

**MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1 : 50.000

**INFORME COMPLEMENTARIO DEL
PALEOZOICO Y BUNTSANDSTEIN
DE LA HOJA
- 466 (27 - 18) MOYUELA**

PETER CARLS

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

MOYUELA

(27-18)

**INFORME COMPLEMENTARIO SOBRE EL
PALEOZOICO Y BUNTSANSTEIN POR
P. CARLS. 1986**

INDICE

INTRODUCCION

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 Cámbrico

- 1.1.1 Capas del Jalón. Pizarras y bancos de dolomía (2) Cámbrico inferior
- 1.1.2 Fm. Dolomía de Ribota (3) Cámbrico inferior
- 1.1.3 Fm. Pizarras de Huérmeda. Pizarras y areniscas cuarcíticas (4) Cámbrico inferior
- 1.1.4 Fm. Areniscas de Daroca. Areniscas más ó menos cuarcítica (5) Cámbrico inferior
- 1.1.5 Fm. Valdemiedes. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas (6) Cámbrico inferior y medio
- 1.1.6 Fm. Murero. Pizarras y limolitas margosas (7) Cámbrico medio
- 1.1.7.1 Fm. Almunia Miembro I. Pizarras con areniscas (8) Cámbrico medio
- 1.1.7.2 Fm. Almunia Miembro II. Areniscas cuarcíticas y pizarras (9) Cámbrico medio-superior
- 1.1.8 Cámbrico terminal y Ordovícico temprano.

1.2 Ordovícico

- 1.2.1 Fm. Santed. Pizarras arenosas y conglomerados (10) Tremadoc-Arenig
- 1.2.2 Fm. Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y pizarras arenosas (11) Arenig
- 1.2.3 Fm. Castillejo. Pizarras, areniscas y cuarcitas (12) Llanvirniense superior-Llandeilo
- 1.2.4 Fms. Fombuena y Caliza de Cistideos. Pizarras y areniscas con oolitos ferruginosos y margas de briozoos; margas, calizas y dolomías (13) Caradoc medio-Ashgiliense medio.

1.3 Silúrico

- 1.3.1 Fms. Orea y Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas (14) Llandovery inferior
- 1.3.2 Fm. Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas (15-16) Llandovery superior-Ludlow superior.

1.4 Devónico

- 1.4.1 Fm. Luesma. Cuarcitas y pizarras (17) Pridoliense-Gediniense inferior
- 1.4.2 Fms. Nogueras y Sta. Cruz. Cuarcitas, pizarras y areniscas (18) Gedinense inferior tardío-Siegeniense superior
- 1.4.3 Fms. Mariposa y Castellar. Calizas, margas y pizarras arcillosas (19) Siegeniense terminal Emsiense superior temprano
- 1.4.4 Fm. Ramblar y diversos cortes parciales. Pizarras, areniscas y calizas (20) Partes medias del Emsiense superior
- 1.4.5 Fms. Loscos, Peña Negra y Molino. Alternancia de arenisca, pizarras arcillosas y bancos de caliza (21) Emsiense superior basal
- 1.4.6 Fms. Monforte, Moyuela y Recutanda. Pizarras, niveles de calizas y alternancia de pizarras y areniscas (22) Eifeliense temprano
- 1.4.7 Pizarras arenosas y areniscas (23) Emsiense a Givetiense indeferenciado
- 1.4.8 Fms. Barreras, Salobral y Cabezo Agudo. Pizarras y areniscas con niveles calizos (24) Givetiense
- 1.4.9 Fm. Huesa. Pizarras y areniscas (25) Frasnense temprano
- 1.4.10 Fm. Bandera. Pizarras arcillosas (26) Frasnense temprano.

1.5 Carbonífero

- 1.5.1 Fm. Fraguas. Conglomerados y areniscas (27) Stephaniense

1.6 Pérmico (Autuniense basal)

- 1.6.1 Fm. Los Cabezos. Sedimentos piroclásticos (28) Autuniense basal

1.7 Triásico

- 1.7.1 Areniscas, arcillas rojas y brechas (29) Facies Buntsandstein

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Moyuela afloran materiales del Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero terminal, Pérmico inferior, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

1.1 Cámbrico

La estratigrafía del Cámbrico de esta hoja sigue, en sus rasgos generales, a la misma de la hoja vecina de Daroca. LOTZE (1929) hizo la primera subdivisión del Cámbrico celtibérico ampliamente representado en los afloramientos de las cercanías de Daroca (sobre 15 kms al Oeste de nuestra hoja). Los autores posteriores (SCHEUPLEIN 1967, SCHMIDT-THOMÉ 1968, PAUL 1969, MONNINGER 1973) pudieron utilizar las formaciones definidas por LOTZE con ligeras modificaciones. Estas se deben a la falta de fauna en el Cámbrico alto y la consiguiente imposibilidad de correlaciones bioestratigráficas de dicho tramo con los equivalentes en zonas vecinas.

Todos los afloramientos de las formaciones del Cámbrico se hallan en la Unidad tectónica de Badules, al Suroeste de la Falla de Datos, donde sufrieron las deformaciones tectónicas (esquistosidad y deformación de los fósiles) y las alteraciones metamórficas (crecimiento de biotitas en los tramos bajos) que son típicas de esta unidad. Los hallazgos de faunas fósiles son más escasos que en la hoja de Daroca, por lo cual el interés estratigráfico del Cámbrico de la hoja de Moyuela ha quedado reducido. Las dataciones bioestratigráficas están basadas en aquellas efectuadas por SDZUY (1961, 1971) sobre la hoja de Daroca y las cercanías de Calatayud.

1.1.1 Capas de Jalón. Pizarras y bancos de dolomía, (2). Cámbrico inferior

Un afloramiento algo dudoso se halla entre Mezquita de Loscos y Piedrahita, 0.3 km al NE de la cima de El Cerro (1354), en contacto con el Devónico mediante la Falla de Datos. Se trata de algunos bancos gruesos de dolomía en alternancia con pizarras duras, de color gris verdoso oscuro. Existen también capas de limolitas.

Como aquí no aflora la Dolomía de Ribota, este yacimiento se halla tectónicamente aislado y está en contacto con la Formación de Huérmeda mediante falla. No ofrece detalles de interés estratigráfico y su atribución a las Capas del Jalón (al igual que la alternativa identificación con la Dolomía de Ribota) significa la existencia de una escama ó de un pequeño horst en la misma Falla de Datos, con importancia para la interpretación del funcionamiento de esta (vease capítulo tectónico). Una atribución a las Capas de Valdemiedes no es bastante probable, aunque esta alternativa permitiría una interpretación estructural más sencilla.

Las Capas de Jalón se consideran como sedimentadas en un ambiente de transición entre facies marina y lagunar.

1.1.2 Dolomía de Ribota, (3). Cámbrico inferior.

Este importante nivel carbonatado aflora sobre todo al O y SO de Bádenas, siempre a lo largo de la Falla de Datos. Unos yacimientos pequeños y tectónicamente aislados existen a lo largo del camino Mezquita de Loscos - Piedrahita, 3.7 km al S de Mezquita, en el valle del Río Nogueta (sólo niveles altos).

Donde no aparecen por encima los niveles más juvenes del Cámbrico inferior, esta formación forma un resalte morfológico (cota 1288 de Los Cerros) al igual que ocurre cuando está en contacto tectónico encima del Silúrico.

Debido al contacto con la Falla de Datos, la Dolomía de Ribota no deja ver su muro. PAUL (1969) midió una potencia de 113 m al S de El Chorrillo, 2.5 km SO de Bádenas (x: 656.300, y: 4548.900), sin llegar a la base. Por consiguiente, la potencia total no puede ser esencialmente menor a la encontrada en el centro de la hoja de Daroca (125 m).

La columna se subdivide en 6 tramos: 1.) Casi 20 m de margas predominantes, con lechos arenosos abajo, varios lentejones calizos, y un nivel oolítico en el techo. 2.) 36 m de carbonatos, compuestos por 4 m de bancos de calizas y de 32 m de dolomías masivas y tableadas. 3.) 17 m de margas que PAUL considera como equivalentes al nivel margoso con Strenuaeva incondita de la región de Calatayud. 4.) 22 m de dolomías, en parte masivas. 5.) 8 m de margas que corresponderían al nivel de

Kingaspis velatus y Lusatiops ribotanus de la región de Calatayud. 6.) 11 m de dolomías (con una intercalación de margas micáceas) que forman el techo.

No se encuentra fauna. En la cota 1288 de Los Cerros (x: 653.900, y: 4551.500) se hallan ripples en carbonatos tableados.

La interpretación de esta formación como una serie de ciclos de tidal flat (llanura intermareal) en una plataforma carbonatada, que se ha dado en las zonas vecinas, también es válida aquí. Datándose (cerca de Calatayud) como parte alta del Piso de Olenéllidos, la Dolomía de Ribota pertenece a un nivel que también, en las regiones mediterráneas y centro-europea es muy carbonatado. A pesar de esta uniformidad regional, existen variaciones laterales a pequeña escala en la distribución de las calizas y dolomías.

1.1.3 Pizarras de Huérmeda. Pizarras y areniscas cuarcítica de grano fino, (4). Cámbrico inferior.

Afloran en casi toda la mitad occidental de la hoja, siempre en una faja estrecha cerca de la Falla de Datos.

Su potencia calculada por SCHEUPLEIN (1967) es de 100 a 120 m al S de Loscos. PAUL (1969) indica 117 m como posible máximo en el extremo E de la hoja de Daroca, pero halla sólo 48 m al SO de Bádenas.

La formación consiste en pizarras muy monótonas, verdegrisáceas, duras, tableadas, que contienen mica y piritita (oxidada). Con frecuencia se hallan pequeñas escamas de biotita que ya describió LOTZE (1929) como productos de un ligero metamorfismo en los sedimentos del Cámbrico bajo. Se intercalan, de vez en cuando, banquitos de cuarcita de grano muy fino. La fauna falta prácticamente, ni se hallan pistas aunque 70 km más al N abundan los trilobites en esta formación.

El ambiente deposicional sería infratidal (submareal) fuera de influencias terrígenas ó costeras de carácter directo. Según SCHMIDT-THOME (1968) los sedimentos finos se derivan de un área fuente en el E y disminuyen en espesor y granulometría hacia el O.

1.1.4 Arenisca de Daroca. Areniscas más o menos cuarcíticas, (5). Cámbrico inferior.

Estos materiales resistentes coronan la mayoría de las alturas próximas al S de la Falla de Datos. En el extremo SO de la hoja, tres pequeños afloramientos son de importancia estructural (MONNINGER 1973).

Dominan las areniscas más ó menos cuarcíticas; hacia arriba y hacia el E aumentan los bancos de cuarcita. Las intercalaciones limolíticas no faltan en la parte basal, pero no alcanzan nunca espesores considerables. Las granulometrías de la mayoría de los bancos corresponden a arenas de grano fino, bien clasificadas. Aparte de la matriz fina, existen importantes contenidos de feldespatos y de fragmentos de roca lo que impide la clasificación como cuarcita. (Por esto se cambió el nombre original "Cuarcita de Daroca" en "Arenisca de Daroca".) El contenido visible de cuarzo es muy variable: puede quedar debajo del 40% (PAUL 1969), pero también puede sobrepasar el 70%. Sin embargo, el sedimento no ofrece nunca el típico aspecto de una grauvaça.

Los bancos duros alcanzan espesores de pocos decímetros, pero se agrupan en paquetes compactos de 1.5 a 2 m. En éstos puede destacar la estratificación oblicua de gran escala.

Los bancos arenosos suelen presentar diaclasas muy planas, regulares, y equidistantes que los subdividen en fragmentos paralelepípedicos de gran regularidad; hasta los derrubios de la formación se dejan reconocer bien mediante este carácter secundario. En el O de la hoja la distinción de la estratificación de las areniscas y cuarcitas es muy difícil.

La fauna escasea; SCHEUPLEIN halló ¿Trematobolus simplex (VOGEL 1962)? 2 km al O de Monforte.

La potencia medida por PAUL al SO de Bádenas es de unos 120 m; a juzgar por las condiciones estructurales al O de Monforte (alrededor de El Cerro, cota 1354) el espesor es similar allí.

El ambiente sedimentario pertenece a un subtidal (submareal) poco profundo y con escaso relieve, que se alimentó de forma muy continua de un área fuente oriental. SCHMIDT-THOME (1968), basándose en sus resultados de minerales pesados, demuestra la probabilidad de que la Arenisca de Daroca sea el redepósito de sedimentos del Precámbrico alto.

1.1.5 Capas de Valdemiedes. Pizarras, areniscas y limolitas calcáreas con niveles de nódulos carbonatados (6). Cámbrico inferior a medio.

Esta segunda formación largamente carbonatada tiene una distribución similar a la de la Arenisca de Daroca, y suele ocupar las lomas coronadas por ésta.

Aunque es probable que sus límites sean algo diacrónicos, esta formación mantiene una potencia cercana a los 175 m. No hay cortes completos. A pesar de su variabilidad petrográfica, las Capas de Valdemiedes se identifican fácilmente por sus contenidos carbonatados, más ó menos recrystalizados y dolomitizados.

Dominan pizarras arcillosas y limolíticas, pero también se intercalan, irregularmente, bancos arenosos que llegan a formar complejos potentes. Comenzando en los niveles basales, pero aumentando hacia el techo, se presentan carbonatos como cemento de los sedimentos arenosos, como componente de las pizarras margosas, y como lentejones irregulares ó niveles continuos de nódulos carbonatados; también existen bancos compactos de calizas dolomitizadas y se pueden concentrar en mayores proporciones, lo que puede dar lugar a confusión con la Dolomía de Ribota. La meteorización de los carbonatos induce colores ocre. Pueden abundar pirita (oxidada a limonita) y micas. La meteorización de paquetes de calizas nodulosas forma pizarras cavernosas.

Se hallan, con frecuencia, pequeños cristalitos calcáreos (ó sus moldes) que parecen ser osículos de equinódermos no identificables. En toda la formación se encuentra Trematobolus simplex (VOGEL 1962) como el fósil más característico de las Capas de Valdemiedes en sus partes eocámbricas. PAUL (1969) cita el primer hallazgo de Paradoxides mureroensis SDZUY 1958 cerca de Lanzuela (apenas fuera de la hoja) en areniscas calcáreas 95 m encima de la base. Al SSO de la Ermita de San Bartolomé PAUL recogió material suelto de Badulesia, Pardailhania, Conocoryhpe, Paradoxides

mureroensis y Paradoxides pradoanus (DE VERNEUIL & BARRANDE 1860); por tanto la facies de las Capas de Valdemiedes asciende considerablemente al Cámbrico medio.

Ante la imposibilidad de delimitar esta formación, hacia arriba, en un nivel bien definido y constante, se cartografía hasta el techo de las últimas y considerables concentraciones de niveles carbonatados.

El ambiente sedimentario es el de una plataforma abierta y muy somera, en la cual los aportes siliciclásticos se reducen en favor de la precipitación de material calcáreo, mientras las condiciones de vida para trilobites, braquiópodos (casi sólo Trematobolus, pero éste en masas!) y equinódermos se mantienen buenas.

1.1.6 Capas de Murero. Pizarras y limolitas margosas, (7). Cámbrico medio.

Esta formación preponderadamente arcillosa no modela fuertes relieves. Sus afloramientos, siempre a corta distancia al S de la Falla de Datos, son comparativamente pequeños.

La potencia estimada por SCHEUPLEIN (1967) sobre el camino unos 2 km O de Monforte es 190 m (x: 665.200, y: 4546.375 a x: 665.525, y: 4546.550). PAUL (1969) midió unos 175 m al S del Barranco de la Huerta en el O de la hoja (x: 653.300, y: 4549.600).

La formación comienza por encima del máximo de la acumulación de carbonatos de las Capas de Valdemiedes; su parte basal contiene aún frecuentes nódulos y niveles de nódulos calcáreos (más ó menos dolomitizados), pero éstos escasean cada vez más hacia arriba. Generalmente, el sedimento es una pizarra arcillosa, bastante fina y blanda, de tonos gris-azulados que alteran a ocre. Altos contenidos en fósiles en muchos estratos son típicos para esta formación. Al lado de los trilobites abundantes, dominan en cantidad los restos desarticulados de equinódermos no identificables. Los últimos proporcionan una riqueza de pequeños osículos que, en parte, se piritizaron y, al oxidarse ó disolverse, dejan manchitas rojizas sobre las pizarras.

Los contenidos en trilobites disminuyen hacia arriba cuando aparecen los primeros bancos delgados de sedimentos arenosos, pero los osículos de equinódermos persisten algo más hacia arriba.

Mientras las pizarras son muy monótonas, las capas arenosas llevan en sus bases flute casts y ligeros groove casts, registrando así las corrientes que empezaron a arrastrar pequeñas cantidades de arenas y exterminaron - hacia el techo de la formación - las abundantes poblaciones fósiles.

Siendo las condiciones de terreno y de tectónica poco favorables para la recolección de fósiles, se han citado pocos hallazgos. Conocoryphe (C.) heberti MUNIER-CHALMAS & BERGERON 1889, C. (Parabailiella) languedocensis THORAL 1946, Paradoxides brachyrhachis LINNARSSON 1883, P. pradoanus de VERNEUIL & BARRANDE 1860, y Solenopleuropsis cf. ribeiroi DE VERNEUIL & BARRANDE 1860 demuestran la edad de las Capas de Murero establecida en la hoja de Daroca.

Como carácter secundario, las pizarras presentan, en muchas localidades, escamitas de biotita crecidas debido a influencias térmicas, fenómeno ya descrito por LOTZE (1929) de las zonas vecinas. La biotita demuestra tanto la reactividad de las lutitas de esta formación como la posición del nivel estructural hasta donde pudo extenderse este efecto térmico regional, que también se nota en las lutitas de las formaciones inferiores. (Cerca de Cucalón, hoja de Daroca, estas biotitas crecieron aún en la siguiente formación).

El medio sedimentario de las Capas de Murero es el de una plataforma abierta que transcurre con un mínimo de influencias terrígenas manteniendo una profundidad moderada en ambiente tranquilo.

1.1.7 Fm. Almunia. Pizarras y areniscas (8 y 9). Cámbrico medio-superior

Habiéndose terminado la continuidad y la riqueza de las faunas de trilobites de los niveles inferiores, la parte terminal del Cámbrico medio es difícil de delimitar del Cámbrico superior. Al faltar el control bioestratigráfico, la correlación de afloramientos distantes resulta muy problemática. Hoy, los sedimentos encima de las Capas de Murero se clasifican, en toda la región, como Fm. Almunia. Sinónimos de

ésta son: Capas de Villafeliche, de Jiloca, y de Ateca (en parte), todos dados por LOTZE 1929, pero considerándose como nomina dubia. Faltan indicios de lagunas, aunque existen considerables cambios laterales de espesores y de facies.

Las unidades cartografiadas han de considerarse como miembros, en parte diacrónicos, de la Fm. Almunia. En la hoja de Daroca, al SO del Río Jiloca, se distinguen 5 miembros, que empiezan en el Cámbrico medio tardío y terminan antes del fin del Cámbrico.

Juzgando sólo por los espesores y por la litofacies, las dos unidades definidas por SCHEUPLEIN (1967) en esta hoja (miembros I y II), corresponden a los miembros inferior y medio registrados al SO del Río Jiloca. Según las potencias, el afloramiento en el O de esta hoja puede ser el equivalente de la mayor parte del miembro I definido por SCHEUPLEIN.

La Fm. Almunia es la primera formación del Grupo Ibérico. Este grupo está situado encima de la Fm. Murero y bajo la Cuarcita Armoricana; su espesor se aproxima a 5.000 m, con toda probabilidad fué depositado completo en esta hoja, pero la tectónica suprime el afloramiento de grandes partes. Estas afloran en las hojas conlindantes de Paniza y Azuara.

1.1.7.1 Fm. Almunia, Miembro I. Pizarras con areniscas, (8). Cámbrico medio.

Al ser más arenoso que el anterior, este miembro causa relieves positivos. Tiene grandes afloramientos entre Monforte de Moyuela y Rudilla que constituyen gran parte del núcleo del anticlinal alpídico y están seguidos por el Miembro II. En el O de la hoja desaparece la parte alta del miembro debajo del Triásico.

Predominan pizarras limolíticas y arenosas. Desde la base, bancos de areniscas se intercalan con frecuencia en el tramo inferior. A 1.5 km al ONO de Monforte (x: 665.520, y: 4547.070) se halla el primer relleno de paleocanal encontrado en el Grupo Ibérico; contiene un conglomerado de cuarzos centimétricos redondos y pocos cantos de lidita y es del mismo carácter que tantos otros conglomerados locales del Grupo Ibérico existentes hasta la base de la Cuarcita Armoricana. Los lentejones de cuarcitas y areniscas cerca de la base del miembro en el O de la hoja también se

podrían interpretar como canales. Cerca de Monforte se intercalan en la parte alta del miembro 200 mts muy ricos en areniscas cuarcíticas, mientras en el O las partes media y alta son menos arenosas que la parte basal.

Los tramos arenosos son ricos en mica. En algunos bancos abundan icnofósiles; otros tramos carecen de ellos.

Faltan trilobites; pero el hallazgo de una Bailiella cf. levyi por MANSURIAN (1974) unos 600 m encima de la Fm. Murero cerca de Murero hace aún probable la inclusión de este miembro en el Cámbrico medio tardío.

El espesor es del orden de 850 m.

El ambiente deposicional se aproxima, y hasta llega, al intermareal. Los rellenos conglomeráticos de paleocanales se derivan del sector ENE y son el resultado de la erosión de terrenos precámbricos.

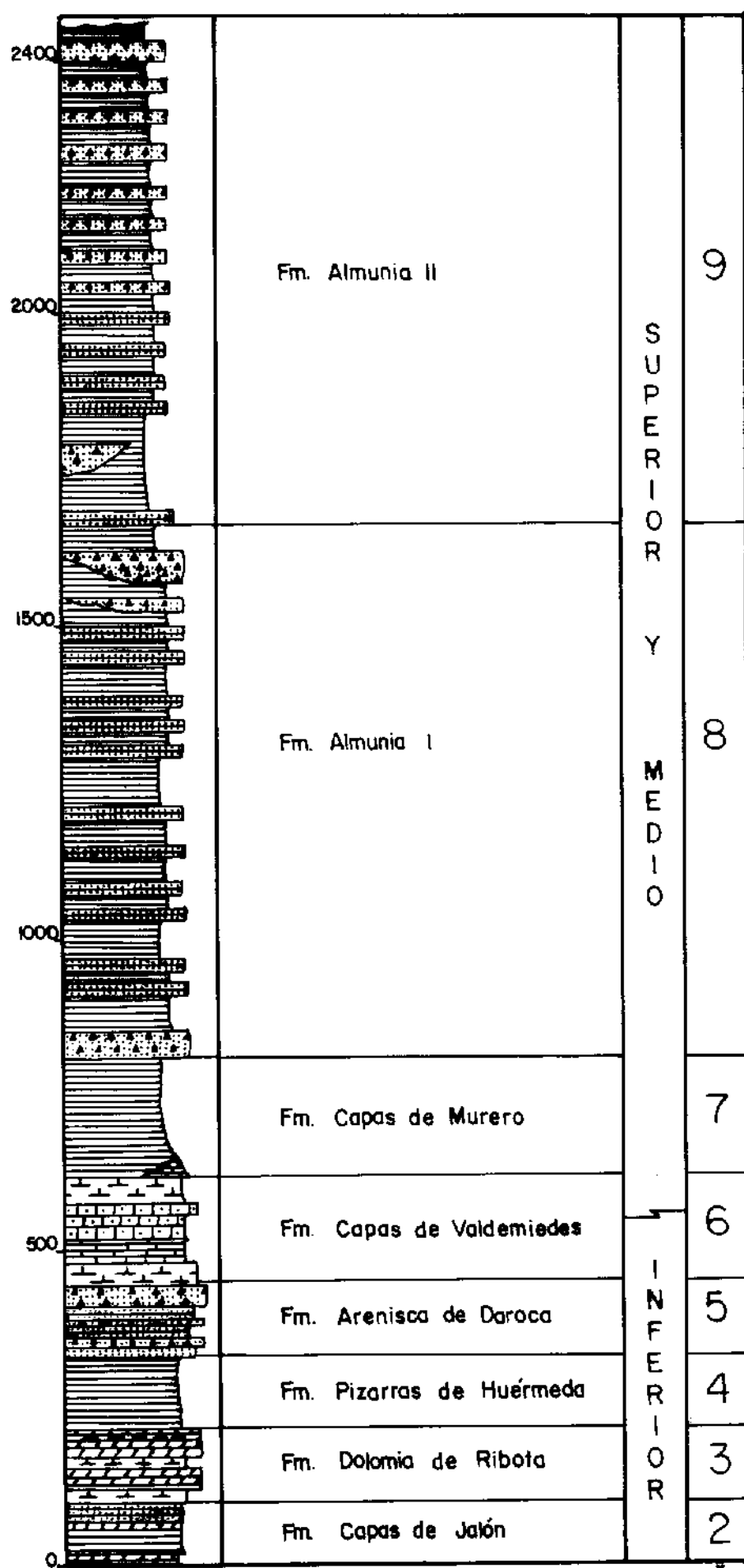
1.1.7.2 Fm. Almunia, Miembro II. Areniscas cuarcíticas y pizarras, (9). Cámbrico medio - ? superior.

Entre Monforte de Moyuela y Rudilla aparece este miembro como techo del anterior, en partes altas de las lomas, y como muro del Triásico.

Buenos afloramientos ofrece la carretera de Rudilla a Huélsa del Común en el S de la hoja (de x: 668.000, y: 4540.800 a x: 668.750, y: 4542.200).

SCHEUPLEIN supone una potencia de 800 m. Unos 300 m encima de la base, PAUL encontró un dudoso Conocoryphidae, que dataría aún Cámbrico medio.

Esencialmente se trata de alternancias en las que areniscas cuarcíticas y cuarcitas de granulometría bien clasificadas destacan de las areniscas menos limpias del miembro anterior. También las pizarras son más ó menos arenosas y a veces cuarcíticas. Los contenidos de feldespatos se aproximan al 10%. La granulometría sobre 0.2 mm es frecuente. La mica acentúa la estratificación. De un modo similar a la Arenisca de Daroca, los bancos arenosos, de espesores decimétricos a métricos, suelen fracturarse en cuerpos paralelepípedicos.



* Números empleados en la cartografía

Destaca, además, el colorido rojizo tanto de los sedimentos arenosos como de las pizarras, mientras en el muro dominan colores grises a pardos. Dada la cercanía de la base del Triásico, no se puede excluir una infiltración descendente de pigmentos debidos a la meteorización permo-triásica.

La falta de fósiles e incluso de pistas que eran abundantes aún en el miembro anterior, además de los frecuentes acúñamientos de los niveles arenosos son indicadores de unas influencias deltáicas.

