barras con espesores métricos y extensión lateral hectométrica. La constitución de estas barras ya es algo diferente; se trata de subarcosas a sublitarenitas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. La presencia de cantos blandos parcialmente fosfatizados y ferrificados, es progresivamente más abundante hasta formar niveles de nódulos en las barras de techo.

El sistema de depósito del Grupo Cerro Escudero muestra una evolución desde facies de plataforma externa con fondo anóxico y situadas bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica, a medios de plataforma dominada por tormentas desde el offshore proximal al shoreface en los tramos de techo.

Las pizarras ampelíticas basales (Fm. Guadarranquejo), presentan escasos afloramientos debido a su escasa competencia y gran alterabilidad, que hace que la mayor parte de las ocasiones se presenten recubiertas o incluso resulten parcialmente eliminadas por mecanización de su parte basal. A unos 20 m de la base de esta unidad, en la vertiente SE de la Sierra de Velasco (Hoja 732), las pizarras ampelíticas y los nódulos decalcificados incluidos en ellas proporcionan abundantes graptolitos: *Monograptus* cf. *priodon* (BRONN), *Torquigraptus tullbergi*? (BOUCEK), *T.* cf. *arcuatus* (BOUCEK), *Streptograptus* cf. *loydelli* STORCH & SERPAGLI, *Petalograptus* cf. *giganteus* (BOUCEK & MUNCH), *Metaclimacograptus*? sp., *Stomatograptus grandis* (SUESS) s.l., y restos de ortoceráticos. Esta asociación es característica del Telychiense (Llandovery superior), perteneciendo probablemente a la Biozona de *T. tullbergi* (Telychiense medio).



Ascendiendo en la sucesión, otros niveles con nódulos proporcionaron restos de ortocerátidos, en tanto que en las ampelitas de un afloramiento temporal se identifican: *Monoclimacis flumendosae* (GORTANI), *Monograptus flemingii* (SALTER) y *Pristiograptus* cf. *giganteus* (GORTANI), indicativos del Sheinwoodiense tardío (parte alta del Wenlock inferior).

La unidad potente de alternancias que sobreyace a las ampelitas (Fm. Guadarranque según RODRIGUEZ NUÑEZ et al. (1989) = unidad basal del Grupo Cerro Escudero según PARDO ALONSO y GARCIA ALCALDE (1994), no ha proporcionado hasta la fecha restos fósiles determinables o con algún valor bioestratigráfico, salvo los niveles inmediatos al techo. Sin embargo, de acuerdo con estos fósiles encontrados cerca de la base de la unidad cuarcítica suprayacente, el límite Silúrico/Devónico debe situarse en el tercio superior de la formación alternante. En consecuencia, el depósito de esta última tuvo lugar durante un lapso de tiempo considerable que abarcaría el Wenlock superior (Homeriense), la totalidad del Ludlow y el Prídoli, y con seguridad parte del Devónico basal (Lochkoviense). Ello, unido a las facies sedimentarias, hace probable la existencia en el seno de la unidad de hiatos o lagunas en número, amplitud o extensión difícil de valorar a falta de argumentos paleontológicos.

#### 1.3.7.4.- CUARCITA DEL CERRO DORADILLO (DEVONICO BASAL)

Sus afloramientos se restringen al núcleo del cierre perisinclinal de Herrera del Duque (Hojas nºs 732 y 755) y ocasiona el cuarto escarpe cuarcítico de la serie paleozoica en esta estructura.

Estas barras cuarcíticas han recibido distintas denominaciones "Cuarcita basal", "Cuarcita de base del Devónico", "Cuarcita de las Cuevas", "Capas de San Pablo", etc. pero como se describía con anterioridad dada la evolución de las facies litológicas y su estructuración en un ciclo de facies grano y estrato



creciente, estas barras cuarcíticas tienen una validez cartográfica y cronoestratigráfica local, aunque el problema no alcance la entidad del desarrollado en el tránsito Ordovícico-Silúrico.

La "Cuarcita de Doradillo" tiene un espesor promedio de 25 m en el área del proyecto y son cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. Tiene abundantes melanocratos (sulfuros, apatito, colofona, circón, rutilo, glauconita, etc.) dispersos y acumulados en láminas.

Las facies arenosas de esta unidad, tienen una estructuración idéntica a la ya descrita para las barras del grupo. Son secuencias B.P.H.X. y B.H.X. El término B son acúmulos de cantos blandos fosfatizados y con orla ferruginosa o bioclastos en diverso estado de conservación. Hay bancos métricos hacia techo de la unidad con estratificación cruzada tabular y ripples a techo de los bancos.

En el sistema de depósito del grupo esta barra representaría los depósitos del shoreface proximal y foreshore en la plataforma dominada por tormentas.

La Cuarcita del Doradillo fue considerada por PARDO ALONSO y GARCIA ALCALDE (1994) como posiblemente de edad Silúrico terminal, en ausencia de argumentos paleontológicos. Sin embargo, durante los trabajos para la presente Hoja (732) se descubrió un importante yacimiento fosilífero en los niveles arenosos de transición entre esta formación y la unidad infrayacente, que se sitúa en el Km 24 de la carretera comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros. Los restos aparecen muy fragmentados y acumulados por corrientes en la base de 2 ó 3 bancos de arenisca micácea, reconociéndose braquiópodos como *Microsphaeridiorhynchus?* cf. *nucula* (SOWERBY) o *Ancillotoechia?* sp., trilobites como *Trimerus* cf. *acuminatus* (TROMELIN & LEBESCONTE) y phacópodos indeterminables, numerosos nautiloideos ortocónicos, gasterópodos (*Plectonotus* sp.), bivalvos (2-3 especies) y restos de equinodermos (placas co-

lunares de pelmatozoos). Entre todos estos elementos, el trilobites señala una edad Lochkoviense (Biozona de *Monograptus hercynicus*), y esta misma especie ha sido registrada por encima de la Cuarcita del Risquillo al menos en otra localidad centroibérica PARDO ALONSO y GARCIA ALCALDE (1994). Por ello, la formación cuarcítica se data con seguridad como Devónico basal, y los resultados aquí expuestos implicarían que los niveles lochkovienses previos (Biozonas de *Monograptus uniformis* y *M. praehercynicus*) deben estar representados en la parte superior de la unidad infrayacente, con la que guarda aparente continuidad estratigráfica.

#### 1.3.7.5.- FORMACION VALDENMEDIO. DEVONICO INFERIOR

Sobre la barra de cuarcitas blancas, "Cuarcita de Doradillo", la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas de color marrón a grisáceo en capas de centimétricas a decimétricas, en las que no se ha encontrado fauna clasificable, pero que dada su posición estratigráfica y correlación cartográfica regional, se correspondería con los materiales de la Formación Valdenmedio. PARDO ALONSO et al., (1994) del Devónico Inferior.

Son escasos los afloramientos de calidad en estos materiales, por lo que su descripción se limita a las observaciones realizadas en la serie de la carretera comarcal de Talarrubias a Valdecaballeros entre los Kms. 24 y 25 y en tramos discontinuos aflorantes en la margen derecha del Embalse de García Sola.