1.1.8 Cámbrico terminal y Ordovícico temprano (Tremadoc)

En las hojas de Paniza y Azuara se hallan series completas y potentes del Cámbrico terminal y del Tremadoc (agrupadas bajo el nombre de Serie Ibérica o Grupo Ibérico). Por tanto, es de suponer que en esta hoja (en directa prolongación de la cuenca sedimentaria paleozoica) son válidas la misma integridad y comparable potencia de unos 5000 m o más para la totalidad de la serie desde el Cámbrico medio tardío hasta el Tremadoc inclusive. Sin embargo, debido a la tectónica relacionada con la falla de Datos, los últimos 3500 m de esta serie de cuarcitas y pizarras, apenas afloran en la hoja.

1.2 Ordovícico (Arenig - Ashgill)

Teniendo en cuenta ciertas modificaciones posteriores, la estratigrafía de las formaciones del Ordovícico, de la Cuarcita Armoricana hacia arriba, sigue los grandes rasgos establecidos por LOTZE (1929). Los detalles litostratigráficos fueron elaborados por CARLS (1962) y publicados por el mismo en 1975; pero sólo los datos bioestratigráficos debidos a HAMMANN (1976, 1983, trilobites), GUTIERREZ-MARCO (1980, graptolites) y VILLAS (1979, 1980, 1983, 1984, braquiópodos) permitieron la precisión de las dataciones y el reconocimiento de las lagunas sedimentarias. La Caliza de Cistideos (Ashgill) recibió especial atención acerca de su fauna de equinódermos por MELENDEZ (1944, 1959), MELENDEZ & HEVIA (1947), CHAUVEL, MELENDEZ & LE MEN (1975) y CHAUVEL & LE MEN (1979) y acerca de su facies y otros fósiles por HAFENRICHTER (1979, 1980). Los trabajos de los pioneros DONAYRE (1873), PALACIOS (1883), y DEREIMS (1898) son de gran interés histórico. La relación más comprensiva y actual de la estratigrafía del Ordovícico

medio y superior se halla en la Tesis Doctoral de VILLAS (1984). La distribución del Ordovícico se limita al octavo NO de la hoja, donde sus formaciones fueron cartografiado por CARLS (1962) y MÖHL (1965). Los afloramientos de importancia biostratigráfica de esta hoja se concentran en su parte NO, al NO de la carretera de Badules a Herrera de los Navarros. Dadas sus escasas potencias, las formaciones del Caradoc y del Ashgill se representan, en esta hoja, bajo el mismo color.

1.2.1 Formación Santed. Pizarras arenosas y conglomerados, (10). Arenig.

De la Formación Santed sólo aflora al tramo alto, que forma el collado de Valderramón entre Cabezo del Gato (1195) y la Virgen de Herrera (= Cabezo Herrera, 1346, hoja de Azuara).

Se hallan unos 200 m de pizarras arenosas de colores grises y de aspecto monótono, que intercalan pocos bancos de areniscas cuarcíticas. Cerca del techo de estas pizarras, sobre la senda de Luesma a la Virgen de Herrera, 40 pasos pasada la primera curva hacia SE (x: 658.650, y: 4558.080) aflora un conglomerado, que contiene, en una matriz de arena gruesa, cantos de cuarzo lechoso en varios grados de redondez (desde bien redondeados a elipsoidales); además hay liditas angulosas y, menos frecuentes, gneises y pizarras. Los cuarzoes alcanzan 4 cm de diámetro máximo, faltan los cantos discoidales y el conglomerado tiene carácter fluvial. Su espesor es de muy pocos metros y su extensión lateral también es reducida. Así, se trata de un paleocanal con material terrígeno en ambiente costero.

Lentejones de conglomerados, comparables a este y distribuidos esporádicamente, caracterizan toda la Serie Ibérica (Cámbrico medio tardío a Arenig temprano, 5.000m) y proceden de un macizo (Macizo del Ebro) próximo en el sector NE (CARLS 1983). Aunque este afloramiento se sitúe a pocos metros debajo de la Cuarcita Armoricana (serie tectonizada e invertida), no es un conglomerado basal de ésta. Otro yacimiento en iguales condiciones se halla 5 km a ONO de éste, en la esquina SW de la vecina hoja de Azuara (x: 653.600, y: 4560.200).

Según hallazgos de trilobites en las sierras al O de Daroca, el límite Tremadoc/Arenig se halla dentro de la Fm. Santed, de modo que estas partes altas de la potente formación (cerca de 600 m en el estratotipo que es la prolongación de este

afloramiento, en el S de la hoja de Azuara) aquí, muy probablemente ya pertenecen al Arenig.

1.2.2 Fm. Cuarcita Armoricana. Cuarcitas y pizarras arenosas, (11). Arenig.

Las alturas dominantes en el NO de la hoja están formadas por la Cuarcita Armoricana, la unidad de mayor dureza morfogenética de toda la región.

La potencia total de la unidad es cerca de 600 m y parece disminuir hacia N y NO en las hojas Azuara y Paniza. Los niveles bajos se exponen en la vertiente O de El Castillo de Nogueras y de la Virgen de Herrera, a unos 3 km E de Luesma. Las partes altas se observan mejor en el macizo de la Cirugera (esquina NO de la hoja). Además existe una serie de pequeñas escamas tectónicas de Cuarcita Armoricana a lo largo de la Falla de Datos: al O de Bádenas encima de la carretera, y en el Barranco de Herrería, 2.7 km S de Mezquita de Loscos (x: 663.900, y: 4546.350).

La formación se divide en 3 miembros: el inferior (hasta 150 m) es una cuarcita; el medio (unos 100 m) está dominado por pizarras arenosas; el superior (350 m) es otra cuarcita. Los miembros inferior y medio se distinguen bien en el NO del Castillo de Nogueras.

La formación se caracteriza por sus gruesos bancos de cuarcita blanca de grano comparativamente grueso (arena fina a media). Los bancos pueden alcanzar 4 m. Suelen ser ortocuarcitas y pueden estar totalmente recrystalizadas. Pero también hay bancos de areniscas cuarcíticas con matriz y grano más fino; estratificación cruzada de grandes dimensiones y con espesores de láminas hasta más de 1 cm es usual, como también lo es, el rápido acúñamiento de los bancos. Hacia el techo hay unos bancos de cuarcita muy ferruginosa, y también en el miembro medio existen unas pizarras rojizas. Colores rojizos en las cuarcitas que forman los vértices altos pueden ser infiltraciones secundarias debidas a repetidas exposiciones a climas áridos desde el Triásico. KOLB (1978, lam. 7 fig. 12) da indicios de congelación de las arenas.

En partes altas del miembro superior se pueden encontrar, ocasionalmente, lechos individuales de espesor centimétrico con grano grueso (cuarzo hasta 4 mm) y con abundantes cantos blandos.

Los únicos fósiles hallados son acumulaciones de braquiópodos inarticulados en estado indeterminable (Lingulellinae ?) en niveles muy altos. Pero icnofósiles abundan: Skolithos linearis HALDEMANN 1840 en gran densidad y grandes diámetros aparece en muchos niveles de toda la formación; Cruziana rugosa D'ORBIGNY 1842 se ha conservado en las alternancias con pizarras limolíticas; Dictyodora sp. y Daedalus sp. son "burrows" de alimentación endobentónica en la parte terminal de la formación.

A pesar de su gran potencia, la Cuarcita Armoricana sólo representa una corta etapa del Arenig alto (comparar VILLAS 1983). Es un nivel muy uniforme en gran parte de la región ibero-armoricana, sin embargo existen variaciones de espesor a corta distancia que hacen que en el NO de esta hoja se forme un máximo local en su potencia. El ambiente sedimentario es un cambio entre llanuras de mareas (sand flat y mixed flat) y barras de arenas de avance rápido; las primeras dominan en el miembro medio pizarroso, y las barras constituyen la mayor parte de los miembros inferior y superior.

WOLF (1980) halló, en el miembro medio, la misma tufita como en el O de la hoja Daroca (WOLF, 1976).

En el techo de la Cuarcita Armoricana, la rápida subsidencia, que facilitó la fuerte acumulación desde el Cámbrico tardío, termina bruscamente, lo que parece dar lugar a una laguna durante el Llanvirniense inferior.

1.2.3 Fm. Castillejo. Pizarras, areniscas y cuarcitas, (12). Llanvirniense superior-Llandeilo

Aflorando sólo en el NO de la hoja, los sedimentos menos duros de la Fm. Castillejo forman faldas, lomas y valles bajo las alturas de la Cuarcita Armoricana; al O y E de Luesma, las cuarcitas en su techo coronan pequeñas alturas.

Se trata de las tradicionales "Capas de tristani". La denominación de Fm. Castillejo fué introducida por VILLAS (1983), quien también dá su sinonimia, su lito y bioestratigrafía con sus variaciones laterales dentro de Celtiberia.

La descripción litológica sigue a CARLS (1962, 1975: "Lower Alternation with Lower Iron Oolite") utilizando la subdivisión de VILLAS en 3 miembros.

VILLAS define como corte típico de la formación entera el corte a través del Barranco de la Sierra y las lomas de El Castillejo (x: 652.870, y: 4556.870 a x: 653.450, y: 4556.850).

1. Miembro Marité: La Fm. Castillejo comienza con un nivel ferruginoso de poco espesor (apenas 5 m) pero de notables variaciones laterales. Su localidad típica es la mina de hierro abandonada Marité, 2.5 km NO de Luesma, en la hoja de Azuara. Las altas concentraciones de hierro existen sólo en esta mina. En la hoja de Moyuela, sólo se encuentran, inmediatamente encima de la Cuarcita Armoricana, pizarras ferruginosas con algunos oolitos y, ocasionalmente, unos cantos de cuarzo que no pasan de 4 mm de diámetro. Los sedimentos ferruginosos pueden alternar, hacia arriba, con pizarras limolíticas y arcillosas de color oliva. En la mina Marité se hallan graptolitos de la biozona de Didymograptus murchisoni (Llanvirn superior) entre dos niveles oolíticos (GUTIERREZ-MARCO 1979). Como el Llanvirn inferior no está documentado por fauna, el contacto de la Cuarcita Armoricana y de la Fm. Castillejo parece ser una paraconformidad correspondiendo a una laguna estratigráfica que comprendería el Llanvirniense inferior. Los oolitos y los cantos de cuarzo indican la proximidad de una zona continental hacia el E. Probablemente, el acceso del hierro al ambiente marino se debe al siguiente proceso:

Durante la laguna, el techo aún no litificado de la cuarcita servía de acuífero de aguas dulces. En la siguiente transgresión, las aguas dulces artesianas, procedentes de las áreas de arena no sumergida que existían en el E y cargadas de Fe^{+2} , manaban bajo las aguas marinas dando lugar a que el hierro se oxidara y precipitara. Localmente se concentraba en cuencas especiales de poca extensión (mina Marité; CARLS, 1975 y 1983, facilita más datos). Sobre la hoja Moyuela no se formaron concentraciones de hierro de actual interés económico.

2. Miembro Alpartir: 110 m de pizarras arcillosas que forman depresiones. Unos 25 m encima de la base de la Formación hay una intercalación de 15 m escasos de areniscas cuarcíticas; hasta aquí se hallan graptolitos de la biozona de Didymograptus murchisoni (Llanvirn superior, GUTIERREZ-MARCO 1980). A los 70 m sobre la base se hallan graptolitos de la biozona de Glyptograptus teretiusculus (Llandeilo inferior) que llegan casi hasta el techo (el mismo autor). Se asocian ricas faunas de trilobites: Placoparia tournemini (ROUAULT 1847), N. (Neseuretus) tristani tristani (BROGNIART 1817), Eodalanitina macroptalma (BROGNIART 1822), asociación

típica para el Llandeilo inferior (HAMMANN 1983); además los moluscos Sinuities hispanica y Redonia deshayesi e hiolitidos. Los Braquiópodos son los fósiles más frecuentes: Heterorthis morgatensis MELOU 1975 caracteriza un nivel bajo; alrededor del límite de los miembros Alpartir y Sierra se hallan Eorhipidomella musculosa (MELOU 1976), Heterorthis kerfornei MELOU 1975, y Aegiromena marina DROT 1970 (VILLAS 1984). La fauna se halla sobre todo en concreciones (e.g. DEREIMS 1898: 41). El coprofósil Tomaculum problematicum GROOM 1902 es característico. El ambiente es de plataforma abierta y somera con muy ligera influencia terrígena.

3. Miembro Sierra: Aquí dominan alternancias de pizarras en parte arenosas con bancos centimétricos y decimétricos (hasta 1.5 m) de areniscas más ó menos cuarcíticas. La potencia parece llegar a 200 m. Sobre todo hacia arriba, hay acuífamientos muy frecuentes y se encuentran formas de erosión subacuática. En el O, aparecen lentejones de calcarenitas muy fosilíferas con fauna bastante diversa (trilobites, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, cefalópodos). En niveles arcillosos de colores oscuros pueden abundar burrows horizontales, mientras que en las areniscas hay ripples de formas y direcciones muy variables. Hacia E aumenta el contenido arenoso, y al O como al E de Luesma (Cabezo de la Fuente, 1076 m; alrededor del Castillo de Nogueras) el techo de la formación es una cuarcita de 50 m, acuífada hacia O, de la facies de la Cuarcita Armoricana con ocasionales Skolithos, Cruziana y Rusophycus como icnofósiles.

La fauna de las partes altas contiene importantes trilobites: N. (Neseuretus) henkei HAMMANN 1977, Crozonaspis incerta? (DESLONGCHAMPS 1825), Eohomalonotus szduyi HAMMANN & HENRY 1978, y el único braquiópodo Heterorthis kerfornei es muy abundante. Según este último, la edad de la parte superior del Miembro Sierra puede ser aún Llandeilo inferior (VILLAS 1984), aunque no se puede descartar el Llandeilo superior (HAMMANN et al 1982).

El ambiente sedimentario es el de submareal muy somero que pasa, hacia el E y hacia arriba a la llanura de mareas arenosa delante del Macizo del Ebro.

La aportación terrígena más significativa es el lentejón de cuarcitas en el techo de la formación, alrededor de Luesma y es de carácter local.

- 1.2.4 Fm. Fombuena y Fm. Caliza de Cistideos, (13). Pizarras y areniscas con oolito ferruginoso y margas de briozoos; margas, calizas y dolomías. Caradoc medio - Ashigilliense medio.

Aunque bien diferenciables sobre el terreno, estas dos formaciones de diferente litología se representan con un solo matiz debido a su escasa potencia total (alrededor de los 100 m). Los afloramientos se limitan al NO de la hoja. Este tramo representa la mínima velocidad de sedimentación del paleozóico inferior y medio, pero contiene abundante información bioestratigráfica.

1. Formación Fombuena

Este nombre formal fué introducido por VILLAS (1983) y substituye a "Oolito superior y Capas de Briozoos" y "Alternancia superior" y correspondientes traducciones utilizadas desde CARLS (1962).

El comportamiento morfológico es parecido al de la formación precedente.: La Fm. Fombuena suele hallarse en las partes medias de lomas.

Su potencia total varía, sobre esta hoja, de 60 a 110 m. La formación tiene dos miembros de particulares litologías y diferentes contenidos faunísticos.

a) Miembro Piedra del Tormo: Su espesor varía entre 0.5 y 8 m. Su base es un nivel ferruginoso, pelítico a oolítico: el "Oolito superior". Este mide generalmente pocos decímetros y sólo alcanza su máxima potencia de 3 m (1.7 km SO Luesma) encima del lentejón local de cuarcitas, a techo de la subyacente Fm. Castillejo para acuñarse hacia el E. Localmente abundan en este nivel cantos blandos de material fosfatizado y, además, se hallan algunos cantos pequeños y redondos de cuarzo. La génesis de este oolito es comparable a la del "Oolito inferior" de la Fm. Castillejo. En el NE de la hoja de Daroca, a lo largo del Barranco de la Piedra hay buenos afloramientos que muestran el escaso espesor de la unidad.

También en el NE de la vecina hoja de Daroca, y desde el techo del nivel ferruginoso, se desarrolla, en unas capas margosas una fauna en la que dominan los briozoos. Los sedimentos margosos pelíticos a limolíticos, que miden hasta 7.5 m en el NE de la

hoja de Daroca y desaparecen como facies reconocibles al E de Luesma, muestran grandes variaciones laterales. Con el incremento de psamitas finas hacia el E, disminuye el contenido en fauna, y los importantes hallazgos se concentran en la hoja de Daroca. Allí, VILLAS (1983, 1984) basó la datación de este miembro como Caradoc medio (Zahoraniense bajo, según la escala bohémica) en el braquiópodo Svobodaina armoricana BABIN & MELOU 1972. De esto resulta ó una laguna con paraconformidad ó una extrema condensación sedimentaria en la base del "Oolito superior", que afecta la parte baja del Caradoc y, probablemente, la parte final del Llandeilo.

b) Miembro Huerva: Se trata de la unidad informal "Alternancia superior". Variable en potencia, este miembro mide entre unos 50 a 60 m al SO de Luesma y unos 110 m al SE del Castillo de Nogueras (El Chorrillo). Es una alternancia de areniscas en bancos de pocos decímetros y de variable contenido arcilloso con pizarras arcillosas, más ó menos arenosas. En las pelitas y limolitas abunda bioturbación por huellas horizontales (Planolites) que indica el rico contenido orgánico del fango. Estratificación cruzada de pequeñas dimensiones flaser, y ripples son frecuentes. Los bancos son de poca continuidad lateral.

La distinción de la Fm. Castillejo es difícil pero se puede basar en hallazgos de especies del braquiópodo Svobodaina en areniscas calcáreas que forman lentejones muy locales: Sv. armoricana llega hasta 30 m encima de la base, y Sv. havliceki VILLAS 1984 caracteriza la parte alta (x 653.470, y: 4556.480).

El mejor afloramiento (falta la base) lo ofrece la ladera al S de la abandonada Mina del Hocino, al S de la Carretera Fombuena-Luesma.

Las faunas halladas en la vecina hoja de Daroca, al SO y NO de Fombuena, contienen braquiópodos y unos trilobites que indican una edad del Caradoc alto al Ashgillense basal (HAMMANN et al 1982 : 35, VILLAS 1984). VILLAS cita una rica asociación de braquiópodos en el techo de esta formación (800 m OSO de Luesma, x: 654.770, y: 4558.870) en la cual aparecen los primeros elementos de carácter noreuropeo después de una larga tradición paleobiogeográfica de la Provincia Mediterránea. Parecen indicar un ascenso de las paleotemperaturas, lo cual estaría corroborado por el aumento de la diversidad de la fauna y del contenido carbonático del sedimento.

Siguiendo, con una paraconformidad, sobre una laguna, el miembro inferior de la Fm. Fombuena representa una fase transgresiva que produce en el O condiciones neríticas (margas de briozoos y graptolitos dendroideos, elevada diversidad de la fauna). Hacia el E y en los términos superiores los efectos transgresivos son reducidos por mayor aporte siliciclástico procedente del E. De este modo, la fauna suele empobrecerse hacia el E, y el ambiente sedimentario de la alternancia puede acercarse al intermareal.

A la invasión de la nueva fauna norteña sigue inmediatamente una brusca interrupción del aporte siliciclástico; esto es debido a una nueva fase transgresiva que causó un aumento muy ligero de la profundidad al techo de la formación.

2. Fm. Caliza de Cistoideos

Se trata del primer nivel fuertemente carbonatado desde el Cámbrico medio e inferior (Fm. Valdemiedes, unos 6.000 m debajo) y del nivel más fosilífero del Paleozóico inferior. La tesis doctoral de HAFENRICHTER (1979) contiene una minuciosa descripción de esta formación. Las ricas faunas ya atrajeron la atención de los primeros investigadores de la región: DEREIMS (1898, que da la datación tardiordovícica) LOTZE (1929), MELENDEZ & HEVIA (1947, estudio de cistideos). Trabajos más recientes se dedican a las faunas de conodontos (CARLS, 1975), de equinodermos (MELENDEZ, 1959; CHAUVEL, MELENDEZ & LE MENN, 1975; CHAUVEL & LE MENN, 1979) y de trilobites (HAMMANN, en preparación).

La formación aparece en dos facies interdigitadas: La Facies Reboquilla tiene su localidad típica 1.6 km SO de Luesma (x: 654.350, y: 4558.100), consiste en pizarras margosas y calizas margosas con fósiles muy bien preservados y se interpreta como depositada en aguas abrigadas detrás de barras. Esta últimas corresponden a la Facies Rebollarejo que se ha definido 800 m ONO de Fonbuena (hoja Daroca) y que en principio se compone de bancos fuertes de caliza, muy pura (bioesparita ligeramente lavada) pero con dolomitización posterior (KOLB, 1975; HAFENRICHTER, 1979). Aproximadamente, los 3 m basales de la formación siempre pertenecen a la Facies Reboquilla, mientras que la Facies Rebollarejo ocupa la mayor parte de la caliza superior en el O. En el E, alrededor de Luesma, domina la Facies Reboquilla, mientras que la Facies Rebollarejo apenas está representada en los niveles superiores.

De la potencia de 52 m medida por KOLB (1978) en el SE de la hoja Paniza, se halla aquí sólo la mitad, ó menos. En la Pajaranca (de x: 652.850, y: 4558.400 a x: 653.080, y: 4557.980) y al E de El Castillo de Nogueras desaparece la Caliza de Cistideos completamente. Esto se debe a una exposición de la caliza después de su sedimentación y a la correspondiente erosión. La causa de la emersión fué la regresión eustática debida a la glaciación finilordovícica. Durante aquella exposición y meteorización, los bancos de la caliza sufrieron una alteración descendente, que terminó en recrystalización y dolomitización, sobre todo del material esparítico (Rebollarejo, 700 m ONO de Fombuena; Rebozilla, 1.700 m SO de Luesma; CARLS, 1975). Alteraciones que se combinan con una silicificación se encuentran en el tramo basal en tres localidades: en la Tumillosa (x: 653.200, y: 4557.500, al SSO de El Castillo de Nogueras (Peña Lisa y E Barranco de la Cruz), a 1 km de El Castillo siempre cerca de una zona de erosión completa.

De las alteraciones mencionadas, de origen pretectónico, hay que distinguir las dolomitizaciones y recrystalizaciones sufridas bajo influencias hidrotermales postectónicas. Estas se aprecian alrededor de los yacimientos de sulfuros de metales: Mina del Hocino; labores antiguas al NO de Luesma (hoja Azuara); Vallejo de la Cueva (x: 660.100, y: 4558.800); Barranco de la Cruz; a ambos lados de la Carretera Bádenas - Cucalón en su curva más septentrional; mina de antimonio de Lanzuela (x: 653.170, y: 4551.050). Dada su posición entre potentes masas siliciclásticas, este nivel es la roca encajante que posee las más numerosas anomalías geoquímicas y mineralizaciones metalíferas de la zona.

Debido a las alteraciones en la mayoría de los afloramientos de esta hoja, la Fm, Caliza de Cistideos presenta fósiles bien preservados sólo en los afloramientos de La Rebozilla; 1.6 a 1.9 km SO de Luesma, y en las zonas 600 a 700 m O a OSO de Luesma. Aquí destacan los braquiopódos (VILLAS 1984) y los cistideos y crinoideos (lista en HAFENRICHTER, 1979, basada en diversas publicaciones). Los fósiles más importantes para la datación son los hallazgos de trilobites de un nivel alto de la caliza por HAMMANN (en preparación), logrados 800 m al ONO de Fombuena (hoja de Daroca); de ellos resulta que la caliza no llega al Ashgill superior (Hirnantense), sino termina en el Ashgill medio (Rawtheyense).

Además de los grupos de fósiles ya mencionados, se hallan abundantes y diversos briozoos trepostomados y ciclostromados que formarían praderas muy pobladas por pelmatozoos y braquiópodos, gasterópodos coprófagos, ostrácodos lisos (leperditíidos?), y pocos tabulados ("Chaetetes"). Los cefalópodos faltan prácticamente.

La fauna abundante y muy diversa indica un ambiente somero y tranquilo (Facies Reboquilla), con óptimas condiciones de vida para filtradores (mínimo de sedimentación siliciclástica) y buenas temperaturas.

Desde el fin de la Formación Fombuena, una subsidencia ligeramente diferencial y la formación de barras de material biogeno mantenían un ligero relieve sobre la plataforma sedimentaria a pesar de los efectos transgresivos. La transgresión redujo el suministro siliciclástico durante el Ashgill inferior y medio al mínimo absoluto de la sedimentación Paleozóica conocida en la región; el Macizo del Ebro, en gran parte sumergido, aportaba únicamente las arcillas de las margas de la Facies Reboquilla.

1.3 Silúrico

El Silúrico se halla representado por una serie continua y completamente clástica, predominantemente pizarrosa y monótona. Mientras alrededor de su base existe una laguna, de duración no muy bien conocida pero no larga, su techo es continuo con el Devónico. Debido a la ductilidad tectónica de las pelitas silúricas y a las difíciles condiciones estructurales y de afloramientos, y también a la escasez de fósiles, el estudio de los depósitos del Silúrico y de sus faunas ha progresado menos que el de los otros sistemas. Sin embargo, la actual investigación del contenido palinológico por KELLER Y KISTNER (Universidad de Würzburg) y recientes hallazgos adicionales de graptolitos podrán resolver los problemas y dan también a esta serie silúrica, que es una de la más potentes de la Península, una importancia suprarregional.

La mayoría de los datos antiguos acerca del Silúrico son ó no reproducibles ó erróneos, y no se comentarán.

1.3.1. Fm. Orea y Fm. Cuarcita Blanca. Pizarras y cuarcitas. (14). Llandovery inferior

Debido a su escasa potencia, estas dos formaciones, separables fácilmente en el campo, se han agrupado en el mapa. Su trazado es esencial para la interpretación estructural. Los afloramientos se hallan en el NO de la hoja.

a) Fm. Orea

La potencia varia entre unos 40 y 70 m. Dominan sedimentos arcillosos de variable contenido arenoso, pero también hay lentejones de cuarcitas con distribución irregular. Buenos afloramientos, aunque tectonizados, ofrece la carretera Luesma - Fombuena al lado de la Mina del Hocino.

La formación comienza con sedimentos muy diversos y en paraconformidad ó sobre ligero relieve erosional encima de diversos niveles de la Fm. Caliza de Cistideos ó (en el E) sobre el muro de ésta. Alrededor de El Castillo de Nogueras, (en el Barranco de la Cruz, Peña Lisa, y Collado Chorrillo) la base de la Fm. Orea es una cuarcita blanca de escasos 20 m, que es muy similar a la siguiente Fm. Cuarcita Blanca y que demuestra la reanudación de locales aportes clásticos del Macizo del Ebro. Unos bancos de arenas de cuarzo relativamente gruesas se hallan al SE de la curva más septentrional de la carretera Bádenas - Cucalón como producto de un ancho canal . En La Rebozilla (1.7 km SW de Luesma) y en la Mina del Hocino se hallan pizarras arcillosas que han de considerarse como el sedimento normal ó de fondo.

También en tales pizarras finas se encuentran, en distribución esporádica, frecuentes granos de cuarzo de alrededor de 1 mm y, con escasa frecuencia, de varios mm y hasta 5 cm. Se han encontrado cantos de material arenoso a limolítico en posición subvertical, que sólo pueden haber sido transportado en estado congelado (Mina del Hocino). Ocasionales cantos de la Caliza de Cistideos (dataciones con conodontos por KOLB, 1978) y fósiles de ésta, separadas de la Facies Rebozilla, se hallan con cierta frecuencia (Rebozilla). Estos clastos han de interpretarse como dropstones, transportados por témpanos de hielo y procedentes de emersiones próximas.

La Fm. Orea carece de macrofósiles propios, no resedimentados. Los primeros hallazgos de acritarcos por HAFENRICHTER (1979) sólo permitieron una datación silúrica, sin más detalle. Recientes hallazgos por KELLER (comunicación oral 1985) revelan que también floras de niveles antiguos del Ordovícico se hallan resedimentadas en la Fm. Orea.

En la laguna documentada bioestratigráficamente entre Caliza de Cistideos y F. Orea y en la erosión del techo de los sedimentos ordovícicos hay que ver los efectos del descenso eustático del nivel del mar debido a la glaciación finiordovícica. Los dropstones documentan la influencia periglacial con temperaturas bajas (CARLS 1975, HAFENRICHTER 1979). Los cambios laterales de facies y de potencias pueden deberse a la continuación - hasta este nivel sólo - de la subsidencia ligeramente diferencial ya notable en el Ordovícico.

b) Fm. Cuarcita Blanca

Midiendo sólo entre 16 y 25 m, esta formación de cuarcitas muy duras siempre causa relieves positivos, formando crestas abruptas entre materiales blandos.

Se trata de ortocuarcitas frecuentemente recrystalizadas, siendo las cuarcitas más puras y duras de toda la serie paleozóica. Sus buenos afloramientos facilitan el trazado de fallas pequeñas y el análisis de la red de diaclasas. En la tectónica son importantes las pequeñas escamas de estas cuarcitas que se alinean a lo largo de fallas y facilitan el trazado de estas. El grano de cuarzo es fino a medio, bien clasificado. Se han formado bancos decimétricos (ocasionalmente más de 1 m) con estratificación cruzada de gran escala y laminación centimétrica.

La fauna es extremadamente escasa: KOLB (1979) halló, en el SE de la hoja Paniza, el braquiópodo Aratanea monodi? HERTA SCHMIDT 1967 conocido en el Silúrico temprano de Mauritania; en el afloramiento al O de la carretera, 1 km SSO de Luesma, hay unos lamelibranquios indeterminados. Los fósiles descartan una sedimentación eólica de las arenas y demuestran que se trata de sedimentos marinos de barras litorales extendidas por rápidos y muy amplios movimientos de la línea de la costa al fin de la fase periglacial.

1.3.2 Fm. Bádenas. Pizarras, limolitas y cuarcitas, (15 y 16). Llandovery inferior a Ludlow superior.

Esta formación predominante del Silúrico mide por lo menos unos 900 m, ocupa las mayores áreas en la Depresión del Cámaras, y representa el piso tectónico medio de ésta. Siendo macrofósiles escasos, la cartografía de esta formación fuertemente tectonizada (es un piso muy móvil) se tiene que basar en caracteres litológicos para su subdivisión en los 5 miembros a-e (=S3a - S3e). En la cartografía 1: 10.000 siempre se pueden distinguir los miembros arenosos b y d (50 y 45 m), pero generalmente no se pueden trazar contactos tectónicos entre las pizarras blandas de los miembros a, c, y e. En Escala 1:50.000, por consiguiente, las mitades baja y alta sólo se pueden señalar con el mismo matiz (15), pero se cartografía el miembro arenoso b (matiz 16) que subdivide la formación en dos partes de comparables espesores e ilustra, por su trazado detallado, el estilo tectónico dentro de la formación.

Los sedimentos dominantes (80%) son pizarras arcillosas muy finas y ricas en sulfuros. La meteorización de estos produce H_2SO_4 , cambia los colores negros de la roca fresca a tonos de ocre claro y puede causar la formación de cristales de yeso, de blancas precipitaciones sulfáticas en los arroyos (puente sobre el Arroyo del Val, 2.5. km SW de Luesma). Costras limoníticas son precipitadas de aguas ácidas (H_2SO_4) al subir el pH de estas (x: 652.600, y: 4554.670). Aguas procedentes de terrenos pizarrosos de Fm. Bádenas no suelen ser potables. Estas pizarras arcillosas blandas facilitan una erosión linear muy fuerte que conduce a la rápida evolución de "Badlands", sobre todo en el potente miembro pizarroso a.

Hay abundantes intercalaciones limolíticas y finamente arenosas de pobre granoselección (varios tramos de miembro a, miembro c). Arenas finas bien separadas forman bancos centimétricos a decimétricos ó niveles de lentejones con estructura flaser, que llevan ripples.

Dos miembros (b y d) son ricos en bancos gruesos de areniscas y cuarcitas depositadas en aguas movidas; ocasionalmente se intercalan bancos de cuarcita también en los miembros arcillosos. La fauna bentónica es en general escasa y sólo se halla en tramos arenosos, donde puede ser abundante. Los Graptolitos se han hallado, durante los últimos años, en muchas localidades (descripción por WEHNER 1984), pero son

también escasos, a pesar de que las pizarras finas ampelíticas se hubieran prestado a su preservación. La interdigitación de niveles con graptolitos y faunas bentónicas da cierta importancia bioestratigráfica a la sucesión faunística.

La potencia total de la Fm. Bádenas esta comprendida entre 900 y 1400 mts; la incertidumbre radica en el Miembro a. La edad abarca desde el Llandovery superior hasta ludlow superior.

El miembro inferior a (=53a) es el más pizarroso. Tiene tramos sobre 50 m de ampelitas finas y también alternancias de pizarras y limolitas y grupos de bancos arenosos. Su potencia, calculada de la cartografía, es 400 m como mínimo. Grandes afloramientos plegados y fallados hay en el Barranco del Val (extremo NO de la hoja) encima y debajo de la carretera Luesma-Fombuena; al NE de la carretera 6 km al O.N.O. de Bádenas hay algunos afloramientos muy erosionados y fallados. La secuencia completa del Miembro a se desconoce aún.

Varios afloramientos con graptolitos permiten dataciones (WEHNER, 1984). 4 km NO de Herrera de los Navarros (hoja Azuara), la base del Miembro a lleva Rastrites sp. y Monograptus cf. sedgwicki (PORTLOCK 1843) y parece comenzar en la zona de graptolitos 21 (base del Llandovery superior). En el camino al SO de Cabeza de la Gorra, a 120 m de la carretera (x: 653.200, y : 4552.900), probablemente 150 m encima de la base, Petalograptus cf. altissimus (ELLES & WOOD D 1908) indica el intervalo de zonas 21-22. En el flanco O del barranco, 120 m SO de la galería más occidental de la Mina del Hocino hay Pristiograptus variabilis (PERNER 1897) que permite una datación de zona 21 a 23. Casi 100 m debajo del techo del miembro, 750m E de Luesma (x: 656.270, y: 4559.040), Monograptus of. marri PERNER 1897 no admite una posición encima de la zona 24. Graptolitos más recientes no se conocen en este miembro que esencialmente ocupa la mayoría de Llandovery superior.

En partes bajas y medias del Miembro a, pocas cuarcitas areniscas y limolitas llevan los braquiópodos Mendacella sp. y Aphanomena cristobali JAHNKE nom. nud. (e.g. 700 m SO de Luesma, x: 655.200, y: 4558.500). Localmente hay, además, Homalonotidae (Arroyo del Val, 230 m MNO del puente de la carretera Luesma-Fombuena), Dalmanellidae gen. indet. (campos 1,4 km SSW Luesma, 300 m de la carretera), crinoideos enteros (2.0 km S de Luesma a, 500 m al SE de las de las curvas

de la carretera), cefalópodos ortocónicos y restos de Eurypterida. Faunas bentónicas se conocen sólo al O de la línea Luesma-Bádenas.

Algunos bancos de grano grueso (microconglomerado) existen (50 m por debajo del techo) a 0,8 km al SSO del puerto más alto y más meridional de la carretera Fombuena-Luesma (x: 652.800, y: 4555.250); y parece tratarse de un paleocanal individual.

Miembro b (=s3b) es una alternancia de limolitas areniscas y cuarcitas entre ampelitas con una potencia de 50 m. Un corte bueno, aunque fallado, existe encima de la carretera a 1 km al SO de Bádenas. Un corte invertido se halla 1,0 km al NO de Mezquita de Loscos (x: 662.330 - 662.430, y: 4549.600). Cerca de la base existe siempre una rica icnofauna con "burrows" horizontales y pequeños Rusophycus sp. y Cruziana? n.sp. de artrópodos. El miembro se subdivide en 2 paquetes; en el centro de cada paquete hay un banco de cuarcita de hasta 2 m de espesor y persistente por toda la zona. Aparte de muy escasos ortoceratidos, falta fauna. Destacando de su muro y techo más blandos este miembro forma pequeñas crestas y alturas.

Miembro C (=s3c) Su potencia máxima se ha calculado en 230 m. Dominan en él, pizarras limolíticas, disminuyendo las pizarras arcillosas. En el techo hay una docena de metros de pizarras, muy características duras tableadas, de color gris-pardo. En algunos puntos, Valdelacasa, 1 km al NO Noguerras) se han hallado cefalópodos orto y cirtocónicos ("Cyrtoceras") en la parte alta del miembro. Graptolitos de medio del miembro 536 (camino Fombuena-Cerveruela, 650 m al NNO Fombuena, hoja Daroca) comprenden Monograptus of. fl. flexilis ELLES 1900 que se delimita a la zona 29 (Wenlock medio). sobre esta hoja, al S. del Río Cámaras, en el comienzo del corte "Viñas" (x: 658.640, y: 4552.880) a 2.1 km al NNE Bádenas) se halló Monograptus of. priodon BRONN 1835 que no sube más que la zona 31.(WEHNER 1984) Graptolitos más modernos no se han hallado en el Miembro 53C. Conforme la datación del próximo miembro, el Miembro 53C representa, esencialmente, la mayoría del Wenlock.

El Miembro d (=s3d) mide 45 m y es tico en cuarcitas y areniscas con fauna. Morfológicamente destaca poco. En su base hay una alternancia con bancos de cuarcita gris, llenos de restos de crinoideos, que forma un importante nivel guía. En

la mitad superior hay areniscas fosilíferas algo calcáreas; de estas se extrajeron conodontos (CARLS 1977): Ozarkodina sagitta (WALLISER 1964) y Oz. excavata (BRANSON & MEHL 1933), Como, según WALLISER (1964) Oz. excavata se hace común sólo de la zona de Oz. crassa en adelante, esta fauna correspondería al tránsito de las zonas de conodontos sagitta/crassa, ó sea al Ludlowense basal.

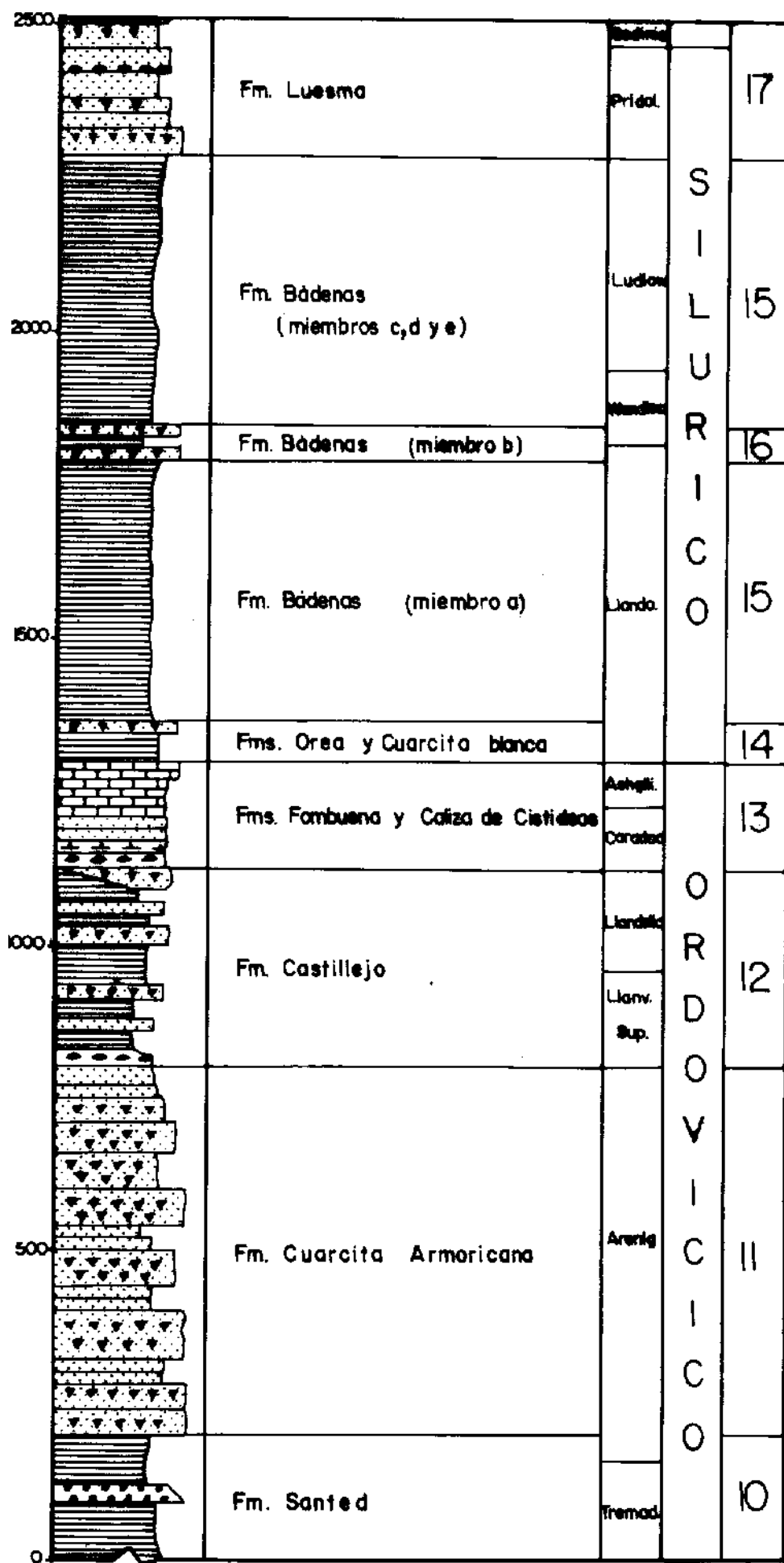
La macrofauna comprende los trilobites Homalonotidae, Mimocryphaeus altecostatus GANDL 1972, Chimaerastella chimaera GANDL 1972, Leonaspis cf. leonhardi (BARRANDE 1846), los braquiópodos Baturria edgelliana simonae CARLS 1974, Eostropheodonta sp. F, Strophochonetes (S.) cingulatus RACHEBOEUF 1981, Stegerhynchus? sp., el bivalvo Actinopteria sp. y otros, gasterópodos, hyolitidos, y crinoideos.

Ecológicamente, esta asociación bentónica es muy similar a aquellas, menos ricas, que se hallan en el miembro a; representa una plataforma arenosa somera, comparable a la Facies Renana del Devónico.

El Miembro e (=s3e), mide 145 m y forma recesos morfológicos porque es predominantemente pizarroso. En las pizarras finas, negras se intercalan pocos banquitos centimétricos de areniscas y limolitas en un paquete basal (oc), y un alternancia arenosa con areniscas y cuarcitas en bancos decimétricos en la base del paquete superior (). Los últimos bancos aumentan en espesor hacia E.

Un corte bueno, que comprende también el miembro s3d, es el corte "Viñas" al S del Río Cámaras que empieza a 1 km al O del puente al SO de Sta. Cruz (x: 658.660, y: 4552.880 a x: 659.000, y: 4552.820). Otro corte importante ofrecen el collado y la cuesta al SO de la Dehesa (de x: 653.680, y: 4554.570 a x: 653.900 y 4554.700). Ambos cortes son fosilíferos.

En el paquete basal (en corte "Viñas") WEHNER (1984) determinó Saetograptus (S.) leintwardinensis primus BOUCEK 1936 que indica la zona 36 (=Ludlow medio). Encima de las cuarcitas fuertes del paquete se hallan -siempre en lajas de arenisca ó cuarcita fina- Saetograptus (S.) fritschii linearis BOUCEK 1936 y Monograptus dubius (SUESS 1851); éstos graptolitos corresponden al Ludlow superior. El techo de la Fm. Bádenas se halla, por consiguiente, próximo al límite Ludlow/Pridoli. A estos últimos



Columna estratigráfica sintética del ORDOVICICO y SILURICO.



Oolito ferrugineoso



Caliza



Marga



Arenisca



Cuarcita



Pizarra



Conglomerado

graptolitos se asocian tanto el braquiópodo epiplanetónico Strophochonetes (Hypselonetes) vinearum RACHEBOEUF 1981 como los bentónicos "Camarotoechia nucula", Howellella cf. elegans (MUIR-WOOD 1925). Igualmente hay bivalvos de ambos tipos: Actinopteria sp. (bentos) y Panenka sp. (epiplancton). Restos de Eurypterida representan el necton.

La Fm. Bádenas es el relleno de una de las cuencas de mayor subsidencia durante el tiempo Llandovery superior-Ludlow superior en la Península. La sedimentación de las areniscas y cuarcitas fosilíferas tuvo lugar en aguas someras y bien oxigenadas. Las ampelitas documentan la preservación de ricas bioproducciones en aguas calmas. Que éstas no eran lagunares resulta del fitoplancton bastante diverso hallado en primeros ensayos palinológicos por KELLER (1981): Los acritarcos documentan una interferencia de influencias pelágicas y costeras. Las secuencias de macrofaunas pelágicas (graptolitos y organismos epiplantónicos) y bentónicas de tipo rhenano abogan para una plataforma fangosa con repetidas influencias costeras que parecen haber progradado de E a O. Los suministros arenosos son interrupciones episódicas de la sedimentación lenta y predominantemente lutítica, típica del Silúrico.

1.4 Devónico

Las formaciones devónicas se concentran en el núcleo de la Depresión del Cámaras. Destacan por sus contenidos en calizas, su muy detallada y lateralmente constante subdivisión lioestratigráfica, y por su riqueza en faunas bien horizontadas.

La subdivisión corresponde a los frecuentes cambios de facies en sentido vertical. Se trata de una oscilación rítmica entre condiciones más costeras (Facies Renana) y más pelágicas (Facies Hercínica). De ahí la importancia del Devónico de Celtiberia para la correlación bioestratigráfica entre diversas facies marinas a escala intercontinental.

Todavía se desconocen, por razones tectónicas, algunos tramos del medio del Emsiense superior, del Eifeliense alto y Givetense bajo, y del Devónico superior. Según las facies, es de suponer que la sedimentación fué continua hasta el Fameniense bajo por lo menos.

Desde DONAYRE (1873), quien descubrió la famosa fauna del siegeniense cerca de la fuente de Nogueras, todos los primeros investigadores se ocuparon del Devónico (DE CORTAZAR, 1885; DEREIMS, 1898; LOTZE, 1929; MELENDEZ, 1944), pero la ausencia de cartografía geológica detallada sólo les permitía descripciones muy incompletas. CARLS (1965 y posteriores) estableció la serie conocida, no sin algunos errores ya corregidos ó eliminados aquí.

Las dataciones se basan sobre todo en los siguientes estudios de fósiles: Trilobites (GANDL, 1972), braquiópodos (CARLS, 1965, 1971, 1974, 1984, y otros; RACHEBOEUF, 1981; JAHNKE, en preparación), conodontos (CARLS & GANDL, 1969; CARLS, 1969, 1975; CARLS & LAGES, 1983) dacrioconaridos y goniatites (CARLS et al., 1972). La publicación de las faunas está en preparación.

1.4.1 Fm. Luesma, cuarcitas y pizarras (17). Pridoliense-Gediniense inferior

Las cuarcitas duras de la Fm. Luesma constituyen todas las elevaciones importantes cerca del núcleo de la Depresión del Cámaras. El mejor corte es el camino al N del Río Cámaras, de 1.6 a 1.2 km al SSO de Sta. Cruz de Nogueras (de x: 658.940, y: 4553.000 a x: 659.350, y: 4552.980), pero aquí hay pequeñas fallas cerca del límite Silúrico/Devónico y en el tramo superior. En la vertiente NO de Cabezo del Pino (=Valdelpino, 1201 m), 2 km al SE de Luesma se halla un corte de referencia regional del límite Silúrico/Devónico (CARLS 1977).

La Fm. Luesma mide 225 m, con escasas variaciones se subdivide en los 3 miembros d1a, d1b, d1c; cada uno de éstos se subdivide en paquetes , , etc. de litología y fauna particulares.

Cada miembro empieza con ortocuarcitas blancas (paquetes) con bancos métricos, estratificación cruzada de gran escala (láminas hasta 1.5 cm) y grano fino a medio. Hacia arriba suelen seguir alternancias de bancos decimétricos de cuarcitas con pizarras parecidas a las pizarras de la Fm Bádenas.

La Fm. Luesma en total, y cada miembro por sí sólo son granodecrecientes. Como ocasionales influencias del Macizo del Ebro, hay lechos microconglomeráticos individualizados dentro de cada miembro con algunos granos de cuarzo de unos 2 mm.

A éstos se asocian cantos intraformacionales de fosforita gris. Encima de las cuarcitas basales del Miembro d1b se extiende por toda la zona un oolito ferruginoso, de 1 m aproxim. de potencia; lleva una fauna de sendas especies de bivalvos y braquiópodos (? Rhynchonellida), numerosos restos de vertebrados y fosforita. Otro nivel ferruginoso, menos persistente, se halla encima de las cuarcitas basales de Miembro d1c. El origen de estos oolitos es explicable en analogía a los oolitos del Ordovícico medio. En la icnofauna destaca, sólo localmente, en el paquete d1b Skolithos linearis HALDEMANN 1840; por debajo, en el techo del paquete d1a abundan siempre "burrows" subhorizontales incluso Phycodes sp. en pizarras con bancos de cuarcita.

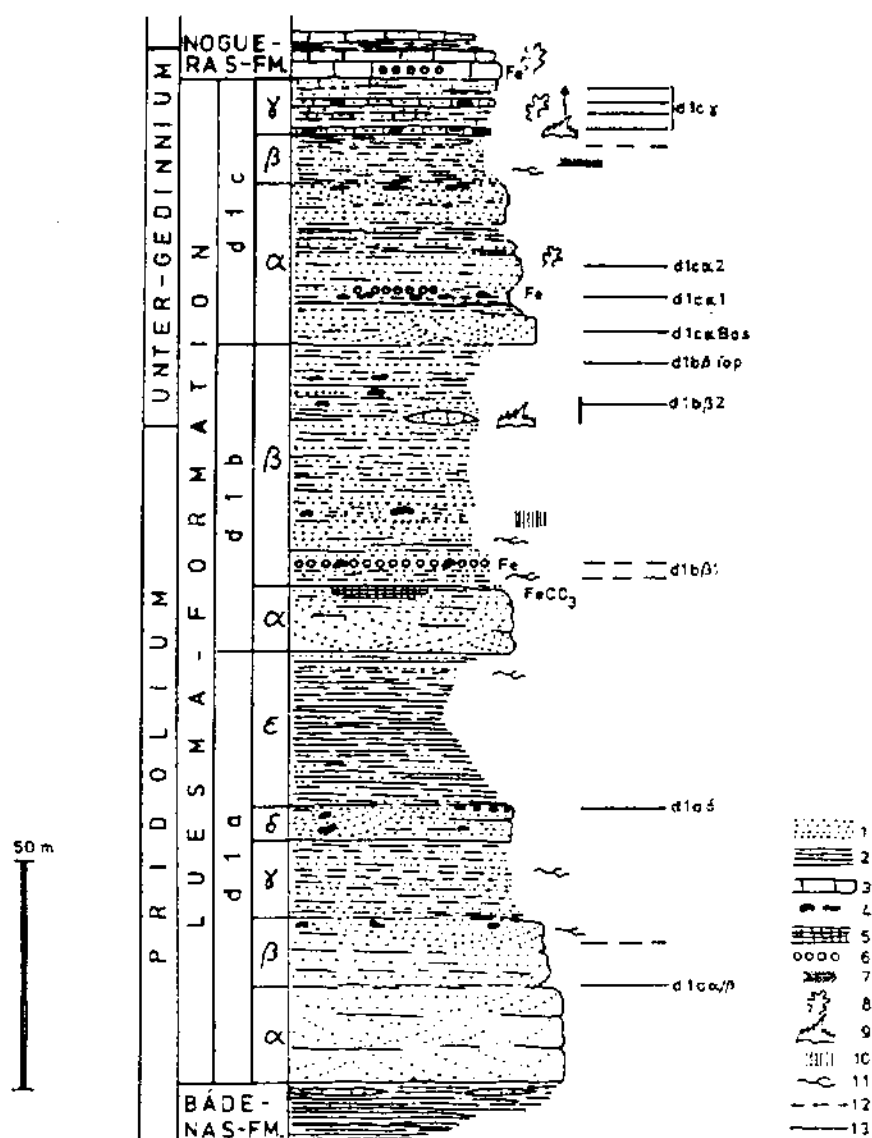
En cuarcitas impuras del paquete d1c se hallan "burrows" verticales de refugio asociados a estratificación de tipo "hering bone".

Las faunas, dominadas por braquiópodos, se delimitan, cada una, a niveles guía de escaso espesor. Han contribuido esencialmente a la reproducción del nuevo límite Silúrico/Devónico en facies rhenana y al entendimiento del Gedinense (CARLS & GANDL, 1967; GANDL, 1972; CARLS, 1969, 1971, 1975, 1977, 1985, 1986 en prep.; RACHEBOEUF et al. 1981).

Platyorthis sp. D e.g. monnieri (ROUAULT 1853), Howellella mercurii n. ssp. R CARLS 1985, Podolella rensseleeroides KOZTOWSKI 1928, Acastella tiro (R. & E. RICHTER 1954), Icriodus wo. woschmidtii ZIEGLER 1960, y Ozarkodina rem. remscheidensis ZIEGLER 1960 marcan el comienzo del Devónico en medio del paquete d1b . El Miembro d1a y la mitad inferior del Miembro d1b, incluso el oolito, pertenecen, por consiguiente al Silúrico (Pridoliense).

La importante biozona de Hollandina plana RACHEBOEUF & GARCIA-ALCALDE 1981 ocupa el medio del paquete d1c e indica aquí la parte alta de la biozona de Monograptus u. uniformis (RACHEBOEUF et al. 1981); sobre el terreno, su techo se traza mediante los moldes de colonias muy robustas de briozoos en cuarcitas impuras.