El espesor máximo medido para esta formación es de 150 m, y pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior en facies heterolíticas con predominio de lutitas gris verdosas en las que se intercalan láminas y capas milimétricas a centimétricas de areniscas grises a amarillentas con laminación paralela o lenticular (linsen) en paso gradual al tramo superior constituido por secuencias H.X.M. y P.H.M WALKER et al. (1983). Serían facies del grupo hummocky



(H.C.S.) de grano medio y fino GABALDON (1990). Hacia techo, las capas se amalgaman perdiendo el término M y constituyendo un ciclo de facies grano y estrato creciente, aunque dado lo parcial de las observaciones esta conclusión debe entenderse dentro del contexto local.

En los niveles superiores de la serie e intercalada entre facies H.C.S. de grano medio, normalmente en secuencias PX amalgamadas, se ha encontrado una capa decimétrica con base débilmente erosiva. Se trata de un conglomerado granosoportado, gradado, cuyos cantos son de cuarzo y cuarcita bien redondeados y no superan los 0,5 cm: la matriz es arenoso-limosa, el cemento silíceo y en muy escasa proporción fosfatado (apatito y colofana).

Dada su composición y estructuras internas se trataría de un grain-flow correspondiente al término inferior (a) de una turbidita intercalada en facies H.C.S. de grano medio. Son pues sedimentos depositados en una plataforma dominada por tormentas que muestran una evolución desde facies de plataforma externa en los tramos basales a facies de offshore interno y shoreface en los tramos de techo.

#### 1.3.7.6.- DEVONICO SUPERIOR

Por encima del Devónico inferior, las primeras cuarcitas que aparecen tienen una fauna de edad Frasnense existiendo una laguna en el Devónico Medio, ya descrita por PUSCHMANN (1970) en el sinclinal de Herrera del Duque y por VERGES (1980) y PARDO (1983) en los sinclinales de Almadén y Guadalmez.

El Devónico Superior, al contrario de lo que ocurre con el Devónico Inferior, mantiene sensibles diferencias de unos sectores a otros.



Así tenemos que el Frasniense del sinclinal de Almadén aparece constituido por dos conjuntos litológicos que aunque continuos, son diferentes. Se trata de un Conjunto Inferior Detrítico, formado por una secuencia de cuarcitas, areniscas y pizarras con algún que otro nivel tobáceo intercalado y sobre el cual aparece un potente Conjunto Superior Volcano-Sedimentario constituido por tobas y brechas volcánicas exclusivamente.

El Devónico superior en este sector del sinclinal de Almadén mantiene una potencia que varia de unos 570 m en el flanco Norte a unos 650 m en el flanco Sur.

En el sinclinal de Guadalmez, en cambio, el Devónico superior aparece como un potente y continuo paquete detrítico que llega a alcanzar el Fameniense en el núcleo de este sinclinal y en donde las tobas ácidas aparecen localmente y con poca continuidad lateral.

La potencia del Devónico superior, en el sinclinal de Guadalmez oscila alrededor de los 330 m.

#### **1.3.7.6.1.- Devónico Superior del Sinclinal de Almadén**

Podemos subdividirlo, como hemos dicho antes, en los dos conjuntos litológicos siguientes:

##### **Conjunto inferior detrítico**

Mantiene sensibles diferencias de un flanco a otro, probablemente debido a fuertes cambios laterales de facies entre ambos flancos, mientras que la potencia de este conjunto de unos 270 m se mantiene constante en los dos.

## **Flanco Norte**

Aparece constituido por una serie cuarzo-arenítica y pizarrosa que forman pequeñas secuencias negativas. Su límite inferior está bien definido por una potente barra cuarcítica que contiene una lumaquela con las primeras faunas del Frasniense Inferior.

### **Cuarcita de base del Frasniense. Alternancia Intermedia. Rocas piroclásticas ácidas. Cuarcitas, areniscas y pizarras. (Frasniense Inferior)**

Comienza el Devónico superior en este flanco del sinclinal, con un paquete de cuarcitas blancas y crema (Cuarcita de base del Frasniense) normalmente muy ferruginosas por alteración, que aparece en bancos de 10 a 15 cm entre las que se intercalan niveles finos de pizarras amarillo-rojizas, en los bancos cuarcíticos aparece estratificación cruzada de surco y huellas de carga. La potencia varía de 30 a 40 m.

Por encima del paquete anterior aparece un tramo detrítico constituido por una alternancia (Alternancia Intermedia) de pizarras amarillentas, areniscas beige y cuarcitas ferruginosas, de unos 100 m de potencia, que aparece en bancos de 5 a 10 cm lentejonares en las que se aprecian "ripples" de corriente y trenes de "ripples". Aparece muy bioturbado.

A lo largo de todo este conjunto detrítico aparece intercalados, de forma lenticular y con poca continuidad lateral, niveles de rocas piroclásticas ácidas semejantes a los encontrados en el Devónico Inferior.

En el tramo de "Cuarcita de base del Frasniense" hemos encontrado fauna de braquiópodos correspondientes a esta edad, reconociéndose la biozona de Alvarezzi-jordani establecida por PARDO y GARCIA-ALCALDE (1984).

Constituye un excelente nivel guía en la región ya descrito por autores como ALMELA et al. (1962) y VERGES (1980).

**Cuarcitas Intermedias, Alternancias Superiores. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Frasniense)**

Por encima del tramo anteriormente descrito aparece un paquete cuarcítico (Cuarcitas intermedias) de unos 30 m de potencia, constituido por una alternancia de cuarcitas grises y areniscas beige entre las cuales se intercalan finos niveles pizarrosos grises. Se observa estratificación cruzada de surco, "ripples" de corriente y fuerte bioturbación.

Por encima del paquete cuarcítico anterior aparece un tramo alternante (Alternancia Superior) de areniscas beige y pizarras grises en bancos de 3 a 8 cm con "ripples" de corriente y trenes de "ripples" de corriente. Todo este tramo tiene una potencia de 100 a 130 m.

Todo el conjunto descrito para el Devónico Superior en el flanco Norte del sinclinal de Almadén aparece una gran continuidad lateral. En la vecina Hoja de Almadén (808) en la carretera Almadén-Saceruela, PARDO (1983) realizó una exhaustiva bioestratigrafía de todo el conjunto, que ha sido datado como Frasniense.

**Flanco Sur**

En este flanco no se ha detectado la presencia del nivel cuarcítico de la base del Frasniense, que sí aparece en el flanco Norte.



La sucesión que se va a describir aparece al SE de Chillón ya que en el resto del flanco aparece cubierto en su mayor parte por los derrubios de la "Cuarcita de base" del Devónico Inferior.

**Piroclastos, Alternancia Intermedia, Tobas, areniscas y Pizarras. (Frasniense Inferior)**

Por encima del paquete de pizarras verdes descrito como Devónico Inferior se sitúa un nivel lentejónar de unos 40 a 50 m de materiales volcánicos constituido por tobas y lavas, y que corresponden a los denominados "Tuf rouge" de BLANCHERE (1978).