El techo de la Fm. Luesma, paquete d1c (13m), es una alternancia de areniscas y pizarras arenosas con individuales bancos (hasta 20 cm) de areniscas calcáreas con intraclastos y nodulos relucientes de fosforita negra (CARLS & ZIMMERLE 1985). Del



Corte sintético Fm. Luesma. 1.- Arenisca. 2.- Pizarras. 3.- Caliza. 4.- Fosforita. 5.- Costra carbonatada. 6.- Oolitos. 7.- "Herrinhbone". 8.- Briozoos masivos. 9.- Conodontos. 10.- "Skolitos". 11.- Bioturbación. 12.- Límites dudoso. 13.- Límite faunístico.

banco carbonatado basal, CARLS & GANDL (1969) describieron los holotipos de los siguientes conodontos: Icriodus woschmidtii transiens, Jer. angustoides bidentatus, e Jer. r. rectangularis que caracterizan este paquete. Aquí comienza Acastella tiro (R.&E. RICHTER 1954) y documenta la parte alta del Gedinense inferior, está acompañada por Howellella (Hysterohowellella) cortazari CARLS 1969; ambos suben a la Fm. Noguerras. El banco basal es un "bone bed" que lleva, además de fosforita y conodontos, gran abundancia de restos de vertebrados estudiados por MADER (1985).

La Fm. Luesma representa una etapa de frecuentes cambios ambientales, siempre en condiciones de plataforma somera. La comparación regional (e.g. con el Guadarrama oriental) demuestra un retraso de la subsidencia en la proximidad del Macizo del Ebro (CARLS 1983). Las cuarcitas blancas basales de cada miembro se deben a la formación de barras de arena por muy altas energías. Las faunas eran plenamente marinas, pero su baja diversidad (excepto paquete dlc) indica condiciones de vida algo extremadas por el régimen energético.

La formación de similares unidades con cuarcitas es general en la Cuenca Ibero-armoricana desde el Pridoliense hasta el tardío Gedinense inferior.

También el comienzo de la sedimentación carbonatada, que manifiesta una tendencia tansgresiva alrededor del techo de la Fm. Luesma, es similar -con sólo ligera variación cronológica- en toda esta cuenca (CARLS 1971, 1982).

1.4.2 Fm. Noguerras y Fm Santa Cruz. Calizas, pizarras y areniscas, (18). Gedinense inferior tardío-Siegeniense superior

En este mismo apartado se han unido, por razones de la escala cartográfica, dos formaciones bien distinguibles, ambas finamente subdivididas y de gran interés bioestratigráfico por sus ricas faunas de braquiópodos, trilobites y conodontos.

- a) Fm. Noguerras. - Esta alternancia de bancos de calizas (generalmente lumaquelas de braquiópodos) y pizarras arcillosas con algunos banquitos de arenisca mide 139 m. Morfológicamente destaca poco. Siendo el primer nivel fuertemente calizo por encima de más de 1.100 m del Silúrico y Devónico basal, su tramo menor se halla, con cierta frecuencia, mineralizado de minerales metalíferos

hidrotermales a lo largo de fallas (tipo "Mississippi Valley"). Faltan cortes continuos y completos pero numerosos cortes parciales, distribuidos por todo el núcleo de la Depresión del Cámaras (entre 2 km SE de Luesma y Monforte de Moyuela) se enlazan mediante muchos bancos y faunas guía persistentes por toda la zona, utilizándose una subdivisión jerárquica en 3 miembros (d2a-d2c), diversos paquetes (-) y bancos guía. El afloramiento más informativo es el Corte Escalabreras (CARLS 1965, de x: 659.680, y: 4554.640 a x: 659.880, y: 4554.260). Históricamente famoso es el afloramiento 50 m al NO encima de la fuente de Nogueras, descubierto por DONAYRE (1873) (x: 662.420, y 4555.950); expone sólo un tramo muy fosilífero cerca del techo (parte media de paquete d2c).

Las sucesiones de trilobites, braquiópodos y conodonton son importantes en la caracterización bioestratigráfica de los subpisos Gedinense superior y Siegiense inferior, y en la redefinición del límite Gedinense Siegiense para el cual se está ofreciendo un limitotipo (CARLS 1986).

El Miembro a (=d2a) mide 39 m (corte compuesto de registros, Los Poyales, 1.5 km a N de Sta. Cruz, base x: 660.460, y: 4554.970). En su base hay lumaquelas compactas con abundantes colonias muy masivas de briozoos (importante criterio de testigos de sondeos). A 2 m encima de la base existen lentejones de oolito ferruginoso (pocos dm); otros oolitos locales se encuentran unos 15 m y 45 m encima de la base de la formación. Las intercalaciones de pizarras arcillosas, menos fosilíferas, miden hasta 2 1/2 m y se hacen más frecuentes hacia el techo. La preservación de las conchas es pobre en las lumaquelas basales pero mejora hacia arriba señalando una disminución de las energías de transporte. Nódulos negros de fosforita abundan en varios bancos; especialmente el último grupo de bancos es rico en ellos y en restos de vertebrados (bonebed) lo que demuestra, en comparación con otras zonas, una reducción de la velocidad de sedimentación al lado del Macizo del Ebro.

Los 9 m basales con Acastella tiro (R. & E. RICHTER 1953, Howellella (Hysterohowellella) cortazari CARLS 1969 (que sube 2 m más), Pelekysgnathus serratus elongatus y Ozarkodina remscheidensis repetitor (CARLS & GANDL 1969) pertenecen aún al Gedinense inferior. El resto del Miembro a representa la primera mitad del Gedinense superior (CARLS, 1986) que se caracteriza en su mayoría

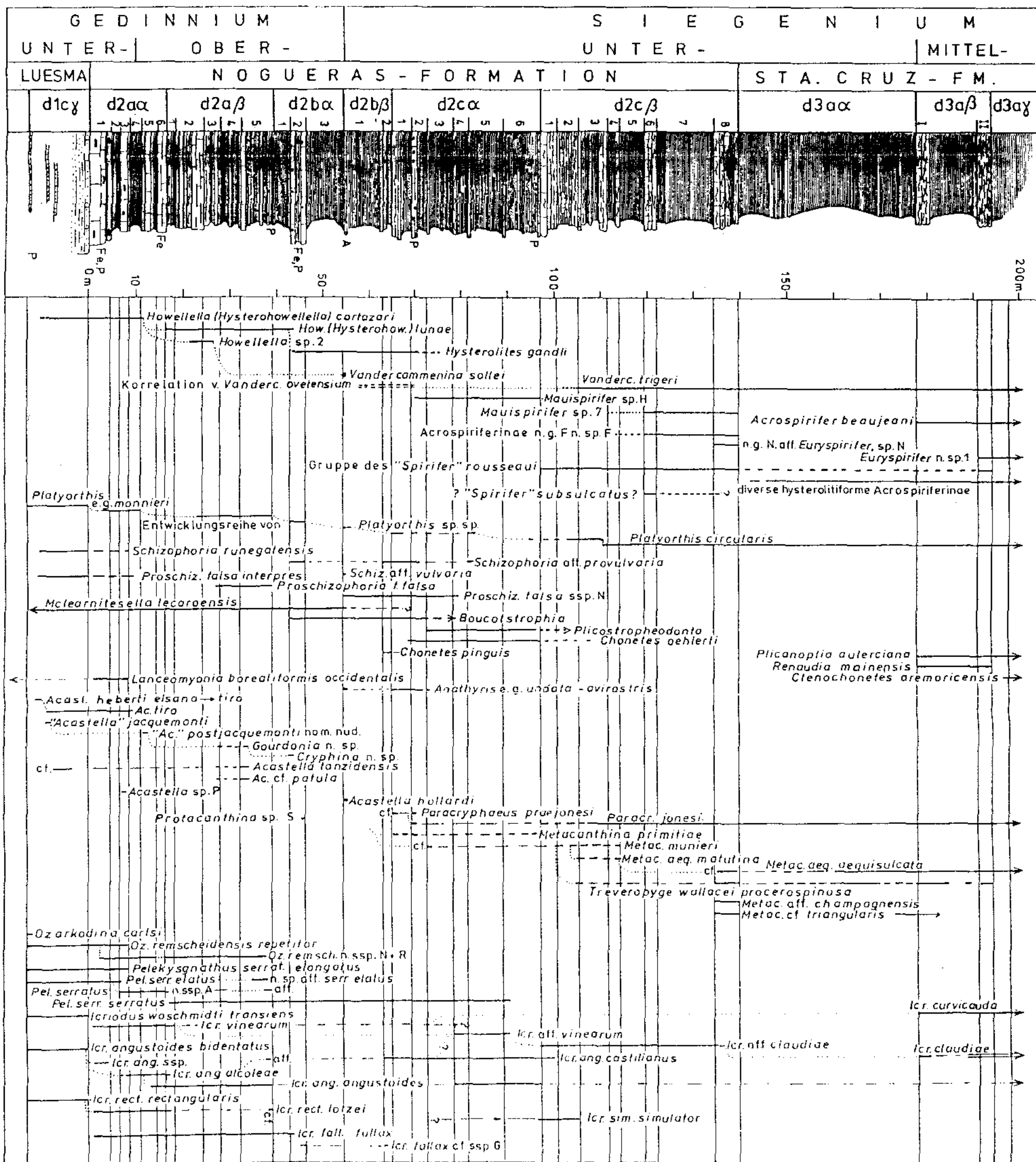
(paquete d2a) por How. (Hysterohowellella) lunae GOURVENNEC 1981 e Icriodus angustoides angustoides CARLS & GANDL 1969.

El Miembro b (=d2b) mide 26 m y es predominantemente pizarroso. 3.5 m encima de la base empieza un grupo de 3.5. m de espesor con unos bancos gruesos de caliza lumaquelica; aquí aparece el Hysterolites más antiguo. 10 m debajo del techo existe un banco guía de limolita no estratificada, algo margosa, con rica fauna. La primera apariencia del acrospiriferido Vandercammenina sollei CARLS nom. nud. se ha propuesto como marca bioestratigráfica para la redefinición del límite entre los pisos Gedinense y Siegeniense. (CARLS 1986).

El Miembro c (=d2c, con los paquetes d2c y d2c mide 74 m y es una alternancia de grupos muy persistentes de bancos calcáreos con tramos pizarrosos. Las calizas y margas presentan gran variación litológica, los bancos miden sólo hasta unos 30 cm, las faunas cambian de grupo en grupo.

El paquete d2c (32 m) tiene un "bonebed" con abundante fosforita en su segundo grupo de bancos. En su medio hay bancos margosos con faunas monioespecíficas de lamelibranquio. En el tramo superior hay rellenos de arenisca fina en paleocanales e intraclastos de sedimentación de materiales arcillosos endurecidos y teñidos de colores rojizos. Todo esto caracteriza una evolución del ambiente del subtidal muy somero al intertidal. Las faunas, siempre marinas, son ricas en Mauispirifer sp. H CARLS & HEDDEBAUT 1980, Chonetes oehlerti RACHEBOEUF 1976, Paracryphaeus del grupo P. jonesi (OEHLERT 1877), Icriodus angustoides castilianus CARLS 1969 y comenzando en el techo, Icriodus s. simulator CARLS 1969. El contenido en escamas de peces primitivos (marinos sólo) es importante.

El paquete d2c (42 m) demuestra un progresivo aumento de la profundidad, (hasta unos 50 m) llegando a condiciones de una plataforma muy plana (constancia lateral) y calma, debajo de la base del oleaje. Se establecen faunas de mayor diversidad, dominadas por braquiópodos, pero también ricas en corales rugosos solitarios, tabulados (Favositidae), briozoos y trilobites (Asteropyginae y Homalonotinae). La preservación es excelente. Más abundante son spiriferidos del grupo de "Spirifer" rousseaui ROUAULT 1853; importantes son también Vandercammenina trigeri (DE VERNEUIL 1850), Leptaenopyxis sp., Paracryphaeus jonesi. En el grupo de bancos



Fm. Noguerras y Base Fm. Sta. Cruz.

Corte sintético válido para toda la zona. CARLS 1986

margosos que forma el techo aparece el spiriférido ancestral al genero Euryspirifer; este hecho comprueba una edad anterior al Siegeniense medio, donde ya existe Euryspirifer (ver CARLS & HEDDEBAUT 1980, CARLS 1986).

Por tanto, el Miembro d2c caracteriza con sus faunas la mayor parte del Siegeniense inferior. En la literatura anterior a 1971 los equivalentes de la Fm. Nogueras se solían datar, erroneamente, como Siegeniense medio causándose gran confusión. Estos equivalentes, en toda la Cuenca Ibero-armoricana demuestran una evolución bio- y litoestratigráfica y biofaciológica esencialmente paralela a la descrita aquí. Especialmente, la tendencia transgresiva manifestada en el miembro d2c es muy común.

- B) Fm. Santa Cruz.- Esta sucesión rítmica de pizarras y areniscas con pocos bancos de caliza mide cerca de Santa Cruz de Nogueras, 295 m. Faltan cortes completos. La serie se ha compuesto, mediante numerosos cortes parciales, en los campos y a lo largo de los caminos al NO y SO de Santa Cruz (CARLS 1965). Buenos cortes parciales de la mitad inferior se ofrecen en los barrancos de Los Terreros, 3.0 km al SO de Mezquita de Loscos y 750 m NO de El Cerro. A lo largo del camino hacia la Mina Virgen del Carmen, de x: 659.480, y : 4552.960 hasta la carretera Sta. Cruz-Bádenas, hay buenos afloramientos parciales, pero varias fallas reducen la serie.

Sólo el tramo superior es bastante resistente a la erosión para causar relieves positivos (NO de El Cerro).

De manera modélica respresenta la Fm. Sta. Cruz el ritmo sedimentario que caracteriza toda la serie del techo de la Fm. Luesma hasta el Givetiense tardío (Fm. Cabezo Agudo); y que se interpreta de la forma siguiente.

- c) Después de una sedimentación de tipo rhenano (areniscas de aguas someras) se suele cortar bruscamente el suministro arenoso.
- 1 Mientras el agua se profundiza del nivel próximo al intertidal en unos 10 a 20 m, se mantiene aún la energía suficiente para favorecer una rica y diversa población de braquópodos de cáscaras fuertes, corales rugosos solitarios, tabulados,

briozoos masivos y crinoideos robustos. Esta fauna es de tipo rhenano, favorecido por altas energías; pero se asocian también formas "bohémicas" que no admiten turbidez del agua. Faltando aportes siliciclásticos gruesos, el oleaje produce un nivel de escasa potencia de calizas lumaquéllicas en bancos decimétricos.

- 2 El profundizamiento progresivo reduce las energías y permite la sedimentación de arcillas; en éstas aparecen elementos de la fauna pelágica (*Dacryoconarida*, *Plicanoplia*) que facilitan la correlación biostratigráfica entre las facies rhenana (litoral a nerítica) y hercinica (pelágica), lo que constituye el interés mundial del Devónico celtibérico (CARLS et al. 1972).
- 3 Encima de pocas docenas de metros de pizarras finas, vuelven a aparecer limolitas y luego areniscas en las cuales se dan faunas puramente rhenanas de diversos *Acrospiriferinae* grandes, anchos y fuertemente costulados, acompañados por *Chonetes*, *Tentaculites* etc. La acumulación, más rápida que la subsidencia llega a la colmatación de la cuenca conduciendo a condiciones intertidales, en varios casos, documentados por paleocanales, resedimentación etc. El próximo ciclo (ritmotema) se inicia mediante un nuevo corte del suministro siliciclástico.

En escasos extremos, los tramos de arenisca se reducen a sólo un banco de arenisca (Fm. Nogueras; techo del paquete d3b de la Fm. Sta. Cruz) interpretable como un "lag deposit".

Miembro a (= d3a) de la Fm. Sta. Cruz mide unos 75 m (cortes Los Terreros), y consiste sobre todo de pizarras finas con unas faunas de trilobites (GANDL 1972). De 39 m a 55 m encima de la base se extiende el paquete d3a con 2 tramos de 3 m de calizas margosas con ricas faunas. Ecológicamente idéntica a la última fauna de la Fm. Nogueras, la primera de estas faunas se distingue por abundancia de *Acrospirifer beaujeani* (BECLARD 1887); la superior contiene el *Euryspirifer* más primitivo. Basado en estos datos, CARLS (1986) propone la base de este nivel para la redefinición del comienzo del Siegeniense medio, revisando anteriores dataciones.

El Miembro b (=d3b) demuestra plenamente la ritmicidad arriba descrita que da lugar a 3 niveles calizos (bancos guía). Mide, alrededor de Santa Cruz de Nogueras, 135 m.

Destaca una alternancia arenosa de 40 m con paleocanales como tramo superior de su segundo ritmotema, siendo los demás niveles más pizarrosos. La revisión de su datación (CARLS 1986) aporta una edad del Siegeniense alto.

El Miembro c (=d3c) mide 85 m en Santa Cruz, y es una alternancia muy arenosa. La fauna aparte de icnofauna- falta practimente. Abundan las bioturbaciones en casi todas las areniscas y limolitas arcillosas; los icnofósiles más característicos son las "spreiten" helicoidales de Zoophycus en gran abundancia. Algunos bancos de arenisca cuarcítica están llenos de Skolithos. A orillas del Río Cámaras, 750 m al NNE de Nogueras (x: 662.660, y: 4556.430; El Manchón) se combinan los siguientes fenómenos: Las superficies de los bancos arenosos son densamente perforados por diversos Domichnia y "burrows" verticales de refugio. Se hallan grandes Orbiculoidea sp. Un paleocanal relleno de cantos intraformacionales de fosforita negra y de huesos lleva abundante Galena de origen sedimentario-diagenético. Los bancos arenosos de espesores variables han sufrido un fuerte "slumping". Existe un banco de oolito ferruginoso (unos 25 cm) con pocos restos de braquiópodos (Meganteris sp.) que documentan condiciones marinas. Ripples de tamaño, morfología y dirección muy variables son muy abundantes. Todos estos fenómenos, combinados con la falta de faunas ricas, caracterizan el Miembro C como un depósito intertidal.

El último banco del grupo compacto de bancos de arenisca en el techo de la Fm. Sta. Cruz contiene, en todas localidades, una rica fauna de braquiópodos de gran tamaño; ésta es esencialmente rhenana, pero incluye también elementos bohémicos: Acrospirifer baujeani, Euryspirifer pellicoi (D'ARCHIAC & de VERNEUIL 1845), Vandercammenina trigeri, Crinistrophia sp., Leptaenopyxis sp., Plicostropeheodonta sp., Anathyris sp., Meganteris archiaci (DE VERNEUIL 1850) Schizophoria sp., Dalejina sp., crinoideos, briozoos y corales solitarios. Arduspirifer n. sp. e. g. arduennensis (SCHNUR 1853) es más primitivo que los taxones caracterizando el Emsiense; la fauna ha de atribuirse, al contrario de las dataciones anteriores, al Siegeniense superior ya tardío.

Los sedimentos arenosos de la Fm. Sta. Cruz son ricos en mica, poco maduros, y de pobre separación granulométrica, contrastando así con la Fm. Luesma. Como las faunas superiores del Miembro b desaparecen al SO de Mezquita de Loscos, y como los paleocanales se dirigen, preferentemente, del S hacia el N se deduce un avance de

la facies intertidal de S (ó SO) hacia N (ó NE). Una influencia del Macizo del Ebro ya no se puede detectar; los aportes siliciclásticos han de derivarse del S (SO) (CARLS 1983). La marcada ritmicidad sedimentaria (granocreciente y "shallowing upward" corresponde esencialmente al ritmo de la subsidencia. Este último tuvo frecuentes efectos regresivos y transgresivos ya que la zona estudiada siempre pertenecía al ambiente de plataforma somera hasta intertidal. Un efecto sobrerregional es el brusco cambio en el límite superior de la formación; corresponde bien al límite entre los T-R ciclos Ia y Ib, que JOHNSON et al. 1985) consideran como globales.

1.5.3 Fm Mariposas y Fm. Castellar. Calizas, margas y pizarras arcillosas (19) Siegeniense terminal a superior temprano.

Estas dos formaciones son un conjunto esencialmente pizarroso; aparte de dos tramos calizos en su parte basal, no contienen rocas morfológicamente resistentes. Faltan cortes completos y continuos; la serie ha sido compuesta mediante numerosos cortes parciales y sus faunas; se alcanza una potencia de 360 m. Su potencial bioestratigráfico es de importancia para la correlación entre las facies rhenana y hercínica (CARLS et al 1972, CARLS 1986).

A) Fm. Mariposas

La Fm. Mariposas mide unos 205 m y se divide en dos miembros (a = d4a, b= d4b) de 45 y 160 m resp.

El miembro inferior d4a consiste de dos alternancias de bancos de caliza lumaquéllica con pizarras arcillosas (paquetes d4a , 8 m y d4a 18 m) separadas por un paquete pizarroso (d4a , 18 m). Un corte casi completo, incluyendo tanto el techo de la Fm. Sta. Cruz como la base del Miembro d4b, se halla en El Manchón 1.0 km NNE de Nogueras (base en x: 667.820, y: 4556.630) subiendo la cuesta hacia SE en el barranco has x:662.900, y:4556.540. Todos los niveles abundan en fauna, dominando braquiópodos, en especial Arduspirifer con una secuencia evolutiva del grupo de A. arduennensis.

Otros braquiópodos abundantes son: Platyorthis, Dalejina, Schizophoria, Leptagonia, Leptaenopyxis, Leptostrophia. Plicostropheodonta, Iridistrophia, Chonetes, Uncinulus,

"Atorpa", Acrospirifer (sólo en el tercero inferior), Euryspirifer, Meganteris, etc. Además hay lamelibránquios, ostrácodos, trilobites (Homalonotinae, Otarion, en el techo Phacops y "Scutellum", y los Asteropyginae descritos por GANDL (1972): Treveropyge prorotundifrons iberica, Treveropyge? acrifrons, Metacanthina aswoensis, Kayserops obsoletus, y Greenops sp. M.

El límite Siegeniense/Emsiense se conoce mediante la aparición del morfotipo típico de Acrospirifer fallax GIEBEL 1853 en la parte baja del paquete d4a (CARLS 1986), ó sea un poco por encima de la base de la Fm. Mariposas.

De la base de la formación hasta la base del segundo miembro se halla Polygnathus dehiscens PHILIP & JACKSON ; el paquete d4a está caracterizado por Icriodus celtibericus CARLS & GANDL 1969 que se releva, en el medio del paquete d4a , por I. bilateri crescens multicostatus CARLS & GANDL 1969 y Ozarkodina? miae (BULTYNCK 1971); Icriodus sigmoidalis CARLS & GANDL 1969 se extiende de la base de la formación hasta la base del paquete d4a .

Según las correlaciones por CARLS (1986), el límite de los pisos hercínicos Praguense/Zlichoviense se sitúa dentro del paquete calizo d4a .

Los sedimentos del Miembro d4a, la buena preservación de los fósiles y la composición y diversidad de sus ricas faunas de tipo predominantemente rhenano demuestran la deposición de un ambiente nerítico abierto y estable, con moderada velocidad de sedimentación en aguas bien oxigenadas pero ya debajo de la base del oleaje.

En el tránsito al Miembro b se profundiza el agua ligera y progresivamente: Se establecen condiciones de la Facies hercínica que duran hasta la Fm. Castellar. Este proceso se estudia de modo ejemplar en el corte Regajo-Parideras (CARLS 1979, al SE encima del arroyo occidental del nombre Regajo, 2.75 km al NO de Loscos, delimitado por dos fallas, comenzando en el medio del paquete d4a , ligeramente complicado en el techo del paquete d4a , y terminando en la parte basal del paquete d4b (base x: 662.350, y: 4551.740; techo x: 662.450, y: 4551.850).

El Paquete d4b (31 m) es una alternancia de calizas micríticas, algo margosas y en parte nodulosas, oscuras y algo fétidas con pizarras arcillosas negras y muy finas. La base lleva aún pocos restos de la biofacies rhenana y abundantes "Receptaculites" sp., (un alga de la zona eufótica que, si era bentónica, delimitaría la profundidad a unos 60 m) y abundantes "burrows" de endobentos que necesitaba suficiente oxígeno. Las pizarras son ricas en Dacryoconarida (Styliolina, Metastyliolina, Viriatellina, Nowakia), Ostrácodos y, ocasionalmente, restos de Phyllocarida. En las calizas, el bentos disminuye hacia arriba, quedando trilobites como Phacops, Leonaspis y Scutellum. A la vez aumentan cefalópodos ortocónicos. Unos 10 m debajo del techo se hallaron Nowakia praecursor BOUCEK 1964 y el primer amonoideo, Augurites sp. Unos 2 m por debajo del techo del paquete d4b existe un banco guía con Anetoceras sp., Mimagoniatites cf. zorgensis (A. ROEMER 1866), y Nowakia barrandei BOUCEK & PRANTL 1954; es atribuible tanto a la parte alta del Emsiense inferior como al Zlichoviense tardío. La biozona de conodontos con Polygnathus gronbergi KLAPPER & JOHNSON 1975 comienza en la base del paquete d4b ; la biozona de Pol. laticostatus aún no está delimitada con precisión, pero se extiende alrededor del techo del límite de paquetes d4b .

El Paquete d4b es pizarroso, mide cerca de 30 m (faltan cortes completos) y contiene faunas mixtas de plancton y bentos de tipo hercínico, asociándose pocos pero importantes elementos rhenanos. En el medio del paquete se hallan Nowakia cancellata RICHTER 1854, índice del Dalejiense basal, y los trilobites rhenanos Kayserops cf. kochi (KAISER 1883) y Rhenops lethaeae (KAISER 1889) que son los primeros elementos del Emsiense superior hallados aquí. Esta asociación se puede hallar a lo largo de la carretera recta 400 m al NNE de la iglesia de Nogueras, unos 20 a 40 pasos al S de la curva (x: 662.510, y: 4556.120); ha sido decisiva para la corrección de las correlaciones, antes erróneas, del límite entre Devónico inferior y medio a escala mundial (CARLS et al. 1972). Plectodonta (Dalejodiscus) minor (A. ROEMER 1850) es siempre abundante y permite el trazado de este paquete que se distingue, además, por su riqueza en Phacops (Ph.) fecundus degener BARRANDE 1846, Otarion, corales rugosos solitarios, el tabulado Cladochonus y el spiriferido Obesaria? sp. de cascara lisa.

El Paquete d4b es una alternancia de pizarras con bancos de margas midiendo 11 m. Un afloramiento muy plegado se sitúa al SE del puente sobre el arroyo oriental del

nombre Ragajo, 1.45 km al NO de Loscos (x: 663.120, y: 4550.610); otro bien preservado se extiende a lo largo de una senda al S del Barranco Herrería, 2.3 km al S de Mezquita de Loscos (x: 662.850; y: 4546.600); 200 m al NNE de Nogueras existen fallas.

Además de Nowakia cancellata se halla aquí la transición a N. richteri BOUCEK & PRANTL 1959 e incluso esta última, lo que documenta el comienzo de la biozona de N. richteri. Con esta datación coincide el hallazgo de un sólo ejemplar de Polygnathus serotinus TELFORD 1975 que afirma la equivalencia de las bases de las biozonas de P. serotinus y N. richteri. Los conodontos son escasos, sólo Icriodus fusiformis CARLS & GANDL 1969 e I. corniger ancestralis WEDDIGE 1977 suelen hallarse siempre.

El Paquete d4b consiste sólo de pizarras finas y mide unos 70 m. Este valor se calcula al S. del Barranco Herreria, 2.4. km al S de Mezquita de Loscos, donde existen, en un azona fracturada, unos afloramientos parciales (alrededor de x: 663.000, y: 4546.500). Los campos de El Castellar, 3 km al NNO Loscos, al S de la paridera (x: 663.190, y: 4552.760) se sitúan sobre este paquete. Se hallan Dacryoconarida (Viritellina aff. pseudogeinitziana BOUCEK 1964), Mimagoniatites sp., pequeños Nuculites sp. y el chonetido epiplactónico P. (Plicanoplia) carlsi RACHEBOEUF 1981 que sube hasta aquí desde las partes bajas de la Fm. Mariposas.

El paquete d4b son pizarras margosas, algo tableadas, oscuras, pero meteorizándose con colores ocreos a grises. Se halla en afloramiento fallado al N del Barranco Herrería, 400 m al SO de la Copa del Hondón (1152) (x: 663.160, y: 4546.730), donde parece tener un espesor hasta 20 m. En un corte probablemente reducido en espesor por fracturas, al E de El Castellar, encima del arroyo Regajo (oriental) (x: 663.250, y: 4552.750) se ha establecido el tránsito de 10 m de estas pizarras margosas a la Fm. Castellar. Unas condiciones similares se hallan 70 m SSO de la desembocadura del Barranco de los Terreros (de Copa del Hondón) al Barranco Herrería (X: 663.200, y: 4546.540). Los Fósiles son escasos, se halla Plectodonta (Dalejodiscus) minor.

El régimen pelágico, caracterizado por la predominancia de faunas hercínicas (plancton, epiplancton y cefalópodos) dura hasta el paquete de4b en pleno vigor; para pasar, gradualmente, a condiciones de facies rhenana en la Fm Castellar. El

miembro d4b es el equivalente de los Miembros Requejada (sin sus bancos basales) y "Tonschiefer" (= miembro de pizarras) de la Fm. Arauz en el N de Palencia (definiciones por JAHNKE et al. 1983) que también son de facies hercínica. El comienzo de este intervalo hercínico se registra también en el O de Francia (Rada de Brest, LE MENN et al. 1976; la base de la Fm. Reun ar C'hrank con fauna hercínica equivale al medio del Paquete d4b), tratándose de un impulso transgresivo de gran alcance sobrerregional.

B) Fm Castellar.

La Fm. Castellar se describe aquí por primera vez, habiéndose conocido antes sólo faunas aisladas en afloramientos tectonizados.

La Fm. Castellar ocupa la posición estratigráfica en la cual CARLS, en varios trabajos anteriores a 1979 y debido a diversos errores, había supuesto una Fm. Regajo (d5).

En realidad, todos los afloramientos considerados como constituyentes de la Fm. Regajo se han demostrado como afectados por metamorfismo térmico y pertenecientes a otras formaciones datadas. Por consiguiente, el concepto de una Fm. Regajo es absoluto, y la Fm. Castellar es la quinta formación del Devónico.

La serie sólo se puede establecer conectando numerosos afloramientos parciales de 2.5 km a 2.0 km al S de Mezquita de Loscos a ambos lados del Barranco Herrería y del Barranco de los Terreros. La potencia hallada aquí es 160 m.

La base se halla, en contacto con el techo de la Fm. Mariposas, 70 m SSO de la desembocadura del Barranco de los Terreros (x:663.200, y: 4546.560); de este punto se encuentran, hasta el Barranco Herrería, 25 m pizarras arcillosas con poco limo. Aunque la facies comienza a cambiar, muy paulatinamente, hacia condiciones rhenanas, la fauna (muy escasa) demuestra la continuidad biofacial con la Fm. Mariposas: Plectodonta, ? Mimagoniatis, Phacops. En la localidad Castellar (x: 663.275, y: 4552.700) este tramo basal mide 35 m y lleva, a los 30 m, Arduspirifer extensus (SOLLE 1953) Alatiformia alatiformis (DREVERMANN 1907), y Plebejochonetes sp.

Sigue un tramo margoso que mide 7 m; en el Barranco Herrería aflora a ambos lados de la desembocadura del Barranco de los Terreros. En su rica fauna se asocian elementos hercínicos y rhenanos: Buchiola sp. y Plicanoplia sp. (epiplancton) como Homoctenus sp. y Viriatellina aff. pseudogeinitziana (plancton) son pelágicos; Phacops, Obesaria, Gypidula y "Atrypa" pertenecen al bentos hercínico e intermediario; el bentos rhenano está representado por Arduspirifer mosellanus ssp. ssp., Alatiformia alatiformis, Eodevonaria sp. Nuculites sp., ostrácodos beyrichiáceos, y corales solitarios. Grandes "burrows" Zoophycos caracterizan unos bancos. Los Conodontos escasean; Icriodus fusiformis indica aún la biozona de Polygnathus serotinus. La datación mediante Arduspirifer, Alatiformia e Icriodus resulta en una posición próxima a la base del subpiso Kondel utilizado en Alemania.

La fauna de este tramo margoso se identifica también en otros afloramientos tectonizados: en Gallipiente (x: 663.870, y: 4546.410; y 100 m más W), en El Cañizar (x: 666.670, y: 4558.810), y 1.63 km NW de Loscos, 400 m N del Puente, E encima del arroyo (x: 623.230, y: 4551.020). En la última localidad existe un banco de caliza fétida con Nowakia richteri debajo de la fauna de braquiópodos, lo cual facilita otro importante enlace entre las bioestratigrafías hercínica y rhenana.

Subiendo ambos lados del Barranco de los Terreros se hallan, encima de las margas con la fauna citada, 40 m de pizarras arcillosas con pocos bancos margosos con Arduspirifer y Alatiformia y un banquito persistente de arenisca fina. Sigue un primer banco guía de caliza ferruginosa con lumaquela de braquiópodos (0.5 m, a los 72 m encima de la base de la formación).

Encima de esta caliza se desarrollan 88 m de pizarras con varias intercalaciones. Hay banquitos de areniscas finas con rellenos de paleocanales en sus bases (bien expuesto también en posición invertida, en Gallipiente, x: 663.820, y: 4546.350), con ripples, y con poblaciones (en masas) de ostrácodos (kloedenia ? sp.) y Tentaculites sp. Ocasionalmente hay indicios de "hardgrounds". Es una facies de aguas muy someras, hasta intermareales, y con condiciones de vida restringidas. Pero estas alternan con poblaciones ricas de braquiópodos, que se acumulan en varios bancos centimétricos a decimétricos de margas ferruginosas (pirita oxidada), distribuidos sobre todo el paquete. De las faunas de tipo rhenano y exhibiendo grandes tallas, hay que resumir los siguientes elementos importantes: Euryspirifer paradoxus (SCHLOTHEIM 1820),

Paraspirifer sandbergeri brevimargo SOLLE 1971, Alatiformia alatiformis, Schizophoria vulvaria (SCHLOTHEIM 1820). Además hay representantes de los géneros Platyorthis, Dalejina, Leptagonia, Leptostrophia, Plicostropheodonta, Iridistrophia, Chonetes, Plebejochonetes, Eodevonaria, "Camarotoechia", Meganteris; Pleurodictyum problematicum y corales rugosos solitarios, organismos perforantes (Clionolites), y briozoos fenestelidos pueden ser frecuentes. Se trata de poblaciones de superficies estabilizadas en una plataforma fangosa somera. Dos de estos bancos llegan a hacerse tan ricos en lumaquela que forman calizas de 30 cm. 50 m al N del Cementerio de Nogueras, al margen del camino, se halla una fauna de edad comparable a estas últimas o -más probable, al tramo anterior, debajo del primer banco guía de caliza ferruginosa; comprende el atávico Brachyspirifer ignoratus (MAURER 1883) y Arduspirifer mosellanus mosellanus (SOLLE 1953) que en Europa central no solapan, y Kayserops aff. brevispinosus GANDL 1972.

1.4.4 Unidad Ramblar y diversos cortes parciales. Pizarras, areniscas y calizas (20). Partes medias del Emsiense superior.

Del Emsiense superior se conocen las partes tempranas y las terminales en sendas secuencias integradas de varios cortes parciales. Entre las Fms. Castellar y Loscos, la secuencia queda dudosa. Se conocen diversos cortes parciales con faunas en parte ricas; sin embargo no es posible, de momento, establecer su secuencia, siendo el intervalo de tiempo de duración demasiado corta para una subdivisión mediante las biozonaciones disponibles. La potencia total de los cortes registrados en varias unidades tectónicas excede los 300 m. Litológicamente, los cortes parciales serían comparables con las Fms. Sta. Cruz y Peña Negra más Molino, tratándose generalmente de pizarras arcillosas y arenosas, alternancias arenosas, bancos individuales o grupos de bancos de calizas lumaquéllicas, y margas. Estos sedimentos suelen formarse en ritmotemas como se han descrito en 1.4.2 con ocasión de la Fm Sta. Cruz.

El tramo parcial, perteneciente a este intervalo, que mejor se caracteriza por sus faunas, es la Unidad Ramblar. A ésta correspondería el rango de formación pero sus límites quedan inseguros. CARLS (1979) se basaba en resultados de la cartografía de las zonas situadas a 0.5 km al NO y 2 km ENE de Loscos cuando supuso el contacto normal entre la Unidad Ramblar y la Fm. Loscos. En tal caso, todos los cortes

parciales en cuestión hubiesen tenido que ser datados como anteriores a la Unidad Ramblar. Pero los cortes recientemente analizados en el Barranco de los Terreros, 2 km al S de Mezquita de Loscos, parecen demostrar la continuidad entre Fm Castellar y Unidad Ramblar. Al aceptar ambas evidencias a la vez, resultaría una secuencia completada Castellar-Ramblar-Loscos, y los demás cortes parciales del Emsiense superior no se dejarían integrar en la secuencia. Ante la improbabilidad de esta versión hay que contar con complicaciones tectónicas inadvertidas, ó al ENE de Loscos ó en el Barranco de los Terreros, que proporcionan saltos de fallas suficientes para suprimir el afloramiento de una serie de unos 300 m de potencia. De momento parece más probable que la secuencia hallada en el Barranco de los Terreros sea la continúa y la situada al ENE de Loscos la defectuosa.

Cartografiando Unidad Ramblar y los demás cortes parciales con la misma matriz se obtiene el suficiente detalle estructural ya que los afloramientos aislados son pequeños.

Aunque los afloramientos sean pequeños, la existencia de las ricas faunas causa un elevado interés bioestratigráfico en estos cortes que habrán de contribuir a la correlación entre macrofaunas y secuencia de conodontos. Para evitar futuras complicaciones bioestratigráficas, hay que prescindir de definiciones precoces de formaciones etc.

A) Unidad Ramblar

En el Barranco de los Terreros, el barranco lateral superior que desciende del NE, ofrece un poco encima de su desembocadura, un corte que parece comenzar en el techo de la Fm. Castellar (x: 663.350, y: 4546.950). La base de Ramblar serían unos bancos de arenisca (0.6 m) seguidos por 2.7 m de pizarras arcillosas. 3.3 m encima de la base de la unidad se hallan dos bancos de limolita arcillosa mas estratificada, con mica y cantos de fosforita (-0.5 cm), y con abundante fauna. En la fauna destacan, como elementos menos usuales en otras faunas: Subcuspidella subcuspidata (SCHNUR 1853) y restos de Asteropyginae. Además se encontraron Schizophoria, Euryspirifer, Alatiformia, Eodevonaria, crinoideos y Platyceras sp., Pleurodictyum problematicum.

Este banco se identifica también 190 m SSO en una transición fallada entre Fm.

Castellar y Unidad Ramblar. Siguen 15 m de pizarras en las cuales se intercalan cada vez más bancos de areniscas finas; en los bancos altos abundan grandes Euryspirifer paradoxus y Plebejochonetes plebejus, acompañados por Paraspirifer sandbergesi longimargo SOLLE 1971, Iridistrophia sp. y Meganteris sp. Estas areniscas fosilíferas sirven de nivel guía en todos los afloramientos de la Unidad Ramblar.

Sigue un paquete carbonatado, también con calidad de nivel guía. Se miden 3.3 m de calizas lumaquéllicas en bancos gruesos, 4.8 m de margas y calizas y un banco final de caliza de 0.4 m. La fauna es muy abundante, pero varía algo en taxones de localidad en localidad (además de Barranco de los Terreros, se señalan x: 663.440, y: 4554.220; x: 666.040, y: 4550.690; x: 666.680, y: 4548.480; x: 664.680, y: 4547.250; etc.). Se hallan, como elementos diagnósticos: Cimicinella, Pradoia, Anoplothea, Glossinulus y Zdimir; Alatiformia alatiformis suele ser el spiriferido más abundante y se halla acompañada por Euryspirifer paradoxus, Paraspirifer sp., Rhenothyris sp., y Cyrtina heteroclita (DEFrance 1828); Atrypa cf. verneuilliana (BARRANDE 1847) es el elemento dominante de la fauna; además hay que nombra "Resserella", Dalejina, Schizophoria e.g. vulvaria, Leptagonia, Plicostropheodonta, Leptostrophia, Anathyris, y Luanquella como braquiópodos más o menos comunes, a los que se asocian Combophyllum y otros corales solitarios, favositidos ramosos, los briozoos "Monticulipora" y "Fenestella" y diversos crinoideos. De los conodontos, sólo Icriodus corniger rectirostratus BULTYNCK 1971 es abundante, e I. corniger leptus WEDDIGE 1977 es el único conodonto accesorio.

Bioestratigráficamente, esta caliza es correlacionable con el comienzo de la Fm. Polentinos en Palencia (cf. JAHNKE et al 1983), con tramos tempranos de la Fm. Sta. Lucía en León (zona limítrofe de miembros I y II) y con un tramo bajo del Miembro Superior (bancos 911 a 921; 12 m) de la Fm. Moniello en Asturias (cf. GARCIA-ALCALDE et al 1979). Es una posición dentro del subpiso Kondel de Europa Central, anterior ó equivalente al comienzo de la Fm. Heisdorf en la región de la Eifel.

Respecto al ritmo sedimentario, se tiene aquí el mismo cambio abrupto de una fauna rhenana de reducida diversidad a una fauna diversa y abundante como el cambio que se da en varios niveles de la Fm. Sta. Cruz y en el límite de ésta con la Fm. Mariposas. La caliza se formó durante un breve episodio de carácter transgresivo; JOHNSON et al. (1985) demuestran una importante tendencia transgresiva en la parte final de la biozona de Polygnathus serotinus.

Inmediatamente encima del techo de la caliza se hallan pizarras margosas con elementos de fauna hercínica: Phacops sp. y Styliolina sp., chonetidos epiplanctónicos (?), y pequeños ostrácodos siguen unos 15 m de pizarras arcillosas como último tramo de la Unidad Ramblar conocido en serie continua.

B) Cortes fragmentarios del Emsiense superior

- 1). El mejor y más informativo corte de este intervalo se halla en la vecina Hoja de Segura de los Baños (492; base al E de la curva del camino forestal al S de Cerro Moro Pequeño, x: 674.090, y 4538.300). Se encuentra una serie casi continua de 103 m, con varias faunas y luego siguen otros 60 m con varias fallas y sin faunas datables. En potencia predominan pizarras arcillosas a limolíticas, pero destacan más las numerosas intercalaciones arenosas (bancos individuales y alternancias) y calcareas que sólo suman un tercio del espesor. Los sedimentos arenosos no pasan de grano fino y pueden ser bastante carbonatados; las calizas y margas suelen ser fosilíferas. En la parte basal, algunos hallazgos de Phacops, Viriatellina y Styliolina demuestran ligera influencia hercínica, pero con Schizophoria vulvaria, Platyorthis, Leptagonia, Plicostropheodonta, Leptostrophia, Jisdistrophia, "Chonetes", Paraspirifer e.g. sandbergeri SOLLE 1971, Alatiformia alatiformis, Euryspirifer paradoxus y Arduspirifer e.g. extensus-maturus, Atrypa, Pleurodictyum cf. problematicum se manifiesta la predominancia de la biofacies rhenana. Las faunas aseguran una edad de partes medias (sin excluir partes altas) del Emsiense superior para los 103 m de corte no fallado. Las calizas rinden los siguientes conodontos: Icriodus rectirostratus, I. aff. retrodepressus BULTYNCK 1971, Polygnathus linguiformis bultyncki WEDDIGE 1977, Pol. cooperi cooperi KLAPPER 1971, Pol. c. cooperi costatus patulus. Esta última forma transicional sería el indicio para la datación en el límite entre las zonas de Pol. serotinus y Pol. costatus patulus. Esto significa una posición cronológica muy aproximada a la Unidad Ramblar, sin que se pudiese establecer cual de las dos unidades es la anterior ó la posterior.

Este corte se halla en el mismo bloque tectónico como aquel descrito por MARIN & PLUSQUELLEC 1973; aquel corte pertenece enteramente al Emsiense superior.

Los banquitos margosos con gran abundancia de Arduspirifer e.g. extensus-maturus que se hallan 57 y 68 m encima de la base de este corte, se encuentran también en la Hoja de Moyuela en un corte aislado 2.1 km al N de Monforte (x: 666.900, y: 4549.050) que equivaldría al tramo medio del primero.

- 2) Una edad muy similar corresponde al corte de La Tana, 1.5 km al NNO de Monforte (base x: 666.690, y: 4548.440), que se halla en contacto tectónico con la Unidad Ramblar (en el O y con la Fm. Molino (en el E), formando parte de un "horst". En este corte no faltan ligeras fallas, y por consiguiente, la potencia de la unidad estratigráfica representada aquí queda dudosa; se puede calcular con unos 50 m. En unas lomas y un barranco expuestos hacia el S, afloran sedimentos de los mismos tipos que se han descrito arriba: grupos de bancos arenosos ó calizos intercalados entre pizarras. Destacan unos bancos muy fosilíferos de margas ferruginosas encima de cuarcitas. Se hallan faunas similares a las descritas arriba. Los braquiópodos pueden alcanzar grandes tamaños. Unos bancos lumaquéllicos son tempestitas. Como no es posible identificar una de las faunas ó uno de los grupos de bancos característicos con otros cortes, se tiene que distinguir esta serie de las demás. Los conodontos hallados aquí son Icriodus culicellus BULTYNCK 1976, I. rectirostratus, I. latericrescens n.ssp. aff. robustus ORR 1971, Polygnathus c. cooperi Pol. costatus patulus, Pol. costatus patulus. La presencia del último podría interpretarse como indicio de una edad menor que la de los cortes tratados antes.
- 3) Litologías y faunas similares se presentan también en un corte que se ha compuesto en el terreno de La Recutanda, 1 km al NO de Monformte. Con base al N de la carretera (x: 666.320 y; 4547.520) se trazan en recorriendo unos 250 m hacia el NE, con unos 190 m de potencia, pero es posible que a unos 130 m de potencia se halle una fractura que pone distantes tramos en contacto. El Euryspirifer paradoxus, hallado a los 83 m documenta una edad del Emsiense superior, y excluye el Eifeliense pero los conodontos extraídos de la calizas gruesas (145 a 157 m sobre la base, sin contar con fallas; x:666.470, y: 4547.740) no permitirían la distinción del Emsiense y del Eifeliense: Icriodus rectirostratus, I. corniger leptus, I. aff. retrodepressus, Polygnathus linguiformis bultyncki.

- 4) Una secuencia menos arenosa se ha distinguido en el area de Fuenderrubio, 2.3 km al ENE de Loscos, 250 m al SE del camino Loscos-Plenas (x: 666.500, y: 4550.650). Dos grupos de bancos calizos, el superior de 8 m, están separados por 25 m de pizarras arcillosas, y tienen muro y techo también pizarroso. Se hallan los mismos conodontos que en el corte de Recutanda, también Euryspirifer paradoxus como índice del Emsiense superior, y Viriatellina sp. como elemento pelágico.
- 5) De importancia para la interpretación estructural son unos afloramientos minúsculos con fauna al SO de El Cerro, en contacto con la falla de Datos, sus faunas (x: 661.520, y: 4545.750, y otras) documentan la existencia de pequeñas estructuras de graben de grandes saltos.

Es posible que en las zonas cartografiadas bajo este matiz se dejen distinguir más cortes parciales que no solapan con los descritos. Para la interpretación de la historia geológica y el contexto regional, es importante la considerable potencia de sedimentos arcillosos y arenosos, con menores intercalaciones calcáreas. En contraste con las formaciones carbonatadas alrededor del Macizo Cantábrico, (mitades inferiores de las Fms. Moniello, Sta. Lucía, Polentinos) se manifiestan aquí una subsidencia considerable y aportes siliciclásticos abundantes. El ambiente sedimentario era sometido a frecuentes cambios ligeros en sentido tans- y regresivo que pueden ser dirigidos tanto por cambios eustáticos como por variaciones en subsidencia y/o aportes terrigenos.

1.4.5 Fms. Loscos, Peña Negra y Molino. Alternancias arenosas, pizarras arcillosas y bancos de caliza, (21). Emsiense superior final.

Con la Fm. Loscos empieza una serie estratigráfica de 400 m de potencia que va del Emsiense superior terminal hasta el Eifeliense temprano y que se ha podido completar mediante varios cortes fosilíferos que se solapan suficientemente. Se datan las formaciones emsienses bajo, de modo que el límite superior de esta unidad cartográfica coincide exactamente con el límite Devónico inferior/medio.

Este grupo de formaciones emsienses tiene un espesor total de unos 180 m. Sus lito- y biofacies son de tipo plenamente rhenano.

Morfológicamente sólo puede destacar la Fm. Loscos en pequeñas colinas; sin embargo, es posible trazar ciertos grupos de bancos guía en los ribazos de los campos. Su distribución más amplia se presenta al NE de Loscos, a ambos lados del Río Pilero.

a) Fm. Loscos

Constituída por una alternancia es la formación más arenosa del Emsiense-Eifeliense temprano y mide 80 m. Un corte casi completo se puede estudiar bien a lo largo de la orilla oriental del Río Pilero 1.9 km al NE de Loscos (base x: 665.860, y: 4550.850, techo x: 665.920, y: 4551.080).

La mitad inferior se registra bien en la Loma Ralda (x: 665.750, y: 4550.300). La Fm. Loscos empieza encima de pizarras arcillosas cuya pertinencia a una formación es dudosa (techo de Unidad Ramblar ó de otro corte parcial).

Es una alternancia de bancos centimétricos (sólo ocasionalmente decimétricos) de areniscas gris-pardas, con pizarras arenosas y arcillosas. Algunos bancos son algo cuarcíticos. La mica puede abundar. Algunos niveles delgados son limolitas arcillosas y ricas en limonita; esta última procede de la oxidación de pirita esparcida en el sedimento; tales niveles pueden ser ricos en fósiles, sobre todo en ostrácodos beyrichiaceos y osículos esparcidos de equinodermos.

Donde la energía no bastaba para una separación granulométrica se intercalan algunos tramos métricos de pizarras arenosas y limolíticas y la formación recibe cierta subdivisión morfológica. Tales tramos pueden ser ricos en diversos ichnofósiles endo-y epibentónicos. La presencia de cantos blandos intraformacionales indica resedimentación en pocos bancos. Las faunas comprenden grandes Schizophoria vulvaria, pocos Euryspirifer paradoxus y Alatiformia alatiformis, y abundantes Paraspirifer sandbergeri (sobre todo la subsp. longimargo SOLLE 1971); además se hallan, en general, Plicostrophia, Leptostrophia, Jridistrophia, Eodevonaria jahnkei RACHEBOEUF 1981, Meganteris, Tentaculites, y como accesorios se han encontrado briozoos fenestelidos, gasterópodos, lamelibranquios pteriidos, cephalópodos ortocónicos, Homalonotinae y cálices de crinoideos preservados por enterramiento brusco.

En la parte terminal de la formación se hallan con abundancia Subcuspidella wetteldorfensis (R. & E. RICHTER 1919), Subc. cf. bilsteiniensis (SCUPIN 1900) y Subc. cf. montana (SPRIESTERSBACH 1925), y pocas Alatiformia e.g. multicostata (KARRENBURG 1936). Esta fauna se encuentra en la pequeña colina 1.7 km al ENE de Loscos (x: 663.930, y: 4550.440) y en el camino 250 m al O del vértice geodésico Cabezo Agudo.

Debido a su posición en la serie, la Fm. Loscos tiene una edad de Emsiense superior alto; la mera evolución bioestratigráfica de la fauna no permite aún una datación más detallada. La datación algo más temprana por CARLS en CARLS et al. 1972 ha de corregirse correspondientemente.

El ambiente deposicional era de plataforma arenosa y fangosa, submareal poco profunda.

B) Formación Peña Negra

Faltando afloramientos continuos, la Fm. Peña Negra, que mide cerca de 60 m, se ha reconstruido a partir de varios cortes en los terrenos de Peña Negra y Cavelo 22.3 km y 1.7 km respectivo al NE de Loscos; cortes parciales y fracturados se hallan también en las orillas del Río Moyuela (=Santa María) 1.5 km al NNO de Monforte (techo x: 666.550, y: 4548.380) y del Río Pilero al N del Cementerio de Loscos. Predominan tramos métricos a decamétricos de pizarras arcillosas y limolíticas, y se intercalan grupos de bancos arenosos y calizos. De estos, algunos se dejan identificar como bancos guía, en toda la zona. Bancos calizos suelen yacer directamente encima de areniscas, ó se trata de areniscas calcáreas. Así se manifiesta, otra vez, el ritmo sedimentario descrito en el capítulo 1.4.2.

Inmediatamente encima las últimas areniscas de la Fm. Loscos, y a veces formando rellenos en el techo de quellas empieza la formación Peña Negra con la primera caliza lumaquelica. Esta se formó en ambiente de altas energías y mide unos 2 m. Se han recogido fragmentarios Paraspirifer sp., y los conodontos Icriodus fusiformis n. ssp. 1, Icr. culicellus altus WEDDIGE 1985 Icr. c. culicellus, Icr. rectirostratus, Polygnathus costatus cf. patulus.

Siguen 29 m de pizarras arenosas con pocos banquitos de arenisca arcillosa; hacia arriba se pierden los contenidos arenosos (fining upward).

El segundo nivel carbonatado (= base del segundo miembro) es una caliza lumaquelica ó unas areniscas muy calcárea; el espesor es de 2 a 3 m. Abundan grandes Atrypa sp., Los conodontos hallados son Icr. rectirostratus, Icr. corn. corniger WITTEKINDT 1965 y Polygnathus costatus cf. patulus.