Por encima del tramo anterior aparece un paquete detrítico (Alternancia Intermedia) constituido por una alternancia de areniscas grises y pizarras grises claras que aparecen alteradas con colores amarillentos rojizos, afloran en bancos de 5 a 10 cm en donde hay "ripples" de corriente y laminación paralela, y cuyos muros son netos y los techos sinuosos. La potencia de este tramo es de unos 40 a 50 m. Este tramo ha sido datado más al Este cerca de Almadén por PARDO (1983) dándole una edad de Frasniense.

**Cuarcita Intermedia. Alternancias Superiores. Cuarcitas, Areniscas, calizas y pizarras. (Frasniense)**

Por encima del tramo anteriormente descrito aparece un paquete cuarcítico de unos 30 m (cuarcita Intermedia) constituidas por cuarcitas grises y areniscas beiges en bancos de 10 a 15 cm separados por finos niveles de pizarras grises claras, y que aparece de forma lentejónar a lo largo de todo el flanco. En ellas aparece estratificación cruzada de surco. PARDO (1983) en otros sectores en este nivel encuentra fauna del Frasniense situando la biozona de "Apousiella Almadenensis".

Por encima del paquete anterior aparece un tramo detrítico de unos 70 a 80 m (Alternancias Superiores) constituido por una alternancia de areniscas beiges, calizas grises y pizarras claras, en bancos finos de 3 a 6 cm que son trenes de "ripples". En ellos aparece material volcánico intercalado en algunos niveles.

### **Conjunto Superior Volcánico**

Está constituido únicamente por materiales volcano-sedimentarios. Este conjunto detrítico es prácticamente idéntico en ambos flancos del sinclinal de Almadén.

La potencia de este conjunto varía de un flanco a otro, oscilando entre los 270 m del flanco Norte a los 370 m en el flanco Sur.

### **Tobas volcánicas. Alternancia Intercalada. (Frasniense Superior)**

Por encima del Conjunto Inferior Detrítico que ha sido descrito anteriormente y que aparece en los dos flancos del sinclinal, se pasa de forma continua a un potente paquete de material volcano-sedimentario en el que alternan tobas, brechas volcánicas y lavas, procedentes del desmantelamiento de conos volcánicos anteriores, alguno de los cuales se conserva como el conocido con el nombre de "chimenea de Chillón" (VERGES, 1980), situado al sur del pueblo de Chillón y que aparece cortando toda la serie a partir del techo de las Pizarras Silúricas. En el flanco Sur en la base del tramo descrito y al Este del pueblo de Chillón aparece un paquete lenticular de poca continuidad lateral, de unos 40 a 60 m constituido por una alternancia de grauwacas grises y pizarras claras (Alternancia Intercalada) y que según VERGES (1980) se trata de material volcánico removilizado.

A lo largo del conjunto anteriormente descrito aparecen atravesándolo "sills" y diques de rocas subvolcánicas básicas de textura diabásica.

Según datos de VERGES (1980) al Este de esta hoja y cerca del núcleo del sinclinal de Almadén e intercalados entre las tobas y brechas volcánicas aparecen lentejones calcáreos en los que se ha encontrado una fauna que ha dado una edad de Frasnense Superior.

#### **1.3.7.6.2.- Devónico Superior del Sinclinal de Guadalmaz**

Aparece concordante sobre el Devónico Inferior, ya que en este sinclinal también aparece la laguna estratigráfica descrita por PUSCHMANN (1970) para el Devónico Medio.

En este sinclinal el Devónico aparece en dos sectores distintos pero que mantienen prácticamente una litología similar.

Por un lado, tenemos el núcleo del sinclinal de Guadalmaz, en donde el Devónico superior comienza con la "cuarcita de base" del Frasnense idéntico a la del flanco Norte del Sinclinal de Almadén, y que continúa sin interrupciones hasta el Famenense, (sobre el que se dispone concordante y en continuidad un Carbonífero Inferior que veremos más adelante) con una serie de pequeñas secuencias regresivas que culminan en una barra cuarcítica progradante. El núcleo del sinclinal de Guadalmaz ha sido exhaustivamente estudiado por diversos autores entre los que destacan ALMELA et al. (1962), RIOS y ORCHE (1975) y PARDO (1983).

Por otro lado tenemos el Devónico en el contacto con el "Culm" de los Pedroches, cuya potencia y litología es similar a la del núcleo, con la excepción de que en este sector no se ha detectado la presencia segura de Famenense,



probablemente debido a que el contacto Devónico-Carbonífero aparece fuertemente tectonizado. Este Devónico es similar y correlacionable al descrito en las Hojas de Hinojosa del Duque (833) y San Benito (834).

#### **Cuarcita de base del Frasnense, Cuarcitas y areniscas. (Frasnense)**

Por encima inmediatamente de las "Alternancias Inferiores " del Devónico inferior aparece un paquete cuarcítico de unos 25 a 30 m (Cuarcita de base del Frasnense) bastante continuo y constituye un excelente nivel guía dentro del área. Está formado por una alternancia de cuarcitas blancas y areniscas crema muy ferruginosas e intensamente bioturbadas, en bancos de 10 a 15 cm hasta 1,5 m entre las cuales se intercalan niveles finos de pizarras grises; en ellos aparece estratificación cruzada y laminación paralela. En los niveles areniscosos se aprecian huellas de carga.

Localmente (corte de la carretera de Cabeza del Buey a Belalcázar, en la esquina SO de la Hoja de Chillón) en la base del Devónico superior datado aparecen microconglomerados y conglomerados con cantos arenosos, cuarcíticos, pelíticos y de feldespato de esfericidad y redondeamiento muy variables asociados a niveles pelíticos con restos vegetales carbonosos (PARDO, 1995, Ver fotocopia adjunta).

En este paquete aparecen las primeras faunas del Frasnense, en donde hemos detectado la presencia de la Biozona de "Cyphoterorhynchus" en el sector occidental del sinclinal de Guadalmez en donde se ha detectado la cronozona de Ancyrodella rotundiloba rotundiloba del Frasnense Inferior, debido a la presencia del braquiópodo Eodmitria supradisjunta boloniensis descrito por primera vez en el Devónica de esta región.

De igual forma, PARDO (1983) encuentra esta biozona en el flanco Norte del sinclinal de Guadalmez.

**Alternancia Intermedia. Cuarcita Intermedia. Rocas piroclásticas-ácidas. cuarcitas, areniscas y pizarras. (Frasniense)**

Por encima del paquete cuarcítico anteriormente descrito aparece una alternancia (Alternancia Intermedia) de unos 100 a 150 m de potencia, constituida por areniscas grises y crema algo ferruginosas con pizarras grises micáceas en bancos de 5 a 10 cm e incluso hasta 15 cm, bastante lentejonares en los que aparece "ripples" de corriente y trenes de "ripples" en los bancos más pequeños.

Dentro de este tramo, aparece un paquete cuarcítico (cuarcita Intermedia) de unos 10 a 15 m, que aparece de forma lentejonar y con poca continuidad lateral. Se trata de una alternancia de cuarcitas crema y areniscas claras en bancos de 10 a 20 cm hasta 1 m en los que aparece estratificación cruzada de surco y laminación paralela, además de una intensa bioturbación; a muro de algunos paquetes cuarcíticos aparecen huellas de carga. Este paquete cuarcítico representa el punto culminante de una secuencia regresiva que empieza en el tramo anterior.