Las pizarras siguientes (hasta 5 m) aportaron Arduspirifer mosellanus mosellanus y A. mos. gracilis (SOLLE 1953), que indican aún el Emsiense; además Plebejochonetes y Pleurodictyum problematicum.

Siguen otros 4 grupos de bancos arenosos y/ó calizos y paquetes de pizarras que los separan. El último grupo de bancos comprende un nivel de arenisca calcárea con restos (grandes espinas foliaceas) del crinoideo Monstrocrinus. Los conodontos en el techo son Icriodus rectirostratus y Icr. corniger leptus. Trilobites hallados cerca del techo son Kayserops sp. y Comura (C.) cometa n.ssp.

El ambiente sedimentario es él de una plataforma somera, sometida varias veces a influencias transgresivas (niveles calizos) y regresivas (tramos siliciclásticos con variación granulométrica en sentidos negativos en el miembro bajo y positivos en el alto). Las amplitudes de estos cambios eran ligeras.

c) Fm. Molino

Esta última formación del Devónico inferior mide entre 30 a 35 m y esta constituida por pizarras parduscas en las que se intercalan numerosos lechos centimétricos margosos y ferruginosos que suelen contener pequeños restos de fauna y numerosos ostrácodos byrichiaceos. Tambien se presentan bancos individuales de caliza ferrooolítica. Un corte de la parte baja de la formación se halla en la orilla oriental del Río Santa María, en contacto con la Fm. Peña Negra (base x: 666.550, y: 4548.380); un corte de la mitad superior se ofrece en el Camino de la Huerta de Enmedio 1.2 km al NNO de Monforte (techo x: 666.380, y: 4547.970). Otros yacimientos tectonizados pero con importantes faunas son el del camino a 100 m al OSO del Molino de Enmedio (x: 666.510, y: 4548.540) y los de El Cavelo 1.8 km al NE de Loscos (x: 665.700, y: 4551.040 y 80 m al S).

La biofacies es del tipo rhenano. De los fósiles importantes para la separación de Devónico inferior y medio hay que destacar (corrigiendo CARLS et al. 1972 en algunos detalles): *Schizophoria vulvaria* Euryspirifer paradoxus (hasta 2 m debajo del techo), Arduspirifer mosellanus ssp. Subcuspidella bilsteiniensis y los trilobites Comura (C.) defensor n. ssp., Kayserops brevispinosus n. ssp. M, Kayserops n.sp. P (tribolites según GANDL), estos fósiles abogan una edad emsiense. Paraspirifer cultrijugatus cultrijugatus (F. ROEMER 1844) ya está adquiriendo su morfología "madura", típica del Eifeliense. Cerca del techo se halla Hemichonetes (H.) tenuis RACHEBOEUF 1981, braquiópodo probablemente epiplanctónico y en tal caso de valor para la correlación del límite Emsiense/Eifeliense.

La Fm. Molino corresponde a la facies rhenana y tiene su origen en el ambiente de una plataforma fangosa exenta de aportes arenosos. Los notables contenidos ferruginosos en los bancos fosilíferos parecen ser productos diagenéticos y de meteorización reciente (formación de pirita y su oxidación) antes que el efecto de aportes terrígenos de Fe. (Los bancos fosilíferos meteorizados se confunden fácilmente con otros similares en la Fm. Sta. Cruz, en Fm. Castellar y con otras zonas del Emsiense superior). De este modo, hay que ver en la Fm. Molino un corto episodio de estabilidad sedimentaria, ya transitorio a la tendencia transgresiva del comienzo del Devónico medio.

1.4.6 Fms. Monforte, Moyuela, y Recutanda. Pizarras, niveles calizos y alternancia de pizarras y areniscas, (22). Eifeliense temprano

Estas tres formaciones se conocen en cortes continuos y suman un espesor total que pasa de los 200 m (techo desconocido). En el sinclinal al O de Peña Negra, de 1.7 a 2.7 km al NE de Loscos, estos niveles se hallan más ó menos afectados por el metamorfismo termal, pero han rendido las faunas suficientes para su identificación. La mayoría de los hallazgos de fósiles importantes para la correlación, a escala mundial, del límite Emsiense/Eifeliense en diversas facies, procede de los afloramientos a ambos lados del Río Sta. María (= Río Moyuela) al NO a N de Monforte, donde su preservación es buena.

Esta sucesión de formaciones sobre todo pizarrosas tiene poco efecto morfológico. En lo que concierne su evolución faciología, se trata de una transición de la facies

rhenana (Fm. Monforte) por facies mixta (base de Fm. Moyuela) a típicamente hercínica (techo de Fm. Moyuela y Fm. Recutanda).

A) Fm. Monforte

Esta formación thenana mide 60 m y esta constituida por pizarras y algunos niveles calizos. su caliza basal mide 3.5 m y forma la cresta llamada El Listón en el terreno de Carramolino de 1.2 a 1.5 km al NNO de Monforte de Moyuela. La base se ve bien en el camino de la Huerta de Enmedio, 1.2 km al NNO de Monforte (x: 666.375, y: 4547.970). En el techo de la formación se halla un grupo de unos tres bancos calizos (hasta 25 cm) que es persistente por lo menos desde 2.1 km al NE de Loscos (camino. x: 665.690, y: 4551.390) hasta el N de la hoja vecina de Segura de los Baños (x: 674.280, y: 4538.800).

La caliza basal ha rendido los siguientes conodontos: Icriodus culicellus, Icr. rectirostratus, Icr. retrodepressus BULTYNCK 1970 s.s., Icr. struvei WEDDIGE 1977, Polygnathus costatus ssp., Pol. linguiformis bultyncki. Icr. retrodepressus indica el comienzo del Eifeliense.

Unos 2 m encima la caliza basal existen margas muy fosilíferas con Platyorthis, Dalejina ?, Leptagonia, Plicostropheodonta piligera (SANDBERGER 1856) que es un elemento conservativo del Emsiense documentando la posición próxima al límite, abundantes grandes Atrypa cf. bolastensis COPPER & RACHEBOEUF 1985 que caracterizan también esta posición, Rhenothyris, Alatiformia, Meganteris, corales rugosos solitarios, tabulados briozoos fenestelidos y restos de crinoideos. Hay a continuación unos 16 m de pizarras arcillosas con mica muy fina y con escasa fauna. Los 20 m del medio de la formación contienen unos 4 grupos hasta 2 m de bancos margosos con fauna parecida a la última mencionada incluso Schizophoria e.g. striatula. En este tramo se pueden presentar banquitos individuales de arenisca arcillosa. En el grupo de bancos con que termina este tramo, aparece Paraspirifer cultrijugatus en grandes ejemplares.

Siguen 12 m de pizarras que se hacen algo limolíticas y mas micáceas hacia arriba y terminan con unos banquitos (3.5 cm) de arenisca fina. CARLS, en CARLS et al. (1972) había basado la identificación de una Fm. Monjas en tales contenidos arenosos,

pero luego resultó que los niveles arenosos existen en la Fm. Monforte y que "Fm. Monjas" es sólo un sinónimo posterior e inválido de Fm. Monforte.

Los últimos 7 m de la formación se ven bien en el Camino de la Huerta de Enmedio (ver arriba) y en el Camino de Carramolino (x: 666.700, y: 4548.100). Se trata de una alternancia de pizarras con lechos margosos y unos bancos calizos. La diversidad de las faunas aumenta, y se presentan géneros ajenos a la facies siliciclástica rhenana; además de los géneros mencionados de los niveles inferiores se hallan: Productella, Gypidula, Cyrtina, "Asteropyge" aff. perforata MORZADÉC 1969, Neocalmonia (Heliopyge) n.sp.C. y Phacops. Así como Paraspirifer cultrijagatus, Arduspirifer ? sp. My que alcanza grandes tamaños; el último intercalado entre Arduspirifer mosellanus del Ensienense y el grupo de Ard. ? intermedius del Eifeliense. Según este criterio, este nivel corresponde al Eifeliense basal. Con esto coinciden los hallazgos de conodontos en los últimos bancos calizos: Icriodus aff. rectirostratus, Polygnathus linguiformis bultyncki, Pol. ling. pinguis WEDDIGE 1977, Pol. costatus partitus KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA 1978, y Pol. costatus costatus KLAPPER 1971. Este último documenta el comienzo de la biozona de su nombre. Dacryoconaridos (no descritos aún) son elementos pelágicos adicionales.

Mientras la caliza basal representa el comienzo de un primer ciclotema debajo del cual faltan depósitos arenosos, el tramo final es el comienzo de un segundo ciclotema en la fase inicial del cual la deposición de arcillas no fué interrumpida. La sedimentación de la Fm. Monforte tuvo lugar en una plataforma abierta y moderadamente profunda a somera alimentada con fangos arcillosos que no permitieron la construcción de organismos arrecifales. La Fm. Monforte con sus 60 m es el equivalente del Miembro IV de la Fm. Sta. Lucia (19 m) en Sta. Lucia, León (vease CARLS 1979, GARCIA-ALCALDE et al. 1979), del mismo techo (unos 5 m) de la Fm. Polentinos en Palencia (JAHNKE et al. 1983) y de los últimos 30 m de la Fm. Moniello en Asturias (GARCIA-ALCALDE et al. 1979).

Contrastadas las formaciones carbonatadas mencionadas, situadas alrededor del Macizo Cantábrico, con las formaciones siliciclásticas de encima de la Fm. Castellar hasta el techo de la Fm. Monforte, destaca la posición de nuestra zona en una cuenca de fuerte subsidencia y de considerables aportes siliciclásticos, ambos relacionados a pronunciada ritmicidad de fenómenos lito- y biofaciales de carácter transgresivo ó

regresivo. A pesar de estos contrastes, el cambio rápido de sedimentos fuertemente carbonatados de aguas someras a sedimentos arcillosos, oscuros, de caracteres pelágicos, es prácticamente contemporáneo en todas las zonas comparadas (bases de las Fms. Naranco en Asturias, Huergas en León, Gustalapedra en Palencia).

B) Fm. Moyuela

El contacto inferior se ha estudiado en los campos al E del Camino de Carramolino (x: 666.720, y: 4548.300).

Se han obtenido faunas situadas unos 12 m encima de la base en afloramientos parciales a 2.1 km al N Monforte, Al SE del río y al S de un dique (x: 667.060, y: 4548.960), y al lado del camino Carraloscós de Monforte a Loscos, unos 70 m al NO del río y debajo de la acequia (x: 666.080, y: 4548.160).

El tramo superior se ve en la orilla oriental del Río Sta. María, 2.2 km al N Monforte (x: 667.220, y: 4549.080), y 270 m al ENE del puente de la carretera Loscos-Monforte, también encima del río (con transición a Fm. Recutanda, x: 665.970, y: 4547.810).

La Fm. Moyuela mide 32 m ó algo más

Los 3 m basales aprox. son pizarras margosas oscuras con unos nodulos irregulares, llevan ostrácodos, algunos corales solitarios, braquiópodos y restos de tribolites.

Siguen 8 m, ó más de pizarras finas de tonos pardos oscuros. Hacia arriba se pueden intercalar unos bancos centimétricos de margas. a los 12 m, ó más, encima de la base se presenta una rica fauna de elementos predominantes del bentos rhenano, como Arduspirifer? sp. M, Paraspirifer cultrijugatus ssp., Alatiformia alatiformis, Davidsonia verneuili BOUCHARD-CHANTEREUX 1849, Leptagonia, Sxhizophoria e.g. striatula. Esta parte de la fauna data un Eifeliense inferior, aún equivalente a la Fm. Lauch en Alemania. Elementos que intermedian entre las facies rhenana y hercínica ó tienden a la última, son: Prokopia, Gypidula, Holynetes cf. holynensis HAVLICEK & RACHEBOEUF 1979 (especie epiplanctónica de la biozona de Nowakia sulcata en Bohemia), Hemichonetes (Chlupacina) cf. longispina HAVLICEK & RACHEBOEUF 1979 (misma datación), Gypidula, Ambocoelia, Cyrtina?, Atrypa, Neocalmonia

(Heliopyge) n.sp., Phacops, "Proetus", Werneroceras e.g. vernarhenanum (MAURER 1876). El hallazgo de este último goniatites era esencial para la corrección de la correlación mundial entre las facies rhenanas y hercínica (CARLS et al. 1972). También se hallan restos de crinoideos, corales solitarios rugosos, y pistas endobentónicas que documentan aún la abundancia de oxígeno en este ambiente de una plataforma fangosa de mediana profundidad (fótica) pero de aguas ya calmas.

Encima de esta fauna, las pizarras se hacen más oscuras, se intercalan una buena docena de niveles de concreciones elipsoidales y nodulosas de margas y bancos margosos que no suelen pasar de los 15 cm.

Se presentan Styliolina y otros Dacryoconarida, aumentando hacia arriba. Sobre unos 8 m persiste aún el bentos, pero sólo el tipo hercínico (phacopidos, proetidos y spiriferidos lisos), y estos niveles son según sus facies idénticos al paquete d4b de la Fm. Mariposas, con el cual ya se han confundido.

El tercio superior de la formación empieza con pocos niveles de concreciones margosas de formas elipsoidales y de muy grandes tamaños. Las concreciones rinden Nowakia aff. sulcata, goniatites no determinados, y los siguientes conodontos: Icriodus struvei, Icriodus sp., Polygnathus ling. linguiformis HINDE 1879, Pol. ling. alveolus WEDDIGE 1977, Pol. pseudofoliatus WITTEKINDT 1966, Pol. angustipennatus BISCHOFF & ZIEGLER 1957. La coexistencia de Pol. ling. alveolus y Pol. pseudofoliatus localiza este tramo en el medio del piso Eifeliense (próximo al límite entre las zonas de Tortodus kockelianus australis y T.k. kockelianus). Las características concreciones de los últimos niveles son muy oscuras y tienen una matriz esparítica; se han hallado de Las Maravillidas (x: 663.230, y: 45553.180) hasta los Cabezos Altos en la hoja de Segura d.l. Baños (4.6 km al E de Seguras; casi 24 km de distancia en el rumbo de la cuenca).

En el sentido de JOHNSON et al. (1985), la progresiva desaparición del bentos y el aumento de influencias hercínicas, que llegan a su máximo, correspondería a una fase transgresiva Id que se inicia hacia el comienzo de la zona de T.K. australis en el medio de la formación y que se extiende algo más.

La velocidad de sedimentación parece alcanzar su mínimo aquí. En este ambiente muy pelágico se halló el pez crossopterigio Grossius aragonensis SCHULTZE 1973.

Los últimos 6 a 7 m de la Fm. Moyuela son pizarras negras y muy finas (con pocas concreciones) en las que abundan Styliolina y otros Dacryoconarida, goniatites aplastados y no determinables, cefalópodos ortocónicos, y bivalvos epiplanctónicos como Buchiola y "Posidonia". Se mantiene el ambiente pelágico sin influencia terrígena.

c) Formación Recutanda

El comienzo de la Fm. Recutanda, en serie con el techo de la Fm. Moyuela, y en posición invertida, se estudia bien a lo largo del Río Sta. María (= Moyuela), 300 m al ENE del puente de la carretera Loscos-Monforte (x: 665.970, y: 4547.810).

Al E y SE de dicha localidad, la formación, muy pizarrosa en su parte baja, cubre sólo pocas hectáreas sin buenos afloramientos. A lo largo del camino Carrazuara y en un barranco al NE de éste, de 2.1 a 2.7 km al NE Loscos, se presenta la formación, partes altas incluídas, en estado ligeramente metamorfizado.

Esta formación comienza al intercalarse el primer lecho margoso limolítico entre las pizarras negras y muy finas.

Existe asimismo un nivel de concreciones negras, como en la Fm. Moyuela, 1 m por encima de la base, y de vez en cuando se hallan pizarras finas y negras con Styliolina, grandes "Posidonia" etc., pero las pizarras se hacen cada vez más limolíticas y micáceas, hasta que se intercalan individuales bancos de areniscas gris-oscurs. Cerca del camino Carrazuara, se han visto pizarras de Styliolina hasta los 30 m encima de la base. Formando el núcleo de un sinclinal fallado y penetrados por un dique intrusivo, parecen existir, a lo largo de este camino, unos 120 m de pizarras más o menos y limolíticas y micáceas. Luego se intercalan abundantes banquitos de arenisca fina. Interviene una zona de fallas, pero parece que de los 120 m en adelante, se desarrolla una alternancia de pizarras originalmente negras (rubefacción por oxidación de Pirita debajo del Terciario) con areniscas finas. Existen estratificación cruzada y estructuras de slumping; los bancos de arenisca alcanzan

espesores de 60 cm y carecen de fauna; se interpretan como turbiditas; la potencia observable se aproxima a unos 20 m. No se conoce el techo de esta formación que, por consiguiente, puede exceder el espesor observado y estimado de 140 m.

La Fm. Recutanda parece ser el relleno inicial de una cuenca antes fuertemente profundizada hasta condiciones muy pelágicas a la cual ahora se vuelven a acercar poco a poco, los arrastres terrígenos causando aquí turbiditas distales.

Probablemente, la Fm. Recutanda corresponde aún al tramo de facies pelágica (hercínica) en la parte basal de la Fm. Huergas en León.

1.4.7 Pizarras y areniscas (23). Emsiense-Givetiense dudoso, terrenos metamórficos, Sección Maravillidas.

Encima de la Fm. Recutanda se desarrolla, durante el Eifeliense tardío y el Givetiense temprano, una serie de pizarras y alternancias arenosas cuyo espesor -en analogía al Devónico de la hoja de Segura de los Baños- (CARLS & LAGES 1983) podría ser del orden de 500 m, pero que sólo se conoce en fragmentos tectónicamente aislados. En esta hoja de Moyuela, la mayoría de los afloramientos correspondientes se concentra en la fosa tectónica, irregularmente delimitada, estrecha pero muy profunda, fallada y penetrada por diques intrusivos, que empieza 2 km al NO Loscos, sigue al arroyo Regajo y se desvía hacia NE alrededor de Cabezo Agudo.

Un bloque relativamente grande y cartografiable en esta fosa es aquel formado por la Sección Maravillidas entre Pozo Remolinos y Cabezo Agudo, de 3 a 4 km al NNO de Loscos.

Muro y techo de estos sedimentos se desconocen y no se puede definir una formación. Un corte de 70 m se ofrece en el barranco de 500 m a 350 m al OnO de Cabezo Agudo (base x: 663.330 y 4553.330).

La serie es: unos 10 m de alternancia arenosa con pistas de endobentos, 17 m de pizarras muy micáceas y ligeramente limolíticas, 30 m de alternancia arenosa de tonos grises a pardos y con ligero contenido carbonático hacia el techo, y, finalmente, 15 m de areniscas cuarcíticas claras de grano fino. Estas últimas forman el muro para

otras capas más pizarrosas (? 20 m), pero generalmente ellas cubren el relieve de este bloque.

Faltando fauna, se desconoce la edad de este tramo. A juzgar por sus condiciones tectónicas, le podría corresponder una posición entre Fm. Recutanda y Sección Barreras. Según la facies, sería posible considerar esta sección como una continuación de la Fm. Recutanda, depositada en plataforma ya menos profunda.

Otros tramos del Eifeliense-Givetiense podrían hallarse comprendidos en la aureola de metamorfismo termal alrededor de la Ermita de Sta. Agueda, al N de Loscos, donde una identificación de formación no es posible.

1.4.8 Fms. Barreras Salobral y cabeza Agudo. Pizarras y areniscas con niveles calizos (24). Givetiense.

Bajo esta denominación se representan dos series no conectadas estratigráficamente, pero con afloramientos vecinados. La primera tiene afloramientos demasiado pequeños para su expresión cartográfica. Las Fms. Salobral y Cabezo Agudo son un conjunto continuo cuya edad es sólo poco más moderna. Sin embargo queda la posibilidad de que entre ambas series se halle suprimido por fallas un intervalo de espesor considerable.

A) Fm Barreras

Próximo al arroyo Regajo (oriental), 2.6 km NNW de Loscos, en Las Barreras se ha medido un corte algo tectonizado e interrumpido por dos pequeños diques intrusivos a pesar de los cuales parece posible que la serie sea continua y completa. Sin que se pueda definir una base, el corte comienza en un barranco lateral que desciende hacia NO (base x: 663.400, y: 4552.160), sigue arroyo arriba y termina 250 m al O del comienzo.

El primer tramo está compuesto predominantemente por pizarras arcillosas, negras (meteorización de pirita produce tonos ligeramente ocre, en las que se intercalan, en intervalos regulares de 30 cm a 1 m, bancos (5-7 cm) de arenisca con "ripples" estratificación "flaser" y lenticular; mica abunda; el grano de las areniscas es fino.

Los bancos llevan, en sus bases, pistas superficiales de epibentos y marcas de corriente como "prod marks". Este tramo parece tener su origen en turbiditas distales, y su espesor parece exceder los 25 m.

Siguen unos 7 m de pizarras negras, ricas en materia orgánica y algo margosas, en parte con estratificación muy paralela ("pizarras cartón"). También aquí hay pistas horizontales.

Estas pizarras, ya algo carbonatadas, pasan a un nivel calcáreo muy característico de 1.3 m de espesor. En este se encuentran 4 bancos de calizas muy margosas, oscuras (pero meteorizadas con patina gris clara), con superficies onduladas. La grande superficie de estrato al E encima del arroyo pertenece a este nivel que ha aportado la siguiente fauna: Styliolina, Greenops (G.) cf boothi (GREEN 1837), Neocalmonia (Heliopyge) turolensis GANDL 1972, algunos corales solitarios, conularias, cefalópodos ortocónicos, y los conodontos Ieriodus cf. obliquimarginatus BISCHOFF & ZIEGLER 1957, Polygnathus l. linguiformis, Pol. varcus STAUFFER 1940, Pol. timorensis KLAPPER, PHILIP & JACKSON 1970. De los conodontos resulta una edad de la biozona inferior a media de Pol. varcus, ó sea dentro del Givetense temprano.

Encima del nivel carbonatado volvemos a tener 23 m de pizarras negras y finas con pocos niveles limolíticos y finamente arenosos, y luego se establece otra alternancia de 22 m de espesor y similar a la basal. Esta se halla cubierta por una arenisca cuarcítica, casi blanca, de unos 15 m.

Esta serie representa las condiciones sedimentarias de la zona marginal de la plataforma, de ambiente nertítico profundo pero aún fótico (trilobites con ojos normales), y ya afectada por transportes turbidíticos.

En sus primeros trabajos. (CARLS & GANDL 1967, 1969) CARLS había confundido los niveles más o menos carbonatados en el medio de esta serie con el tramo limítrofe de las Fms. Mariposas y Castellar, que comprende sedimentos comparables; esto explica la datación errónea como Emsiense superior que se conectó originalmente con el nombre de Sección Barreras.

B) Fm. Salobral

En el margen oriental de la fosa mencionada arriba, de 3 a 3.5 km al N de Loscos, se extiende una serie clástica con varios niveles de fauna que se ha reconstruido mediante la cartografía de niveles guía. El comienzo de esta serie sólo se puede analizar en las tierras de labor alrededor de la paridera con balsa 350 m al SE del Cabezo Agudo; aún no es oportuno definir una base de formación aquí, pero el límite superior, con la Fm. Cabezo Agudo, está bien definido. Se corrige aquí la ortografía del nombre de Salobrar en Salobral.

Se conoce en total, un espesor de 155 m en una serie granocreciente.

Los primeros 40 m son pizarras con concreciones ferruginosas a silíceas. siguen (debajo de la paridera x: 663.750, y: 4552.820) 65 m de pizarras arenosas y alternancias con bancos de arenisca hasta 60 cm; faltan fósiles determinables, pero existen niveles de restos triturados y existe bioturbación intensa.

Los restantes 50 m son una alternancia más arenosa que forma la colina alargada de SO a NE que parte de la última paridera hacia NE. Cerca de la base de esta alternancia se han encontrado Neocalmonia (Bradocryphaeus) cf. mosana (R. & E. RICHTER 1926) y Mucrospirifer sp. A los 10 m, aprox., hay lentejones de lumaquela de Tropidoleptus que también aportaron Icriodus l. latericrescens BRANSON & MEHL 1938. Hacia el techo de la formación se encuentran bancos cuarcíticos con escasos braquiópodos (Strophodonta, chonetidos) y tentaculitidos bentónicos. Los últimos bancos son rojos y contienen una fauna caracterizada por el coral rugoso Microcycylus en abundancia, otros corales rugosos solitarios, tentaculitidos, Strophodonta y ? Spinocyrtia sp. Localmente, lentejones de arenisca calcarea, que podrían ser rellenos de paleocanales profundizados en el techo de la formación, contienen lumaquelas y valvas enteras densamente imbricadas de grandes Schizophoria. Tales lentejones se hallan también, en la misma posición estratigráfica, en el N de la hoja de Segura de los Baños (LAGES 1984), x: 673.500, y: 4538.000).

Con su evolución granocreciente los conocidos 155 m de la Fm Salobral documentan un ambiente de plataforma muy somera que cambia de fangosa a arenosa y en la cual crecen las energías hidráulicas hasta que se ocasione una emersión momentánea que

da lugar a paleocanales y rubefacciones; no existe una laguna estratigráfica propiamente dicha.

C) Formación Cabezo Agudo

La base de la Fm Cabezo Agudo es un nivel calizo muy característico que permite la identificación no sólo del tramo basal de esta formación, sino también facilita la identificación de las areniscas subyacentes en varios afloramientos. Esto es válido, además de para la fosa al N de Loscos (ver antes), para los afloramientos pobres SE del cementerio de Loscos, y para afloramientos de la hoja de Segura de los Baños (x: 673.500, y:4538.000). Las partes bajas (casi 140 m) de la formación se estudian relativamente bien en los alrededores de Cabezo Agudo, 3.5. km al NNO de Loscos. Mediante faunas halladas allí se conecta esta serie con las partes altas de la misma formación en la hoja Segura de los Baños (Barranco al S y SE de la Paridera del Endrinal, 3.4 km al E de Anadón, 4.5 km al N de Segura; CARLS & LAGES 1983, LAGES 1984). Así resulta que la potencia completa de la Fm. Cabezo Agudo es del orden de 250 m.

El nivel basal está formado por pizarras margosas con unos cuatro bancos decimétricos de caliza gris-oscuro y mide unos 3 a 4 m. Las calizas son micríticas pero contienen bastantes bioclastos y fauna bentónica. Esta incluye Schizophoria y Atrypa como elementos rhenanos, pero también braquiópodos pequeños y lisos que tienden más a la biofacies hercínica; la última se refleja en las frecuentes Styliolina y en la abundancia de Polygnathus entre los conodontos: Icriodus difficilis ZIEGLER & KLAPPER 1976, Icr. l. latericrescens, Icr. brevis STAUFFER 1940, Polygnathus ansatus ZIEGLER & KLAPPER 1957, Pol. ling. linguiformis, Pol. ling. cf. klapperi CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER 1982, Pol. ling. weddigei CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER 1982. Los conodontos manifiestan una edad de la subzona media de Pol. varcus, ó sea un Givetense medio.