A lo largo de todo este conjunto antes descrito aparecen pequeños niveles de rocas piroclásticas ácidas de poca continuidad lateral, similares a los que se intercalan en el Devónico Inferior.

En este conjunto se han reconocido faunas del Frasniense a lo largo de todo el núcleo del sinclinal de Guadalmez y en el sector en contacto con el "Culm" de los Pedroches.



**Cuarcita Superior. Pizarras grises con nódulos, Cuarcitas, areniscas y pizarras.**  
**(Frasniense-Fameniense)**

En el núcleo del sinclinal de Guadalmaz únicamente y sobre el conjunto anteriormente descrito, aparece de forma continua un paquete cuarcítico (Cuarcita Superior) de unos 20 a 30 m constituido por cuarcitas claras, areniscas beige y pizarras grises-violáceas, en bancos de 15 a 20 cm hasta 1 m. en los que aparece estratificación cruzada de surco y huellas de carga. En este conjunto, según PARDO (1983), aparecen las últimas faunas del Frasniense de Guadalmaz. Del mismo modo, tanto en el sector en contacto con el "Culm" de los Pedroches como en el núcleo del sinclinal de Guadalmaz, hemos detectado en este paquete cuarcítico la presencia de la biozona de Pradochonetes muelleri establecida por PARDO y GARCIA-ALCALDE (1984).

Sobre este paquete aparece un potente tramo pizarroso de unos 60 m de potencia, que aparece mejor desarrollado en el flanco sur del sinclinal,

Está constituida por una potente secuencia de pizarras grises de areniscas bastante arenosas y micáceas con intercalaciones de finos niveles ferruginosos y una gran abundancia de nódulos arenosos de hasta 8 cm de diámetro, en los que aparece una abundante fauna de Bivalvos y Cefalópodos, en los que hemos reconocido la Biozona de Aulotornoceras y Buchiola del Fameniense basal.

Este último tramo aparece en el núcleo del sinclinal de Guadalmaz parcial, e incluso a veces, totalmente cubierto. Los dos tramos descritos anteriormente solamente aparecen cartografiados en el flanco sur del sinclinal, ya que en el flanco norte aunque han sido reconocidos, debido a los derrubios que los cubren casi totalmente, no han podido ser distinguidos en cartografía. La base del tramo pizarroso superior constituye los afloramientos más altos que aparecen



en contacto con el "Culm" de Los Pedroches al Norte del río Zújar, en la esquina suroccidental de la Hoja de Chillón.

El tránsito Devónico-Carbonífero aparece en el tramo siguiente que describiremos en el apartado que sigue.

#### 1.3.7.7.- CARBONIFERO

Dentro del área estudiada hay que distinguir dos conjuntos carboníferos separados por la Orogenia Hercínica. Por un lado, tenemos un Carbonífero Inferior orogénico, que probablemente llegue hasta el Carbonífero Superior, y por otro lado tenemos un Carbonífero Superior postorogénico, totalmente discordante sobre los materiales afectados por la orogenia hercínica. Este último no aflora en las Hojas realizadas.

El Carbonífero Inferior está afectado por la Orogenia Hercínica y en él aparecen materiales datados del Tournaisiense al Namuriense A, ya que a partir de aquí todo el conjunto de materiales descrito hasta ahora aparece afectado por la primera fase de deformación ( $F_1$ ) de la Orogenia Hercínica.

Dentro de este grupo hay que distinguir dos conjuntos estratigráficos y paleogeográficos bien distintos.

Por un lado, el Carbonífero de Guadalmez, que aparece en el núcleo del sinclinal de este nombre, y por otro lado el "Culm" de los Pedroches que aparece en el borde sur del sinclinal de Guadalmez.

#### **1.3.7.1.1.- Carbonífero de Guadalmaz**

Corresponde al Carbonífero que aparece de forma continua y transicional sobre el Devónico anteriormente descrito en el núcleo del sinclinal de Guadalmaz, de tal forma que el límite Devónico-Carbonífero se situaría a la base del conjunto litológico que vamos a describir a continuación.

##### **Alternancia Calcárea. Calizas y pizarras. (Fameniense-Tournaisiense)**

Se trata de un paquete de unos 40 a 60 m de pizarras negras y calizas grises, que aparece bien representado en los dos flancos, aunque en el flanco sur está muy replegado.

La secuencia estratigráfica está formada en su base por un tramo de calizas nodulosas, calizas lentejonares y pizarras negras, estas últimas hacia arriba se hacen más abundantes en bancos de 5 a 10 cm de bordes muy netos, en los que aparecen una abundante fauna de "ammonoideos", "bactritoideos", "ostrácodos" y "bivalvos". Sobre el tramo anterior se sitúa otro tramo de calizas nodulosas, calizas tableadas más abundantes y pizarras grises, en bancos de 3 a 8 cm de bordes muy netos. Este conjunto carbonatado había sido asignado al Carbonífero por ALMELA et al. (1962), SAUPE (1973) y RIOS y ORCHE (1975). Recientemente GARCIA-ALCALDE et al. (1984) asignan los primeros 16 m de este paquete carbonatado al Fameniense por medio de conodontos, encontrándose sobre este paquete un nivel de conodontos del Tournaisiense Superior. La proximidad entre ambos niveles pueden indicar o bien una serie muy condensada o bien un hiato sedimentario.

### **Alternancia de techo. Areniscas, Calizas y pizarras. (Tournaisiense-Viseense)**

Sobre el conjunto carbonatado anteriormente descrito aparece una secuencia detrítica de unos 70 a 100 m como mínimo, constituida por una alternancia de areniscas grises-beiges, calizas grises lentejonares en bancos finos de 5 a 10 cm de bordes netos que cambian de espesor rápidamente y pizarras grises.

Los niveles carbonatados normalmente están bastante dolomitizados. Son dolobioesparitas con abundantes bioclastos: fragmentos de braquiópodos, equinodermos, moluscos, foraminíferos, etc. Aparecen en capas centimétricas a decimétricas granoclasificadas a veces con laminaciones a techo (HCS). En la parte baja de este tramo aparecen varios niveles métricos desorganizados con capas carbonatadas "slumpizadas" y cantos de carbonatos en una matriz pelítica asociados a niveles arenosos con laminaciones cruzadas (HCS).

Este tramo aparece únicamente en el flanco norte del sinclinal donde ha sido cartografiado, mientras que en el flanco sur no aparece probablemente debido a que esta cubierto por los aluviales del río Guadalmez.

Hacia el techo del tramo aparece una flora flotada que ALMELA et al. (1962) asignó al Westfaliense. Recientemente GARCIA-ALCALDE et al. (1984) encontraron una flora que asignan al Tournaisiense Superior-Viseense Medio.

#### **1.3.7.7.2.- "Culm" de Los Pedroches**

Al sur del sinclinal de Guadalmez aparece una estrecha franja de Devónico que se continúa ampliamente hacia el SE y NO, y que se mantiene en contacto por falla con una potente serie de pizarras y grauwacas con intercalaciones conglomeráticas y carbonatadas que han sido atribuidas al Carbonífero Inferior en facies "Culm".



Dentro de la zona estudiada aparece este conjunto en la esquina SO de la Hoja de Chillón y al SE de la Hoja de Cabeza del Buey bastante replegado. Constituye una serie de unos 400 a 500 m correspondiente a la parte superior de flanco Norte del sinclinal de los Pedroches, ya que el resto de Carbonífero de este flanco, que aparece ampliamente en el flanco sur con una potencia de 4.000 a 5.000 m en las Hojas de Hinojosa del Duque (833) y San Benito (834), parece estar fuertemente tectonizado por medio de un gran accidente a lo largo del contacto Devónico-Carbonífero. El tránsito Devónico-Carbonífero en este sector, por tanto, no parece ser continuo, ya que la edad más baja datada es de Viseense Superior que se apoya en toda la zona sobre el Devónico Superior, salvo en el sector de Santa Eufemia (ver Hoja de Hinojosa del Duque, 833) en donde aparece unas calizas arrecifales del Viseense Superior que se apoyan de forma concordante sobre el Devónico Superior, y entre los cuales aparece una serie condensada del límite Devónico-Carbonífero, y cuyas relaciones estructurales están aún por resolver. RODRIGUEZ PEVIDA et al. (1990); GARCIA-ALCALDE et al. (1984).

**Pizarras y grauwacas con intercalaciones de calizas y conglomerados. (Viseense Superior-Namuriense A.)**

Se trata, como hemos dicho antes, de un potente paquete detrítico que en la Hoja de Chillón alcanza una potencia de 400 a 500 m y que corresponde a los tramos intermedio y superior definidos por RODRIGUEZ PEVIDA et al. (1990) en la vecina Hoja de Hinojosa del Duque (833).

Está constituido por secuencias regresivas a pequeñas escala de pizarras grises azuladas y grises verdosas en las que se intercalan niveles grauwáquicos finos de como mucho 2 cm que a techo pasan de 4 cm en los que aparecen "ripples" de corriente, formando la mayoría trenes de "ripples" lenticulares; a veces aparecen granoclasificación positiva a pequeña escala.

A techo de este conjunto se intercalan niveles calizas de 5 cm hasta 2 m bastante lenticulares y de poca continuidad lateral. Se trata de calizas detríticas bioclásticas de color rosado a grisáceo, constituidos por fragmentos de roca, carbonato y cuarzo, como elementos detríticos, además de restos fósiles de crinoideos, ostrácodos, conodontos y corales. Los bancos calizas presentan laminación cruzada y paralela, además de "ripples" de corriente.

Igualmente a techo de este conjunto pizarroso aparecen niveles conglomeráticos de 1 a 4 m de espesor lenticulares y con poca continuidad lateral. Se trata de conglomerados polimícticos con cantos de 1 a 3 cm de cuarcitas metamórficas, en una matriz arenosa fina. Estos niveles de conglomerados presentan bases erosivas.

Según RODRIGUEZ PEVIDA et al. (1990) la composición y facies de estos conglomerados indicaría la procedencia de los aportes del sur.

Se ha considerado tradicionalmente a todo este conjunto como un típico depósito "Culm" (sedimentación de carácter no somero en una cuenca de rápida subsidencia), sin embargo, estudios sedimentológicos recientes realizados por PEREZ LORENTE (1977) y GABALDON (1994) al sur del batolito de los Pedroches, parecen indicar condiciones de depósito en plataforma afectadas por tormentas. Según RODRIGUEZ PEVIDA (1990), el notable espesor de estos materiales haría necesaria una rápida subsidencia para su depósito, sobre todo teniendo en cuenta la escasa diferencia de edades a lo largo de toda la serie. Con respecto a la edad hay que decir que PEREZ LORENTE (1977) en unos niveles calizos al sur del batolito de Los Pedroches, es decir en la base del conjunto litológico del "Culm" de Los Pedroches, reconoció faunas del Viseense Medio-Superior. En la vecina Hoja de Hinojosa del Duque (833) RODRIGUEZ PEVIDA et al (1990) encontraron unos niveles calizos que por medio de conodontos dataron como del Viseense Superior al Namuriense A inferior. En

la continuación lateral de este conjunto hacia el Este ROUTHIER y PAVILLON (in TAMAIN, 1972) encontraron en unos conglomerados, similares a los descritos aquí, restos vegetales que permiten datarlos como pertenecientes al Dinantiense-Namuriense Inferior.



#### **1.4.- Terciario**

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Proterozoico y Paleozoico en el área del proyecto afloran los sedimentos que rellenan la Cuenca Media del Guadiana, atribuidos al Terciario y al Cuaternario. El macizo cristalino de Mérida divide la cuenca principal en dos subcuencas de evolución sedimentaria paralela, aunque con características propias. La Subcuenca de Madrigalejo es la más septentrional de ellas.

Las unidades litoestratigráficas atribuidas al Terciario y diferenciadas cartográficamente son de muro a techo:

- a) Formación Madrigalejo
- b) Glacis rojo antiguo
- c) Formación Valdeazores (Abanico de las Villuercas)

Dentro del Cuaternario se encuadran los depósitos de diversos sistemas de glacis, terrazas, eólicos y aluvial-coluvial.

Hay que destacar que los intentos realizados en el contexto del Terciario para la datación de estas formaciones, han resultado baldíos. Las muestras recogidas y estudiadas por el equipo de paleontología de la U.C.M. no han proporcionado ningún resto identificable y por tanto la cronología que se propone es la normalmente aceptada en el ámbito regional.

##### **1.4.1.- FORMACION MADRIGALEJO**

Es la que ocupa una mayor extensión cartográfica, aunque los buenos afloramientos son escasos y parciales. Este hecho se deriva de la naturaleza de los materiales de esta formación, la edafización superficial y la intensidad de las labores agrícolas asentadas sobre estos sedimentos. Por tanto, salvo en canteras aisladas

y taludes de los grandes canales, donde se han levantado las series representativas y se ha realizado la toma de muestras, existen grandes extensiones en las que la pobreza de datos es significativa. En gran medida este hecho queda suplido por los trabajos realizados por E.N. ADARO, tanto los incluidos en el "Programa de Investigación de minerales radiactivos" (1977) como la "Investigación de arcillas en las Areas de Miajadas y Madrigalejo para la Junta de Extremadura" (1993), en los que se realizaron sondeos, calicatas y toma de muestras dentro del área de este proyecto y que aportan datos sustanciales, especialmente el último, para la interpretación estratigráfica y composición litológica de las distintas facies que se describen a continuación.

En el ámbito de proyecto esta formación muestra dos litologías predominantes en cambio lateral y vertical de facies. La zona de cambio lateral se cartografía en la Hoja de Madrigalejo (Hoja nº 754) en una franja que se extiende al Sur de esta localidad en dirección SSE. Al Oeste de dicho contacto, las facies predominantes de esta formación son siliciclásticas gruesas (gravas, arenas y limos) y al Este cubriendo amplias zonas de las Hojas de Navalvillar de Pela (755), Zorita (731) y Valdecaballeros (732) las facies son esencialmente de lutitas y limos.