Siguen pocos metros de pizarras negras llenas de Styliolina y luego unos 30 m de pizarras negras con bancos más o menos delgados de arenisca fina con flute casts y en sus bases y sin fauna. Este tramo indica aguas profundizadas de tal grado que los transportes turbidíticos han llegado a ser posibles y que falta epibentos: La fase transgresiva iniciada con las calizas basales dura aún.

Hacia arriba vuelven a existir condiciones de aguas someras en las que se depositan 20 a 35 m de alternancia arenosa con escasos nidos de spiriferidos renanos: *Cyrtospiriferidae* indet., *Schizophoria*, y chonetidos aparecen cerca de la base.

Los siguientes 4 m de areniscas calcáreas son ricos en restos de braquiópodos, sobre todo de *Leptagonia*, y han proporcionado unos conodontos: *Icriodus brevis*, I.I. *latericrescens*, *Pol. l. linguiformis* y *Pol. varcus* STAUFFER 1940. Este último parece indicar aún una posición dentro de la zona de conodontos de *Pol. varcus* (Givetiense no terminal).

En los siguientes 40 m de alternancia arenosa con bancos hasta 30 cm se presentan colores cada vez más rojos; la fauna escasea. Una fauna rica se halla luego en 2 m de una arenisca muy roja y bastante calcárea: De los trilobites *Dipleura lanvoiensis* (MORZADEC 1969), *Neocalmonia* (*Quadratispina*) *quadratispinosa* GANDL 1972, *Phacops* (P.h.) aff. *circumspectans* PAECKELMANN 1913, sólo el primero es escaso, los otros abundantes, lo que es extraño en el caso del género hercínico *Phacops* entre los demás elementos renanos; frecuentes braquiópodos son *Rhipidomella*, *Schizophoria*, *Leptagonia*, *Strophodonta*, *Douvillina ferquensis* (RIGAUX 1873), "*Camarotoechia*", *Cyrtina*, *Adolfia* e.g. *bífida* (ROEMER 1843); se halló sólo una valva dorsal de *Cyrtospirifer* ? sp.

Encima de esta fauna siguen aún unos 30 m de alternancia arenosa, y la serie termina en una falla.

Según la comparación con los afloramientos en la hoja de Segura de los Baños, los últimos dos niveles fosilíferos tienen sus equivalentes allí en el tramo de alternancia rojiza al O de la Paridera del Endrinal (x: 673.200, y: 4538.950; en parte invertido; fauna D28 de QUARCH 1973 aproximadamente). Las alternancias que allí siguen encima de estas faunas (CARLS & LAGES, 1983, fig. 3, indican espesores insuficientes) tienen bancos más espesos que los tramos inferiores. A esta parte alta de la Fm. Cabezo Agudo corresponden los 20 m de alternancia que constituyen el Puntal de la Bandera (cota 954, llamado erróneamente Cabezo Agudo en el mapa topográfico); sus bancos de arenisca cuarcítica pueden medir más de 60 cm.

La Fm. Cabezo Agudo representa un ritmotema granocreciente, que se inicia en un momento transgresivo (calizas basales), y se desarrolla tras un ambiente de

plataforma profunda, hacia él de la plataforma muy somera, arenosa. Se trata de un ejemplo muy característico de la ritmicidad descrita con ocasión de la Fm. Sta. Cruz, y es el último conocido, hasta ahora, que presenta la gama completa de fenómenos típicos.

La edad de las últimas tres faunas renanas corresponde, por sus contenidos en Cyrtospiriferidae ya a la Fm. Fromelennes en Bélgica, que hoy se incluye aún en el Givetiense

D) La zona limítrofe entre Devónico medio y superior

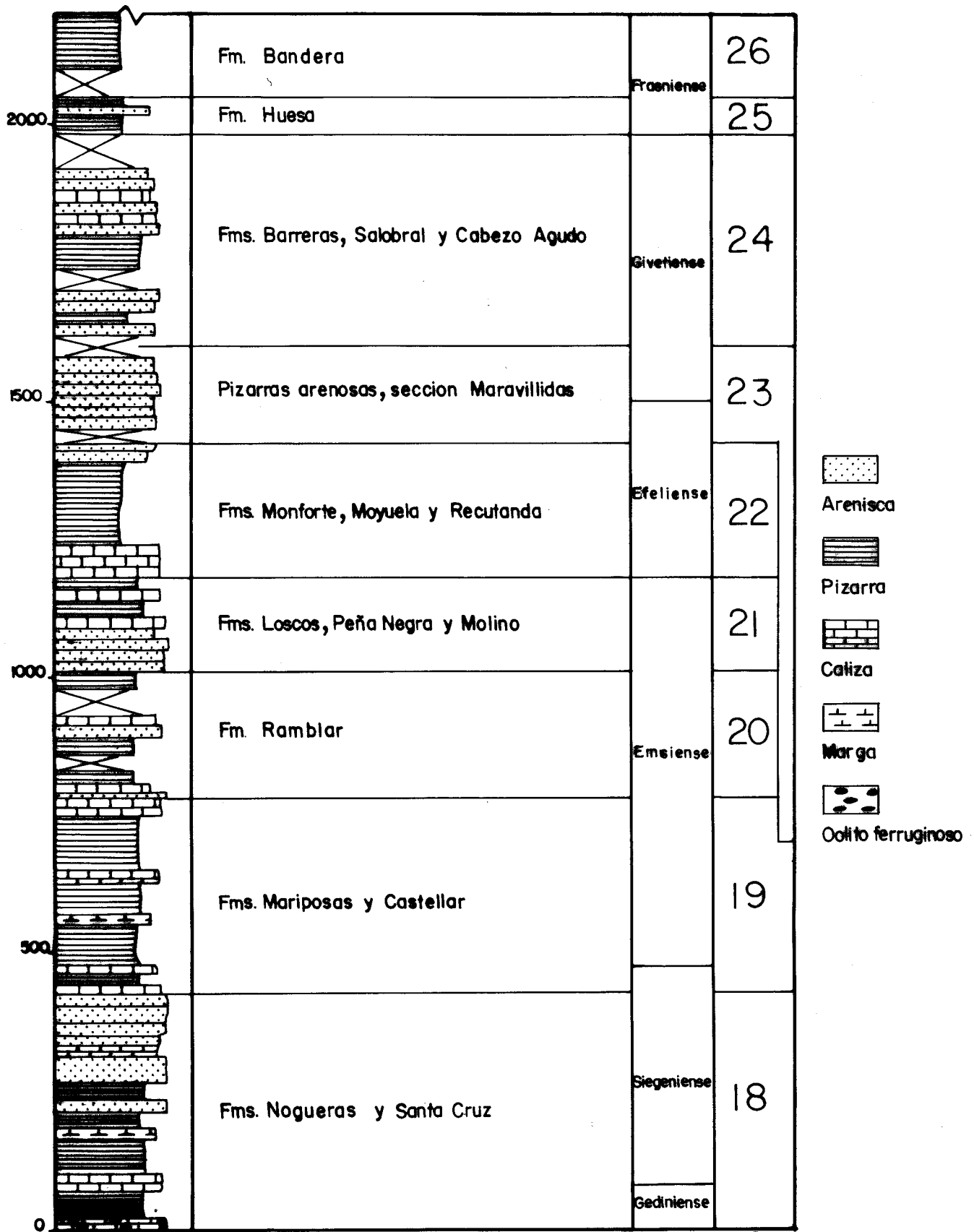
En la hoja de Moyuela no se hallan afloramientos de las capas que incluyen el límite Devónico medio/superior. En la hoja vecina de Segura de los Baños LAGES (1984) hallo, entre las Fms. Cabeza Agudo y Huesa, una alineación de diques igneos y fallas longitudinales.

Como consecuencia, no se puede saber si la Fm. Huesa debería seguir inmediatamente encima de la Fm. Cabezo Agudo, ó si la serie estratigráfica completa comprende un tramo desconocido de importante espesor entre ambas formaciones. Comparando la serie aragonesa con las cantábricas, se paraleliza la Fm. Salobral con el techo de la Fm. Naranco (Asturias), con partes basales de la Fm. Portilla (León) y con sólo algunos bancos pocos metros encima de la base de la Fm. Cardaño (Palencia). La Fm. Cabezo Agudo no sube más que la base (? Miembro A) de la Fm. Candás, no llega al techo de la Fm. Portilla, y apenas traspasa el medio de la Fm. Cardaño (Palencia; compárense GARCIA-ALCALDE et al 1979, JAHNKE et al 1983). La potencia de los 400 m de materiales siliciclásticos, que suman Fm. Salobral y Cabezo Agudo (dejando aparte Sección Barreras etc:), contrastan, por consiguiente, con los 50 m de calizas biostromales a biohermales en León y con los 40 m de margas y pizarras el Palencia, destacando así la fuerte subsidencia de la región sur-aragonesa.

1.4.9 Fm Huesa. Pizarras negras y areniscas (25). Frasnense temprano

En el Barranco de Maravillidas, hasta 4 km al NNO de Loscos (de x: 663.200, y: 4553.250 a x: 663.600, y: 4553.850) se halla un conjunto de pizarras negras y areniscas más o menos cuarcíticas en bancos delgados a moderados y sin fauna. Estos

Columna estratigrafica sintetica del DEVONICO



x Numeros empleados en la cartografia

x

materiales han sufrido de tectonización y no se puede establecer ningún corte. Según las experiencias hechas en la vecina hoja Segura de los Baños, se trata de partes indeterminadas de la Fm. Huesa (CARLS & LAGES 1983), que allí mide más de 570 m. La Fm. Huesa tiene que comenzar cerca de la base del Devónico superior y del Frasnense (=base de la subzona inferior de Polygnathus asymmetricus). Se desconoce la misma base de la formación debido a fallas. La primera datación segura se tiene 70 m encima del comienzo de la serie conocida: Ancryrodella rotundiloba rotundiloba (BRYANT 1921) y Manticoceras sp. coexisten sólo desde la parte alta de la subzona inferior de Pol. asymmetricus. La Fm. Huesa tiene que terminar aún dentro de esta subzona (ver LAGES 1984).

En la Fm. Huesa hay repetidos cambios entre facies hercínica (pizarras negras con placton) y renana, sin que la última alcance su pleno desarrollo ocasionalmente los fuertes aportes clásticos llegan casi a colmatar la cuenca. La inquietud cortical, documentada en la subsidencia rítmica y rápida, habrá sido responsable, a la vez, de la abundancia de los aportes clásticos.

1.4.10 Fm. Bandera. Pizarras arcillosas (26). Frasnense temprano

Las vaguadas al N del Puntal de la Bandera (= "Cabezo Agudo" del mapa) que se extienden entre 3.4 y 4.1 km al N Loscos están excavadas en las pizarras de la Fm. Bandera que, esencialmente, forman un sinclinal rumbo SO-NE. Tanto aquí como en la hoja Segura de los Baños se desconocen muro y techo. No se pueden levantar cortes continuos; la potencia de las partes expuestas aquí se estima en unos 100 a 125 m; la potencia expuesta en la hoja Segura es 200 m sin ser completa.

Se trata de pizarras arcillosas, algo micaceas y no demasiado finas, de tonos gris-pardos y con poca variación. Lechos delgados con grano limolítico forman lentejones algo endurecidos de hasta 1 cm.

Falta fauna bentónica, pero siempre se encuentra plancton (Styliolina, Homoctenus y epiplancton (abundantes Buchiola) chonetidos minúsculos, y otros braquiópodos no determinados; briozoos incrustantes y cornulites también habitarían en algas flotantes).

El neoton es más escaso: Orthoceratidos y Beloceras cf. sagittarium (G. & F. SANDBERGER 1849). En el núcleo del sinclinal se halla ? Pharciceras, sp, (det. WALLISER); sería una ocurrencia muy tardía de este género esencialmente ante-frasniense.

En dos lugares que, según la estructura, exponen niveles bajos de la serie visible (inmediatamente al E Puntal de la Bandera, x: 663.850, y: 45553.230; al lado del camino en Corral Blanco, N y E de dos barrancos, 500 m al NNO Puntal d.l. Bandera, x: 663.530, y: 4553.670) se hallan nodulos irregulares de caliza micrítica, que han rendido conodontos: Ancryrodella lobata BRANSON & MEHL 1934, Polygnathus dubius HINDE 1879, Icriodus sp. Los últimos Pol. dubius se conocen ahora dentro de la subzona media de Pol. asymmetricus en Cantabria, y por consiguiente, la datación actual se puede elevar ligeramente respecto a la que dieron CARLS & LAGES 1983.

Encima la Fm. Bandera, la última datación obtenida en la hoja Segura de los Baños, se refiere a la subzona inferior (parte alta) de Palmatolepis gigas (nivel de la Caliza de Kellwasser inferior; medio del Frasnense; CARLS & LAGES 1983); esta corresponde a una unidad litoestratigráfica diferente y posterior a la Fm. Bandera. Así la Fm. Bandera queda restringida al Frasnense temprano.

Aunque la serie del Frasnense se conozca incompleta, en la parte inferior y media de este piso ya se suman unos 800 m de potencia entre los tres tramos registrados en la hoja de Segura de los Baños, de modo que probablemente la potencia total del Frasnense excede los 1000 m. Del Famennense se conocen allí unos cientos de metros de pizarras finas con el lamelibranquio (?) epiplanctónico "Posidonia venusta MÜNSTER 1873.

Como, en el Devónico inferior y medio los niveles guía, faunas y facies de la zona de Loscos coinciden, en todos los detalles examinados, con sus equivalentes correspondientes en el N de la hoja de Segura, se pueden también extrapolar los resultados acerca del Devónico superior obtenidos en esta hoja vecina a la nuestra, máxime cuando en el Frasnense de Segura los bancos observados son muy constantes lateralmente y predominan facies pelágicas. Es importante señalar que sólo esta extrapolación de las potencias hace posible la adecuada interpretación de las estructuras tectónicas en nuestra hoja al N de Loscos.

El dominio de la facies hercínica se va acentuando dentro de la Fm. Bandera; aunque sigan aún aportes arenosos hacia el Frasnense alto (LAGES 1984, encima del nivel Kellwasser-kalk inferior), faltan faunas bentónicas y sólo resta fauna pelágica. La subsidencia casi compensada por la acumulación de la cuenca se mantiene, por lo menos, al mismo nivel que en el Devónico inferior y medio, aumentando probablemente en el Frasnense. La ritmicidad ó disminuye ó es ocultada bajo la influencia hercínica. El contraste en los espesores coetaneos entre Celtiberia y Palencia (también en facies hercínicas) alcanza su máximo; unos 1000 m en nuestra hoja equivalen a escasos 10 m (según JAHNKE et al. 1983) ó 50 m (RAVEN 1983) de pizarras con planctón en Palencia. En León, los espesores dentro de la Fm. Nocedo también son sólo una pequeña fracción de los hallados aquí, y los equivalentes de la Fm. Bandera son calizas de aguas someras. Estos contrastes, resaltan para nuestra zona su naturaleza de cuenca con fuerte subsidencia también en el Devónico superior.

1.5 Carbonífero

El carbonífero inferior no se ha podido identificar en el S de Aragón. Esto no significa que no haya sido depositado. Los hallazgos por QUARCH (1973) de calizas con conodontos del Viseense en conglomerados del "flysch" namuriense en la hoja de Segura de los Baños hacen probable que en la cercanía se depositase el Carbonífero inferior y fuese resedimentado después por considerables movimientos "sudéticos". Partes bajas del Carbonífero superior están bien representadas en la hoja de Segura, y nada hace pensar que aquellas formaciones no se hayan extendido hasta nuestra hoja, donde han quedado eliminados como consecuencia de los movimientos "astúricos".

Sedimentos que hoy se tienen que considerar como pertenecientes al Carbonífero final, se hallan sólo en el S de la estructura de fosa de Fombuena, en el margen occidental de nuestra hoja.

Los espesores preservados y las extensiones laterales de las formaciones, que abarcan los 80 m.a. del Stephaniense hasta la base del Muschelkalk, son reducidos; pero sus contenidos de informaciones sobre una de las épocas más movidas demandan que procedamos a su descripción detallada. Es obvio que esta hoja comprende una de las zonas clave para el entendimiento de la geología histórico-regional del Sistema Ibérico en dicho intervalo.

1.5.1 Fm. Fraguas. Conglomerados y areniscas (27). Stephaniense (? alto).

El nombre de Fm. Fraguas se introduce aquí para los depósitos detríticos groseros, situados encima del Silúrico y debajo de una formación volcanoclástica y/o debajo del Buntsandstein, en la vertiente S de Los Cabezos, 2 km al S. Fombuena, llamada Las Fraguas.

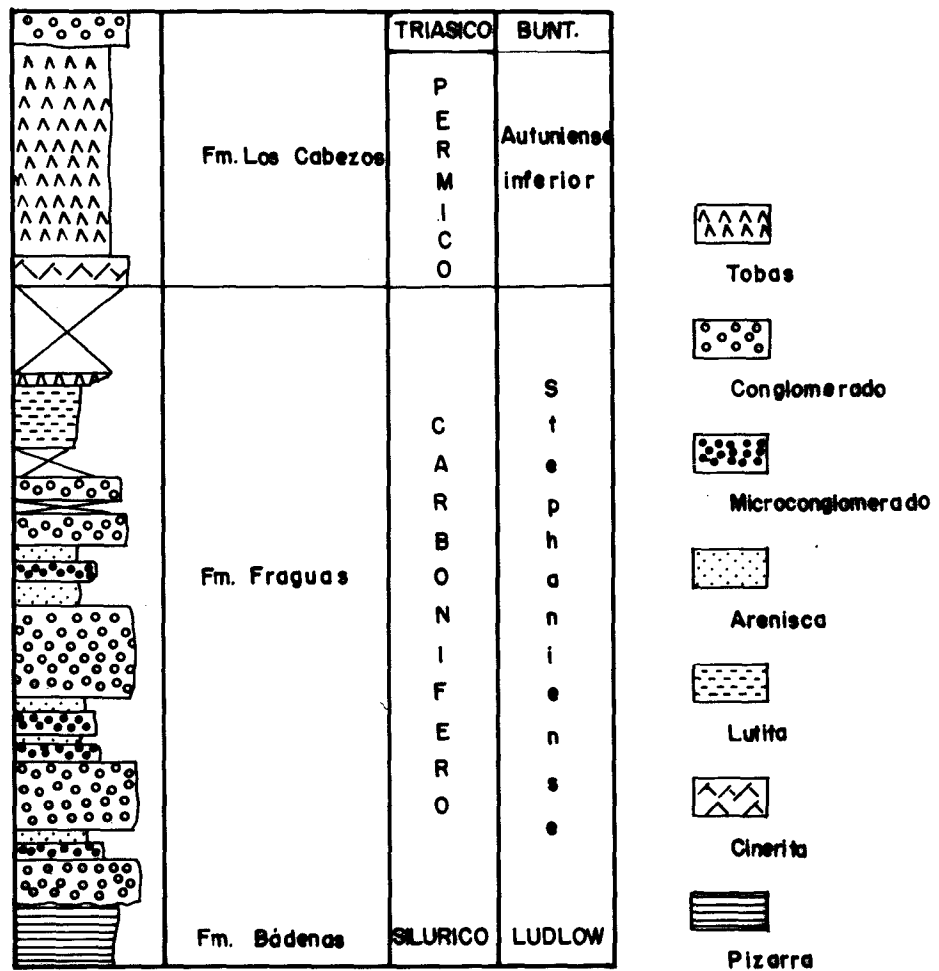
Estos sedimentos cuyo espesor es poco más de 60 m se han descrito por CARLS & SCHEUPLEIN 1969 como pertenecientes al Buntsandstein; pero manteniéndose las particularidades sedimentológicas, hay que cambiar tanto la datación como la interpretación estructural desde que CONTE comparó en 1985 la litología con el Stephaniense Pirenáico y máxime desde que adicionales hallazgos de flora por CARLS y CONTE en 1985 descartaron la posibilidad de la datación original.

La base de la Fm. Fraguas se ha registrado en una excavación debajo del conglomerado grosero, 170 m al E de una paridera, en el mismo margen de la hoja (x: 652.300, y: 4554.750). Sobre un paleorelieve en pizarras blandas de la Fm. Bádenas, que han sido rubefactadas, hay, como depósitos basales, el mismo tipo de sedimento que se está formando actualmente en los barrancos erosivos vecinos: masas estratificadas de plaquitas de pizarra (de 0.5 a 2 cm) de la Fm. Bádenas y unos cantos angulosos de cuarcitas. Esto es señal de que las condiciones de deposición, al convertirse la erosión tardivarisca en acumulación, eran similares a las que se encuentran actualmente. Esta facies de materiales poco transportados (parautóctonos) alcanza sólo 2 m de espesor máximo. Le siguen 2 m de conglomerado, muy arenoso, con cantos de areniscas y cuarcitas silúricas (poco transportado).

El próximo paquete de 25 a 30 m de espesor es un conglomerado de cantos y bloques hasta 60 cm (un bloque de casi 1 m) con menos matriz. En el O del yacimiento, estos bloques son pizarras y areniscas del Cámbrico (C. medio) y proceden de la zona Lanzuela-Cucalón. Las formas poco redondeadas de muchos de estos bloques y cantos corresponden al corto camino de 3 km, ó poco más, de los próximos yacimientos del Cámbrico (al SO de la falla de Datos). la dirección de transporte de SO a NE, resulta de la fuerte imbricación de los componentes más o menos discoidales.

Las pizarras generalmente grises se han teñido superficialmente de tonos morados; esto es testimonio de influencia de un clima seco, igual que las superficies pulidas de

Columna sintética del CARBONIFERO y
PERMICO en la fosa de Fombuena



ESCALA 0 10 20 30 40 50 m.

los cantos de cuarcita. De estos fenómenos radica la anterior confusión con Buntsandstein.. En el barranco que sube hacia NNE en el flanco oriental de la fosa, decrecen la cantidad y el tamaño de los bloques cámbricos en favor de los materiales silúricos. En el mismo margen oriental del yacimiento (x: 652.550, y: 4545.050) existe un bloque (1 m) de cuarcita blanca procedente de la Fm. Luesma (1.5 km al E). Otro afloramiento con preponderancia de componentes cámbricos se ve más al N, en el flanco oriental de la Fosa de Fombuena (x: 652.500, y: 4555.850, 1 km al SSE de Fombuena); evidentemente, el cauce que transportaba el material cámbrico mantuvo el mismo rumbo SO-NE observado ya en el S de la fosa.

Este conglomerado de bloques muy inmaduros fué depositado en el cauce de un torrente procedente de SO a SSO, lo que documenta que allí se hallaba la Unidad de Badules ya levantada mediante la falla de Datos y formaba, entonces, una zona elevada. En menor cantidad se suministraba el mismo cauce, a lo largo de su margen SE, de los materiales silúricos expuestos allí.

Hacia el techo de este término, el grano decrece, y se depositan conglomerados mas arenosos con matriz de fragmentos triturados de pizarra y poca arena de cuarzo. El siguiente tramo, de espesor similar, está predominantemente constituido por gravillas con fragmentos de pizarras y arenas gruesas con colores de rojo claro. Aún hay lentejones de conglomerados con cuarcita y cuarzo que ya están algo redondeados.

El total de esta serie fluvial mide unos 60 m. En el margen SE de la fosa, encima del barranco más oriental, en el conglomerado, donde éste se halla fuertemente invertido y tectonizado, se habían encontrado restos vegetales. Estos sólo sirvieron para reconocer que en charcos de este cauce torrencial se podía mantener una flora, pero por su pobre conservación no pudieron causar duda en la datación como Buntsandstein. El hallazgo, por CARLS y CONTE en 1985, de un tronco hueco, aplastado, con diámetro cerca de 60 cm, posiblemente referible a Calamites favorece la datación como Stephaniense C que CONTE y GASCON (1985) ya habían basado en la comparación litofacial con el Pirineo. Los contactos paralelos con el Buntsandstein que CARLS & SCHEUPLEIN (1969) habían descrito, son sólo muy locales y casuales y sólo simulan la concordancia; en realidad existe una discordancia.

La Fm. Fraguas que se conoce, con seguridad, sólo en la Fosa de Fombuena, es el primer despósito preservado que se formó despues de los movimientos "astúricos".

Nos indica que las más esenciales estructuras variscas (salto grande de más de 5 km en la Falla de Datos) estaban formadas, que la Unidad de Badules servía de área fuente elevada, y que reinaba un clima con cambios entre temporadas secas y lluvias torrenciales que permitía una vegetación perenne en el regadío de depresiones.

La Fm. Ermita de la región de Molina de Aragón, que SACHER (1966) consideró como Stephaniense C, aunque la Lebachia pincformis hallada por él es más común y característica para el Pérmico temprano, es completamente diferente de la Fm. Fraguas; sus "tuffs" la hacen comparable con la próxima formación con la cual se correlaciona aquí.

1.6 "Pérmico" (Autuniense basal)

Las dataciones radiométricas revelan que las floras que definen el comienzo del Pérmico continental, son coetaneas al Carbonífero terminal en facies marinas y anteriores a las faunas marinas que definen el comienzo del Pérmico y se van datando en 285 m a ó 280 m.a. Las capas y los procesos tratados en este capítulo se clasifican como "Pérmico basal" bajo esta reserva. La utilización de "Autuniense basal" queda inafectada de esta problemática ya que este término de la biostratigrafía continental no interfiere con la subdivisión marina.

1.6.1 Fm. Los Cabezos. Sedimentos piroclásticos (28). Autuniense basal.

Se introduce aquí el nombre de Fm. Los Cabezos para designar la unidad volcano clástica situada entre la Fm. Fraguas y la base del Triásico en la zona limítrofe de las hojas de Daroca y Moyuela entre 1.7 a 1.9 km al S de la iglesia de Fombuena (al NO de la paridera situada x: 652.130, y: 4554.750). Habiéndose cartografiado (CARLS 1962) este afloramiento como intrusivos meteorizados, el hallazgo de una flora por BARNOLAS, CARLS y GABALDON en el año 1977 reveló su naturaleza volcanoclástica y sedimentaria. La revisión crítica por CONTE llegó a la eliminación de una discordancia angular dentro de este afloramiento que los primeros habían supuesto debido a una diferente interpretación de la meteorización del techo del yacimiento. La información actualizada corresponde a CONTE et al. (1985).

El contacto basal de la Fm. Los Cabezos queda algo dudoso. En el NE de su afloramiento, la primera toba volcánica parece sobreponerse en concordancia al

término superior (de grano fino) de la Fm. Fraguas; pero allí intervienen, próximo al contacto, fallas, meteorización pretriásica y cobertera reciente.