Este cambio lateral está cartografiado tanto por los afloramientos de superficie como por los sondeos realizados en los proyectos reseñados.

Por tanto, se describirán ambas subfacies cartográficas así como otras unidades litológicas de carácter local, intercaladas en las litologías extensivas, que por su interés sedimentario han sido motivo de diferenciación cartográfica.

#### 1.4.1.1.- LUTITAS Y LIMOLITAS DE LA FORMACION MADRIGALEJO. PALEOGENO-NEOGENO INFERIOR

Los afloramientos en los que ha podido observarse el contacto de esta formación, en cualesquiera de sus litologías, con los materiales del Precámbrico o Paleozoico, el tramo basal está constituido por un conglomerado matriz soportado, de espesor variable (1 a 5 m) con cantos subángulos o subredondeados, heterometría muy acusada y composición de cuarzo mayoritario y fracciones menores de grauwacas, cuarcitas, lilitas y rocas ígneas. La matriz es arenoso-lutítica y con débil cementación ferruginoso-silíceo. Los caliches, en uno o varios horizontes de espesores centimétricos, se encuentran normalmente presentes acompañando el contacto erosivo. Este tramo basal no ha podido ser cartografiado dada su escasa potencia y su afloramiento discontinuo.

En la Hoja de Valdecaballeros, en su sector NO, los sedimentos que se encuentran sobre la discordancia son conglomerados granosoportados con un espectro monomítico de cantos redondeados y heterométrica poco acentuado de grauwacas y pizarras del Precámbrico. El espesor mínimo observable es de orden decamétrico y dado su extensión lateral ha sido cartografiado. Lateralmente pasa de forma gradual a facies conglomeráticas como las anteriormente descritas y en sentido SE se interpenetra con las facies arcilloso-limosa de la formación Madrigalejo.

En este conglomerado es muy difícil observar estructuras internas. Su aspecto es masivo y sólo en un punto se ha observado una colada con cantos imbricados que marcan una dirección y sentido de aportes de NO a SE.

En paso gradual, aunque rápido, se encuentra la facies arcilloso-limosa o Arcillas de Madrigalejo s.str. Fundamentalmente está constituida por arcillas de colores variados y capas versicolores: verdes, grises, marrones, verde-rosadas, etc. Son



muy plásticas y suaves al tacto. La fracción limo-arenosa es muy escasa. En los afloramientos superficiales esta litología es la que normalmente se presenta.

En las series donde aflora un mayor espesor de esta formación (Cantera de la Tejera y Barranca de Santiago) en la Hoja de Madrigalejo (754), Km 1 del Canal de Madrigalejo y Km 68 del Canal de las Dehesillas, en la Hoja de Zorita (731), Km 1 del Canal de las Dehesillas y Presa del Azud en la Hoja de Valdecaballeros (732), se observa que la monotonía litológica da sólo un hecho aparente. Estas series muestran que en los ámbitos centro-septentrionales la Formación Arcillas de Madrigalejo se estructura en secuencias granodecrecientes de mayor a menor complejidad litológica.

En general son secuencias (Gm, Gt → Sp, Sr → Fl, Fsc) con espesores métricos, que tienen un término basal constituido por conglomerados con base erosiva y grano soportados, aunque con matriz abundante. Los cantos están de subredondeados a redondeados, tienen heterometría marcada y un espectro que varía desde un dominio total de la fracción de procedencia precámbrica (grauwacas y pizarras), a contenidos similares de la fracción cuarzo-cuarcita con respecto a la anterior. La evolución composicional en estos cuerpos, en los términos descritos, es mucho más acusada en sentido NO-SE que en el sentido NE-SO. La estructuración de estos cuerpos es variable, desde aspecto masivo donde sólo se observa una grosera granoclasificación, a cuerpos con estratificación cruzada tabular, canales imbricados con estratificación cruzada en surco, cuerpos con morfología convexa, etc. Cuando el desarrollo lateral de estos cuerpos es del orden de centenares de metros a kilométricos han sido cartografiados.

En paso gradual, se tienen limos con arena de color amarillento con laminación paralela y de ripples, compactos, con cemento carbonatado, que hacia techo evolucionan a fangolitas grises o verdosas, con linsen de limos amarillentos para finalizar con tramos de lutitas grises o pardas, arenosas, ricas en materia

orgánica, con restos vegetales, bioturbación y pisolitos ferromanganesíferos dispersos con tamaño hasta de 1 cm, que a veces, constituyen niveles centimétricos. Hay horizontes de encalichamiento intercalados en los términos superiores de la secuencia.

Aunque las observaciones parciales no permiten una mayor precisión, puede decirse que en la agradación, el término inferior de estas secuencias disminuye de espesor o desaparece comenzando por los materiales limo-arenosos.

En la franja meridional, los cuerpos siliciclásticos gruesos tienen una entidad mucho menor, su desarrollo lateral no permite cartografiarlos y la estructuración secuencial no es claramente observable, aunque los escasos afloramientos y la parcialidad de la serie expuesta impidan conclusiones más definitivas.

La potencia máxima de esta subfacies de la Formación Madrigalejo se localiza en un sondeo situado a 1 Km al Sur de dicha localidad, donde el muro precámbrico se cortó a 97 m.

Los análisis realizados muestran que la composición promedio de las arcillas es: illita 51%, caolinita 13%, esmectita 9% y clorita 1%.

En escasas muestras se ha detectado la presencia de arcillas de tipo fibroso a nivel de indicio, salvo en la Hoja de Navalvillar de Pela (755), en los afloramientos del río Cubilar a la altura de la carretera a Guadalupe donde la paligorskita alcanza un 74% del contenido.

Entre la fracción no arcillosa el cuarzo es el más abundante con un 18%, seguido por el feldespato 5%.



La composición promedio de los limos amarillentos es cuarzo 50%, feldespatos 12%, illita 18%, caolinita 11%, esmectita 6% y clorita 3%.

#### 1.4.1.2.- ARENAS, LIMOS (17) Y CONGLOMERADOS (19) DE LA FORMACION MADRIGALEJO. PALEOGENO-NEOGENO INFERIOR

En los sectores centrales y meridionales de la Hoja de Madrigalejo, los afloramientos de esta formación, hacia la confluencia de los ríos Ruelas y Gargáligas, muestran una evolución de las facies anteriormente descritas a un conjunto con predominio progresivamente más acentuado en sentido SE de los siliciclásticos gruesos. En este sector, los afloramientos de la margen izquierda del Ruelas, junto a las columnas de los sondeos que se realizaron en las investigaciones precedentes, muestran que la Formación Madrigalejo está constituida fundamentalmente por arenas de grano medio y grueso y limos arenosos, con colores blanco grisáceos a amarillentos.

Las arenas son arcosas y subarcosas con abundante matriz arcillosa, sericítico-caolinítica y escasamente consolidadas. En tránsito gradual, pasan a limos arenosos grises o amarillentos. Son más escasas las muestras con composición sublitarenítica o litarenítica y se encuentran ligadas al techo de los conglomerados o al relleno de los canales que las cortan.

Intercalados en estos sedimentos se tienen cuerpos de espesores métricos (2 a 8 m) y extensión lateral cartografiable (19) constituidos por conglomerados grano soportados, con matriz abundante (15%) arenoso-lutítica. Los cantos redondeados tienen una composición casi exclusivamente de cuarzo y cuarcita con fracciones escasas de rocas plutónicas y metamórficas. La moda se sitúa en 10-12 cm y el centil alcanza los 20 cm. La matriz tiene una composición similar a la de la facies de arenas arcósicas. Estos cuerpos de conglomerados, generalmente masivos, contienen cuerpos lenticulares de escala métrica en si-



litológicos de grano fino-medio (arenas, limos y lutitas). En muy escasos puntos, se han observado canales cuyo relleno en arenas arcólicas bien lavadas, tenían estratificación cruzada en surco. La diferencia de estos conglomerados respecto a los que se intercalan en la subfacies arcillosa de la Formación Madrigalejo, son por tanto de tipo composicional, de tamaño medio de los cantos, y de estructuración interna de los cuerpos.

El espesor máximo, en el ámbito del proyecto, se localiza al N de Rena, donde en un sondeo situado en los aluviales del río Alcoyarán se cortaron 176 m hasta el zócalo preterciario.

En el contexto general descrito para la Formación Madrigalejo, la distribución areal de facies, asociaciones y cinturones de facies, configura un sistema de depósito en el que, en el borde septentrional (Hojas nºs 731 y 732) se tienen abanicos aluviales con transporte en masa de alta densidad (conglomerados monomíticos) aparentemente confinados morfológicamente por fracturas NNE (borde de la subcuenca) y las NNO. Serían por tanto sedimentos molásicos o tectofacies de borde activo descritos en cuencas similares. El cinturón de facie con secuencias granodecrecientes, aflorante al Sur del anterior, son depósitos de la red fluvial, por las características descritas de tipo braided, que se desarrolla frontal y lateralmente a los abanicos aluviales. Esta red braided parece bastante localizada en una franja subparalela al borde septentrional y cuyo límite Sur se encontraría entre el Canal de las Dehesas y el río Cubilar.

Las direcciones de corriente muestran que los flujos prioritarios se establecían en sentido NE-SO y NNE-SSO.

Por último, el cinturón de facies meridional sin apenas silitológicos gruesos y con abundancia de arcillas bioturbadas y niveles de pisolitos, representarían los depósitos de llanura de inundación más distal del sistema fluvial.

El sistema de depósito se completa con los sedimentos de las subfacies arcó-sica que ocupa el sector SE de la Hoja de Madrigalejo. La evolución de las facies y las direcciones de aporte indican una procedencia Sur para estos sedimentos y unos flujos prioritarios con sentido SO-NE a SSE-NNO.

Serían depósitos de un abanico aluvial de mayor extensión que los observados en el borde Norte, pero igualmente ligado y posiblemente confinado morfoló-gicamente por grandes estructuras (cizallas) de direcciones NE-SO.

Las facies distales del abanico de procedencia Sur, se interpenetran con los depósitos de sistema braided de procedencia Norte en la franja de cambio lateral de facies, que a su vez se extiende de forma subparalela a esta dirección.

Si se realiza un corte estructural por el paralelo central de la Hoja de Madri-galejo, apoyado por los sondeos realizados en esta área, se constata el hecho de que el cambio lateral de facies debe coincidir con una meseta del sustrato. Este relieve positivo tiene un control tectónico en sus bordes por las fracturas de dirección NE-SO y a su vez una compartimentación interna por este sistema y su conjugado de dirección NO-SE.

El drenaje del sistema de depósito de la subcuenca oriental se realiza por el pasillo del Ruecas, donde las series muestran un buzamiento de 5° a 8° hacia el Oeste.

Los excedentes hídricos en la confluencia de ambos sistemas se drenan hacia el E y SE que actúa como "margen pasivo" local de este semigraben complejo, causando el encharcamiento más continuado donde se depositan las series prio-ritariamente arcillosas.



La inmadurez de los siliciclásticos con feldespatos no alterados, los encostramientos a distinto nivel en la serie, la abundancia de la fracción esmectítica en las arcillas (iluviación y neoformación), junto a las formas canalizadas ya descritas, abogan por una climatología con marcada estacionalidad, posiblemente un clima subtropical con una estación húmeda corta de fuerte pluviometría.

#### 1.4.1.3.- GLACIS ROJO. NEOGENO INFERIOR

De esta unidad litoestratigráfica sólo quedan escasos afloramientos inconexos en las Hojas de Valdecaballeros (732) y Navalvillar de Pela (755), situados en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos.

En general son conglomerados con cantos de cuarcita subangulosos, marcada heterometría, fuerte rubefacción y abundante matriz lutítica roja. El contacto con los sedimentos de la Formación Madrigalejo es erosivo. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la superficie fundamental ( $S_1$ ), en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transporte en masa.

Este cambio climático que produce las alteritas y depósitos rojos, que se encuentran tanto en estos afloramientos como en el contacto de los sedimentos de la Formación Madrigalejo con la Formación Valdeazores del abanico de las Villuercas, se correspondería con el descrito por MARTIN SERRANO (1986) para la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico como etapa roja final a la que asigna una edad Mioceno Inferior. Esta edad representaría que la Formación Madrigalejo, sobre la que se encaja en la Cuenca del Guadiana esta Unidad roja, tendría una edad Paleógeno-Mioceno Inferior, cronología que se asume en este proyecto dada la imposibilidad de dataciones paleontológicas.



#### 1.4.1.4.- FORMACION VALDEAZORES. MIOCENO INFERIOR-PLIOCENO

En discordancia sobre la Formación Madrigalejo y el Glacis rojo, se tiene una formación con amplia representación cartográfica en la Hoja de Valdecaballeros (732) y mucho más escasa en las colindantes de Zorita (731), Madrigalejo (754) y Navalvillar de Pela (755).

En cartografía se han distinguido dos miembros: el Inferior con predominio de los siliciclásticos de grano fino y el Superior de conglomerados.

El color generalizado es pardoamarillento con tintes rojizos hacia la base y techo. Se correspondería con la serie ocre del Neógeno de MARTIN SERRANO (1986).

##### 1.4.1.4.1.- Limos, arenas, lutitas y gravas. Mioceno Inferior-Plioceno

Las series realizadas en la carretera de Obando a Guadalupe, Kms 54 a 55, muestran que este miembro está constituido por tramos decamétricos de limolitas arenosas y fangolitas limo-arenosas, de colores amarillentos a ocre, en los que se intercalan capas decimétricas a métricas de conglomerados.

En las facies de conglomerados se tienen desde los matriz soportados con cantos subangulosos de cuarcita y cuarzo, fuerte heterometría y matriz arcillosa, cuya moda se sitúa entre 3 a 4 cm y un centil de hasta 25 a 30 cm en el vértice Norte a los granosoportados con cantos subredondeados, homométricos con una moda en 1 a 2 cm y centil en 2 a 3 cm. En este caso, el espectro de esta facies es más variado encontrándose, desde casos en los que son casi exclusivamente cantos de pizarra alterados, hasta composiciones con fracciones variadas con cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, pizarras, grauwas, etc. En el caso de los conglomerados matriz soportados, los

cuerpos masivos con base plana a débilmente erosiva, tienen continuidad lateral a veces kilométrica. En el caso de los conglomerados granosoportados, los cuerpos muestran estratificación cruzada plana y en surco, base erosiva, canales imbricados, ribs de cantos y normalmente extensión lateral decamétrica a métrica.

Las facies heterolíticas de grano fino y medio son las más representativas en las series aflorantes en todo el borde meridional de este miembro.

Se trata de limolitas arenosas con aspecto masivo, bioturbadas, que hacia techo suelen pasar a fangolitas con laminación paralela y estratificación lenticular. Son escasas las capas de lutitas grises, plásticas, como techo de estos tramos.

Las arenas limo-arcillosas, a veces con grava dispersa, es la facies menos abundante y normalmente asociada a los conglomerados, bien a techo de estos cuerpos o como pasos lateral, por lo que su composición litológica es similar a la de los conglomerados.

Estas facies se asocian en secuencias grano-decrecientes de tipo Gm/Gt → Sm/Sh → Fl → Fsc en la franja meridional, en tanto que hacia el borde septentrional estas secuencias evolucionan a Gms/Gm de espesores decamétricos.

La articulación horizontal y vertical de las asociaciones de facies descritas se integra en un sistema de abanico aluvial, desde zonas apicales en el Norte a la llanura braided en la franja meridional, definida por facies de sheet-flood y de relleno de canales entrecruzados con deriva lateral bastante rápida.



#### **1.4.1.4.2.- Conglomerados, gravas y arenas. Plioceno**

Sobre los materiales anteriormente descritos, se encuentran un litosoma constituido casi exclusivamente por conglomerados grano soportados (Gm), redondeados, con cantos de cuarcita casi exclusivamente en su composición. La escasa matriz es arenosa (subarcosa o sublitarenita). Su aspecto es masivo, son muy escasos los puntos donde pueden observarse cicatrices erosivas. La heterometría no es muy marcada, la moda se establece en 10 a 12 cm y el centil en 18 a 20 cm. El espesor promedio aflorante se sitúa entre 8 a 15 m.

Junto con el miembro anteriormente descrito constituye un ciclo simple, grano y estrato creciente (coarsening-thickening upward).

El sistema de depósito de la Formación Valdeazores responde a un abanico aluvial, desarrollado a partir de la topografía inicial de la Formación Madrigalejo re TRABAJADA en el período rojo intermedio, y como respuesta a los movimientos tectónicos y climáticos acrecidos durante el Mioceno Inferior.

El resultado es una abanico de procedencia Norte (Villuercas), con un ciclo evolutivo simple, cuyo incremento de los procesos proximales parece responder a una causa tectónica inicial sin movimientos ulteriores. Sin embargo, la presencia de facies de relleno de canal en conglomerados grano-soportados de constitución litarenítica (grauwacas y pizarras) muy alterados, son indicativos de posibles movimientos tectónicos en zonas apicales o bien períodos climáticos discretos con mayor disponibilidad hídrica o ambas causas. También es factible que hacia techo del miembro superior, el encajamiento superase el levantamiento, lo que explicaría la tendencia en este miembro a un aumento del tamaño de los cantos, un lavado de la matriz, y una mayor rubefacción, debido al cinturón activo con reelaboración de los materiales depositados previamente y de los procedentes de la zona apical originado por dicho encajamiento. Este modelo final, es el resultado del cambio de nivel de base con el que comienza el ciclo de los depósitos del Cuaternario.



## 1.5.- CUATERNARIO

Las edades asignadas a los distintos depósitos cuaternarios derivan de la cronología relativa deducida por las relaciones geomorfológicas (altimetría, etc.). De esta manera, los coluviones son depósitos gravitacionales que pueden alcanzar el Mioceno, cuando éstos enlazan en su base con superficies de erosión o glacis antiguos ( $G_1$  y  $G_2$ ). Tal es el caso de las laderas occidentales de la Sierra de Pela y de las Chimeneas. En los casos restantes (relieves cuarcíticos de la Sierra de Rena y laderas situadas bajo las mesetas terciarias), se trata de coluviones en laderas regularizadas con los cauces y llanuras de inundación actuales, por lo cual, han de ser asignados al Cuaternario.

En todos los casos se trata de cantos y bloques, con la litología del sustrato sobre el que se asientan, y una matriz limo-arcillosa. Su espesor puede alcanzar la decena de metros en el caso de los coluviones más antiguos.

Los primeros depósitos vinculados al encajamiento de la red fluvial, posterior al Plioceno, son los glacis de la tercera generación o  $G_3$ , desarrollados bajo los glacis  $G_2$  (Raña pliocena) al pie de los relieves paleozoicos. Son materiales constituidos por gravas, arenas y arcillas, con tonos rojizos, espesores inferiores a los 2 m y una edad presumible del Pleistoceno inferior.

Encajados, a su vez, bajo los sedimentos anteriores, se desarrollaron los glacis  $G_4$ , menos extensos y próximos ya a los cauces actuales. Presentan las mismas características litológicas y pequeño espesor que los anteriores. Su edad puede ser atribuida al Pleistoceno medio-superior.

Sobre las llanuras de inundación de los ríos Rucas y Guadiana, se ha identificado un único nivel de terrazas, situado a 20 m sobre dicha llanura en las inmediaciones de Valdivia y Zurbarán, pero que aguas arriba del río Rucas llega a situarse a sólo 5 m sobre la misma llanura.

Aparecen constituidas por gravas, arenas y arcillas con tonos claros derivados del importante lavado de estos depósitos.

Por su posición, ligeramente elevada sobre las llanuras de inundación, han sido consideradas como Pleistoceno superior.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial cubren extensas vallonadas y vertientes no regularizadas, tanto sobre los sedimentos terciarios como en el zócalo. Son arcillas y limos con cantos dispersos, con espesores difíciles de evaluar, ya que no existen cortes sobre estos materiales, pero que pueden alcanzar los 3 m. Su edad puede abarcar el Pleistoceno superior y el Holoceno.

Las extensas llanuras de inundación que cubren gran parte del área de Entreríos, corresponden a un depósito de arcillas, limos y arenas, con numerosos lentejones de gravas y cauces abandonados que interrumpen su morfología plana. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor.

Tanto los de fondo de valle como los canales o lechos menores, que se acaban de mencionar, aparecen cubiertos de gravas, arenas, limos y arcillas, poco clasificados y con espesores difíciles de evaluar pero que pueden alcanzar 2 ó 3 m.

En el ángulo SO de la Hoja nº 754 (Madrigalejo) se ha identificado un manto de limos y arenas de origen eólico, de tonos ocre claros y un espesor variable, pero que normalmente oscila en torno a 1 ó 2 m.

Estas tres últimas unidades han sido asignadas al Holoceno.