BARNOLAS, CARLS y GABALDON midieron un corte, comenzando al NO de la paridera mencionada (hoja Daroca), con buzamientos hacia NNO entre 50° y 70°. De una potencia total de 75 m se hallan 48 m más o menos bien expuestos, mientras unos 15 m basales están cubiertos y unos 12 m en el techo alterados y rubefactados. De los 48 m, unos 18 m bajos consisten en tobas blandas de tonos beige con algunos banquitos endurecidos, de aspecto margoso pero no carbonatados. Estos bancos son tobas finas redepositadas en aguas estancadas; presentan estructuras de flujo, y contienen flora bien preservada. Los siguientes 11 m son tobas similares con lapilli y pequeñas bombas de lava andesítica a daci-andesítica y comprenden en su medio varios bancos más espesos con rica flora. Siguen unos 18 m de cineritas con varios niveles muy ricos en bombas mayores. Se hallaron también dos grandes bloques (casi 1 m) de pizarra del Cámbrico medio, que se habían eyectado a corta distancia.

Discordante (ángulo agudo) a la estratificación, se observa una costra silícea (cuya estructura fibrosa puede confundirse con madera silicificada) y limonítica. Encima de ella, las cineritas están fuertemente alteradas y rubefactadas. Los 12 m de este material se habían considerado al principio (memoria de la hoja Daroca) como pertenecientes a la Fm. Montesorro conocida en la Zona de Molina de Aragón; pero CONTE demostró, en nidos exentos de tan fuerte alteración, que se trata aún de los mismos materiales volcanoclásticos de la Fm. Los Cabezos. La costra mencionada es, por consiguiente, el frente de la alteración descendiente que tuvo lugar durante la meteorización de las cineritas poco estables anterior a la deposición del Buntsandstein. No existe, pues, ninguna discordancia dentro de esta unidad, y la Fm. Montesorro no se puede identificar aquí (CONTE et al. 1985).

Las floras halladas en la serie de cineritas han sido estudiadas por VAN AMEROM y se están publicando. VAN AMERON (comunicación personal 1979) determinó:

Callipteridium rochei

Callipteris conferta

Pecopteris unita

Pecopteris plumosa

Pecopteris hemitelioides
Pecopteris polymorpha
Pecopteris cf. monyii
Taeniopteris abnormis
Sphenophyllum oblongifolium
Annularia stellata
Calamites multiramis
Sigillaria bardie
 ? *Dicranophyllum gallicum*
Neuropteris planchardii
Sphenartheris sp.
Reticulopteris germarii
Cordaites sp.
 ? *Cyclopteris*
Odontopteris lingulata

Call. rochei y *C. conferta*, que existen desde el primer nivel fosilífero, documentan - "per definitionem" - una posición en el Autuniense inferior ó sea encima del Stephaniense C.

Unas bombas, menos alteradas que la mayoría, han rendido biotita para un estudio radiométrico (separación por E. SEIDEL, Braunschweig, analisis de isótopos H. KREUZER, Hannover; medición de K por espectroscopía de llama, 40 Ar por análisis de disolución de isótopos). Debido a la no homogeneidad del material algo alterado, se han obtenido, mediante la misma muestra, dos dataciones coincidentes de 283 ± 2.5 m.a. y una de 292 ± 2.5 m.a. La datación de la roca inalterada de un dique intrusivo (x: 661.550, y: 4550.950) del mismo magma que las bombas (estudio petrológico por CONTE & LAGO 1985) resultó en 293 ± 2.5 m.a., Estos datos pueden situar el magmatismo en el rango de 283 a 292 ± 2.5 m.a.

La buena oportunidad de un enlace entre las escalas bioestratigráfica continental y radiométrica resalta la importancia de este pequeño afloramiento, pero hace más investigaciones deseables.

En varios lugares (centro urbano de Fombuena; varios puntos en la falla oriental que delimita la fosa de Fombuena; camino 600 m NE Cabezo Agudo - x: 664.180, y:

4553.670) existen contactos de diques o subvolcánicos con rocas triásicas; en algunos casos son claramente debidos a la superposición estratigráfica discordante del Buntsandstein. En las fallas de la fosa de Fombuena, donde se pueden dar contactos laterales (centro de Fombuena, hoja Daroca), debe tratarse de diques tardi-hercínicos en fallas polifásicas, de origen varisco que vuelven a jugar hasta después del Muschelkalk. No se observan indudables penetraciones en sedimentos triásicos, sin mediación de fallas interpretables como polifásicas y puramente alpínicas.

El magmatismo permo-carbonífero produjo centenares de sills y diques de tipo subvolcánico que, en su mayor parte, causaron metamorfismo térmico de sólo muy baja intensidad. Sin embargo, existen dos domos térmicos al NO y al NE de Loscos. El magmatismo está concentrado en la tectónica Unidad de Herrera, y dentro de ésta, preferentemente en la Depresión Axial del Cámaras (CARLS 1983), donde utiliza fallas distensivas preexistentes. Todas las manifestaciones mencionadas del magmatismo son posteriores a las esenciales fases de los movimientos variscos, incluso a los deslizamientos gravitacionales (e.g. Cabezo Herrero y Silla Vieja, SE de Sta. Cruz). Movimientos posteriores al volcanismo eran de menor rango.

1.7 Triásico

El Triásico que aflora en la hoja de Moyuela y colindantes, se presenta en facies germánica con sus tres divisiones clásicas: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, en discordancia con el zócalo paleozóico.

Los afloramientos más completos se sitúan entre Monforte de Moyuela y Rudilla y aún en esta zona, las potencias que se alcanzan no corresponden con las potencias regionales.

Hay que señalar, que frecuentemente faltan los sedimentos correspondientes a la F. Buntsandstein por lo que los niveles carbonatados de la F. Muschelkalk se apoyan directamente discordantes sobre el zócalo paleozóico.

Por otra parte hay que tener presente, que la división entre las facies Buntsandstein y la F. Muschelkalk, es fundamentalmente litológica y no tiene carácter de división cronoestratigráfica. Existen, a nuestro criterio, materiales que litológicamente son

facies Bunt y cronológicamente corresponderían, al Muschelkalk. Así ocurre por ejemplo, al sur de Monforte de Moyuela, donde los niveles inferiores de las F. Muschelkalk pasan lateralmente a niveles detríticos en F. Buntsandstein.

Esto explicaría también, porqué los materiales atribuidos a la F. Bunt presentan una potencia menor a la que regionalmente tienen y un carácter más arcilloso, que el que tradicionalmente caracteriza a dicha facies. Siguiendo a RICHTER & TEICHMÜLLER (1933), CARLS & SCHEUPLEIN (1969) atribuyeron las particularidades del Bunt de esta hoja a su posición en el margen NE del Umbral de Ateca. Se describirán las condiciones ambientales muy particulares de diversos puntos de este umbral eotriásico.

1.7.1 Facies Buntsandstein. Areniscas, arcillas rojas, brechas y conglomerados (29)

Estos tipos de materiales, situados al inicio de los depósitos triásicos, corresponden a la Facies Buntsandstein, pero demuestran condiciones bastante particulares.

Se trata de una formación que aflora con base diacrónica y en contacto discordante sobre el Paleozóico, en ambos flancos del anticlinal alpídico en la mitad SW de la hoja, pero que existe en dimensiones cartografiables casi solamente en el flanco oriental, desde 1.7 km al N de Monforte de Moyuela hasta Rudilla, en dos lugares 4 km al N de Loscos (100 a 400 m y 1.200 m al W de Ermita de San Miguel), y en la Fosa de Fombuena (margen NW de la hoja). Litológicamente, está constituida por arcillas arenosas rojas y areniscas de grano medio a fino rojas y amarillentas. Se intercalan lentejones de conglomerados con componentes angulosos a modestamente redondeados, y hacia arriba se suele evolucionar una brecha de cantos (cuarzitas paleozóicas y cuarzós lechosos angulosos, englobados en una matriz roja arcillo-arenosa y ligeramente carbonatada. Una facies arcillosa en el techo del Buntsandstein (Facies Röt), se encuentra sólo en la Fosa de Fombuena (N de Fombuena hasta 20 m). Tanto como los espesores, varían también las secuencias litológicas de un lugar a otro; esto se debe a la existencia de un paleorelieve muy detallado encima del Paleozóico y al diacronismo con el cual la zona de deposición iba avanzando de NE hacia SW sobre esta parte del Umbral de Ateca, y a los movimientos sinsedimentarios de la Fosa de Fombuena. Una descripción del Buntsandstein de esta hoja dieron CARLS & SCHEUPLEIN (1969); en la descripción siguiente se añaden algunos detalles

y se hacen las correcciones debidas a la identificación de la Fm. Fraguas, en el S de la fosa de Fombuena, como Stephaniense.

La facies más "normal" se halla cerca de Monforte de Moyuela, donde alcanza la máxima potencia de 45 m a ambos lados del camino 0,5 km al WNW del pueblo. Más al SSE, los espesores no depasan 15 a 20 m. Cerca de la base de cada corte local suelen hallarse lentejones conglomeráticos que no se dejan paralelizar. Un contenido carbonatado al W de Monforte resulta del desmantelamiento tanto de la Fm. Valdemiedes (que afloraba 1.7 km WSW) como de costras carbonatadas. Los conglomerados mejor desarrollados (hasta 2 m) no se hallan nunca en la misma base de un corte. Allí predominan brechas de materiales de las inmediaciones; al lado de las vetas de cuarzo del Cámbrico se suelen hallar, en la base del Buntsandstein, grandes cantos de estas mismas vetas, ilustrando el mínimo transporte. Cantos mejor redondeados no aparecen que hacia el techo del segundo tramo. El segundo tramo, cerca de Monforte, se caracteriza por abundancia de las areniscas rojas, habituales para el Buntsandstein. Sus bancos gruesos manifiestan estratificación oblicua en dimensiones hasta 1 m. Hacia arriba aumentan conglomerados de espesor métrico. El tramo superior comprende bancos brechoides, con algunos cantos de cuarcitas duras y de cuarzós lechosos que, al momento de sedimentarse, estaban ya fracturados por meteorización térmica (bruscos contrastes de temperaturas y exposición prolongada). Gran parte de estos bancos están formados por los fragmentos angulosos y agudos de tales cantos. La matriz es muy carbonatada.

Este tipo de sedimento se halla siempre en el tránsito a la Facies Muschelkalk (sólo en Fombuena se intercala una facies arcillosa) y grada lateralmente (en sentido diacrónico) a las brechas basales del Muschelkalk en las alturas del paleorelieve, donde falta la Facies Bunssandstein. Es testimonio del decrecimiento de los relieves y de las velocidades de desmantelamiento y transporte, y también de las distancias de transporte en el momento cuando se acerca la transgresión marina.

La falta de afloramientos al E y NE de Loscos se debe al fallamiento alpídico. Los yacimientos al W de la Ermita de San Miguel también pertenecen al tipo relativamente arenoso del Buntsandstein y alcanzan 40 m. En la base del yacimiento más occidental se observa rubefacción del muro paleozóico (incluso un dique intrusivo) y un paleosuelo. En el medio de este corte existe el relleno arenoso de un

paleocanal erosionado en una capa conglomerática con cantos hasta 15 cm. Evidentemente, la sedimentación refleja cierta inquietud tectónica (ó climática) que impide un simple granodecrecimiento.

En el flanco SW del anticlinal alpídico, y aún en las cercanías de Cucalón (E de la hoja de Daroca), se suelen hallar, en vez de una Facies Buntsandstein, sólo unos bancos rojizos ó grises de brechas de los materiales resistentes - y hasta de pizarras- del Paleozóico subyacente. Generalmente, tales materiales no miden más de 1.5 m. Pero donde existen pizarras blandas entre cuarcitas duras del zócalo (pizarras del paquete d1a , NW Cruz de San Juan, y Dehesa Alta - x: 654.000, y: 4555.000), pueden existir mayores espesores al pasar las brechas basales a carbonatos carvernosos amarillentos que rellenan las restantes depresiones antes de formarse los primeros bancos compactos de Muschelkalk.

En el barranco estrecho 2.7 km SW de Bádenas (x: 656.070, y: 4548.400), existe una facies arcillosa-dolomítica de 23 m. El muro cámbrico está poco ó no alterado. La base es rica en plaquitas de las pizarras cámbricas subyacentes (1 m); los cantos de cuarcita son angulosos y no abundantes, y alcanzan hasta 25 cm. 1 m encima de la base ya aparecen carbonatos laminados, con fragmentos de pizarra y algunos cantos pequeños de cuarcita, y de colores rojizos; se trata de la resedimentación de depósitos carbonatados, no cementados, primero mezclados con material siliclástico de grano fino, y posteriormente admixtos con los cantos en el curso de una resedimentación através de transporte en corriente. Cantos pequeños de cuarcita, angulosos, pero algunos con pulimento eólico existen hasta 5 m encima de la base, mientras ya se van intercalando arcillas limolíticas rojas en paquetes decimétricos. La laminación de los bancos carbonatados es normal hasta los 7 m. Luego siguen 3 m con bancos potentes de dolomía amarillenta, 3 m de arcillas rojas con un lecho margoso (alusión de Facies Röt) y finalmente, con escasos afloramientos, casi 10 m de margas dolomíticas con tramos cavernosos, de colores gris-amarillentos. El techo, lo forman los típicos bancos gruesos de dolomía de la base de la facies normal del Muschelkalk.

Los afloramientos cerca de la cantera, en la carretera 1.8 km WSW de Bádenas, exhiben una facies muy similar, y pertenecen a la misma depresión morfológica. Esta depresión se debería al desmantelamiento preferencial de las pizarras de la Fm.

Bádenas al E de estas dos localidades, donde se halla, también hoy día, una morfología reciente análoga, aunque mas acentuada; las rocas más resistentes del Cámbrico (en el W) y de la Fm. Luesma (a distancia en el E y SE) formarían las laderas de esta depresión.

En el flanco SW del anticlinal alpídico se conservan unos afloramientos pequeños y aislados de los tramos basales del Triásico, abrigados por el Muschelkalk. El mayor de ellos yace encima del Cámbrico y forma el vertice de El Cerro (2.3 km NE Piedrahita); en combinación con el pequeño resto (x: 661. 440, y: 4546.200), que cubre el Devónico, en el otro lado de la Falla de Datos, documenta la inactividad postpaleozóica de esta falla.

En la cota 1369 m, 1.8 km NE de Colladico, y sus alrededores, la facies del Buntsandstein falta; aquí las cuarcitas duras de la base de la Fm. Luesma resaltarán aún como elevaciones, cuando ya las circundaban las aguas transgresivas del mar del Muschelkalk. Se halla sólo una brecha basal (1 m ó menos) con cantos de cuarcita parautóctonos cementados por dolomía que han sido redondeados in situ por meteorización y cicatrizado por el ataque químico de las aguas alcalinas de sebkhas.

También los afloramientos triásicos en el NW de la hoja (Los Cerros al W de Bádenas; Dehesa Alta, x: 654.000, y: 4554.800 a 4555.200; en el camino antiguo de Fombuena a Lanzuela, x: 653.000, y: 4555.080 a 4555.500; cota 1104, en el mismo extremo de la Fosa de Fombuena carecen de un Buntsandstein y sólo tienen una brecha parautóctona como base del Muschelkalk; demuestran elevaciones morfológicas coetaneas al hundimiento sinsedimentario de la fosa. Las cuarcitas de la Dehesa Alta conservan su rubefacción triásica.

La Fosa de Fombuena exhibe cortes del Buntsandstein que se distinguen de otros cortes debido a su deposición en una cuenca particular. Los mejores cortes, con espesor total de unos 60 m de Facies Buntsandstein, se hallan en el margen oriental de la hoja de Daroca, al N de Fombuena: La fuerte rubefacción del Silúrico subyacente penetra varios metros. El tramo basal cubre un paelorelieve con rellenos brechoides a conglomeráticos (1 a 2 m). Siguen unos 15 m de las areniscas rojas típicas del Buntsandstein en bancos gruesos con estratificación oblicua, ripples, lentejones pequeños de conglomerados, y niveles de pudingas. El conglomerado

desarrollado encima de las areniscas (N de la carretera) mide más de 3 m, pero no alcanzará los 10 m. Sus cantos mal a poco redondeados llevan pulimento eólico y muchos están teñidos de morado oscuro. La mayoría de los cantos (hasta 20 cm) se podría derivar de las cuarcitas de las inmediaciones (Cuarcita Armoricana hasta Silúrico) pero algunos cantos procedentes de conglomerados de la Serie Ibérica (Cámbrico-Arenig temprano) que no aflora tan cerca, documentan también aportes más lejanos. Detrás de fallas, y próximo al pueblo de Fombuena, se observa un segundo tramo de unos 20 m (?) de areniscas; este lleva en su techo el nivel brechoso con esquirlas de cuarzo y cuarcitas duras que se suele hallar, en otros cortes, poco debajo del Muschelkalk. Debajo de las eras al NW de Fombuena, se halla aquí una secuencia de (20 m) de arcillas en parte limolíticas de rojo claro con varias intercalaciones decimétricas margosas y blanquecinas. Sobre estos depósitos arcillosos sigue la facies Muschelkalk 1 km SE de Fombuena se han explotado, antaños, pequeños lentejones locales de yesos, probablemente en el techo de esta facies arcillosa.

La mayor potencia y el desarrollo, más "normal" que en las cercanías fuera de la fosa, hace suponer aquí una depresión especial debida a hundimientos sinsedimentarios. Especialmente, la relativamente potente Facies Röt documenta una subsidencia en aquel intervalo cuando, fuera de la fosa, se prepara el cambio de régimen clástico al régimen de precipitaciones químicas del Muschelkalk marino marginal. Los niveles margosos intercalados pueden ser efectos de momentaneas ingresiones. El N de La Fosa de Fombuena se presenta, pues, primero como el cauce final de un río episódicamente torrencial, y luego como una ensenada avanzada del mar transgresivo.

Los afloramientos en el S y SE de la fosa, expuestos 1.6 km SSE de Fombuena, en la cabecera de un barranco, están discordantes encima del Stephaniense (Fm. Fraguas). 600 m más hacia WSW, existe aún el Autuniense basal (Fm. Los Cabezos) con un paleosuelo profundo (unos 12 m de rubefacción antes considerado erróneamente, como Fm. Montesoro (Pérmico) en su techo; procesos pedogenéticos formaron aquí un nivel transicional con cantos alóctonos envueltos en material terroso y alterado de color. En la base de la rubefacción se hallan costras subcutáneas silíceas. La disminución del espesor hasta su desaparición del paleosuelo puramente autóctono hacia la mitad oriental de estos afloramientos y la discordancia angular, no sólo entre Paleozóico y Buntsandstein pero también entre la base de rubefacción y la base de los sedimentos

alóctonos, indican una ligera deformación y una rotación del contenido de la fosa hacia W, inmediatamente anterior al comienzo de la sedimentación eotriásica.

1.6. km SSE de Fombuena se encuentran, encima del techo pelítico-arenoso de la Fm. Fraguas, 2.5 m de un paleosuelo terroso con cantos. Siguen 4 m de un conglomerado granocreciente (diámetros hasta más de 15 cm en la parte alta); la rubefacción de los cantos es fuerte pero disminuye hacia arriba. En los superiores 7 a 8 m, no completamente expuestos, predominan arcillas más o menos limolíticas con un tramo medio de margas yesosas (1 m). El tránsito al Muschelkalk está sustituido por 0.5 m de resedimentos margosos debajo de los bancos sólidos de dolomías. El tramo alto, de Facies Röt, es comparable con los otros cortes en el S de la fosa, mientras el conglomerado de la parte baja se acuña en el medio de la fosa (antiguo horno, x: 652.300, y: 4554.900) y reaparece en el SW de ella, señalándose así un ligero paleorelieve. Las areniscas rojas del N de la fosa faltan aquí, de modo que hasta dentro de esta pequeña fosa existen radicales diferencias de facies.

Las brechas encajadas en la parte baja de la Fm. Bâdenas que modelan el Cabezo de la Gorra, al SE del punto más septentrional de la carretera Cucalón-Bâdenas, consistentes en cuarcitas etc., muy teñidas de rojo. En el S del Cabezo de la Gorra, se observan en la brecha frecuentes concreciones, que ocurren con escasa densidad en el miembro inferior de la Fm. Bâdenas, y que se suelen enriquecer en barrancos y arroyos profundizados en este miembro. Asociados se hallan abundantes fragmentos angulosos y esquirlas agudas de cuarzo y de cuarcitas duras, típicas para el Bunsandstein alto (ver arriba). La acumulación de estos componentes de la brecha sólo se explica así: Durante la formación de las esquirlas de cuarzo y la existencia de una superficie de erosión sobre Paleozóico rubefactado, los materiales descritos fueron descargados por inundaciones episódicas (barranco intermitente), en grietas abiertas. Estas grietas, de rumbo WNW-ESE resultan de fuerzas distensivas y han de correlacionarse con los movimientos sinsedimentarios, detectados en el N y en el S de la Fosa de Fombuena. Similares brechas existen también en el s del Castillejo (NW de la hoja). Como brechas tectónicas y contenidos sedimentarios no se pueden diferenciar, se han cartografiado sólo brechas.

Ante la paleogeografía, precisada por GARRIDO & VILLENA (1977, fig. 1), del Umbral de Ateca, la evaluación de la variación lateral extraordinaria del

Buntsandstein de esta hoja conduce a la siguiente imagen detallada de la paleogeografía local: Es de suponer que en el E de la hoja, donde el Buntsandstein queda cubierto, éste aumente en espesor hacia NE y disminuya hacia SW. En el mismo sentido desaparecen las normales areniscas rojas, que suelen constituir la mayor parte del Buntsandstein, y la Facies Röt en su techo. El flanco SW del actual anticlinal alpídico, hasta Rudilla y N de Olalla (NW de la hoja Segura de los Baños ver MONNINGER 1973), se mantuvo como zona de meteorización y erosión, hasta que la transgresión marina del Muschelkalk, con comienzo fuertemente diacrónico, pudo cubrir el paleorelieve de las cuarcitas paleozóicas.

La Fosa de Fombuena, con sus movimientos polifásicos, sirvió, como cuenca subsidente, para la acumulación de una facies más usual y para ingresiones breves durante la deposición particular de una Facies Röt. Estos fenómenos se amortiguaron de NNW hacia SSE, y evocan la reconstrucción de una ensenada estrecha preformada por la fosa. Otra cuenca, menos clástica fué inundada al SW de Bádenas. El clima del tránsito del Buntsandstein al Muschelkalk era desiértico, la velocidad del desmantelamiento se iba reduciendo, tanto por falta de precipitaciones como por amortecimiento del relieve.

Los movimientos relacionados con la subsidencia de la fosa apenas aumentaron el relieve afuera de ella y eran distensionales.

La evolución eotriásica de la Fosa de Fombuena es comparable a la de la coetanea Fosa de Murero y a la Fosa de Alarba o de Murero (SCHMITT, 1974; hoja de Daroca). Esta última se sitúa también en un sistema de fallas longitudinales con diques igneos, y también demuestra un hundimiento sinsedimentario; sus espesores y facies del Buntsandstein difieren de los proximos yacimientos. La Fosa de Fombuena está situada en la extrapolación SE de la Fosa de Mores, cuyo Triásico termina 38 km NW de Fombuena.

Bibliografía

BEGE, V. (1979).- "Der Armorikanische Quarzit in Spanien (Paläogeographie, Fazies und Sedimentation des tieferen Ordoviziums)". Diss. Math.-naturwiss. Fak. Univ. Heidelberg, 106 pp., lam, 1-13, 1-7, 2 mapas.

CARLS, P. (1962).- "Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten, NE Spanien.- Dipl.-Arb. Univ. Würzburg, 91 pp., fig 1-29, 1 mapa geol., 3 fig. anexas (inédito).

- (1965).- "Jung-silurische und unterdevonische Schichten der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien)". Diss. Math.-naturwiss. Fak Univ. Würzburg, 155 pp., fig. 1, 1 mapa geol., 4 anexos (inédito).
- (1969).- "Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung". *Senckenbergiana lethaea*, vol. 50 (4): 303-355, fig 1-4, tab. 1-4, lam, 1-4; Frankfurt am Main.
- (1971): Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdroumont (Belgien).- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1971 (4): 195-212; Stuttgart.
- (1974): Die Proschizophoriinae (Brachiopoda; Silurium-Devon) der Östlichen Iberischen Ketten (Spanien).- *Senckenbergiana lethaea*, 55 (1/2): 153-227, fig. 1-4, lam., 1-13; Frankfurt.
- (1975).- The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma. *N. Jb. Geol. Paläont. abh.*, 152, (2): 127-146, fig., 1-2, tab. 1; Stuttgart.
- (1975).- "Zusätzliche Conodonten-Funde aus dem tieferen Unter-Devon Keltiberiens (Spanien)". *Senckenbergiana Lethaea*, 56 (): 399-428, fig. 1-, lam. 1-3; Frankfurt am Main.
- (1977): The Silurian-Devonian boundary in northeastern and central Spain.-In: MARTINSSON, A. (Ed.): The Silurian-Devonian Boundary.- *Internat. Un. geol. Sci.*, (A) 5: 143-158, fig. 1-7; Stuttgart.

- (1979): Emsian-Eifelian Stratigraphy of the Eastern Iberian Chains.- In: GARCIA-ALCADE, J., & al. (Ed.): Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy, Guidebook of the Field trip: 35-39, fig. 1-4; Oviedo (Serv. Publ. Univ.).
- (1982): Das kantabrische Devon und der Ibero-armorikanische Bogen aus keltiberischer Sicht.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163: 183-187, fig. 1; Stuttgart.
- (1983): La Zona Asturoccidental-leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico.- En: COMBA, J.M. (edit.): Libro jubilar J.M. RIOS (3) Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 11-32, fig. 1-6; Madrid.
- (1985): Howellella (Hysterohowellella) knetschi (Brachiopoda, Spiriferacea) aus dem tiefen Unter-Gedinnium keltiberiens.- Senckenbergiana lethaca, 65 (4-6): 297-326, fig. 1-5, lam. 1-2; Frankfurt am Main.
- (1986): Ein Vorschlag zur biostratigraphischen Redefinition der Grenze Gedinnium/Siegenium und benachibarter Unter-Stufen.- 1. Teil: Stratigraphische Argumente und korrelationen.- Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 87, 12 fig, (en prensa); Frankfurt am Main.

CARLS, P., & GANDL, J. (1967): The Lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (NE Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastavinae and Asteropyginae.- In: OSWALD, D.H. (ed.): Internat. Symp. Devonian Syst., Calgary 1967, 2: 453-464, fig. 1-3; Calgary/Alberta (Alberta Soc. Petroleum Geologists).

- (1969): Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 132 (2): 155-218, fig. 1-3, tab. 1, lam. 15-20; Stuttgart.

CARLS, P., GANDL, J., GROSS-UFFENORDE, H., JAHNKE, H. & WALLISER, O.H. (1972): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon.- Newsl. Stratigr., 2 (3): 115-147, fig. 1-7, tab. 1-2; Leiden.

CARLS, P. & HEDDEBAUT, C. (1980): Les Brachiopodes Spiriferida.- En: PLUSQUELLEC, Y. (ed.): Les Schistes et Calcaires de l'Armorique (Dévonien

inférieur, Massif Armoricain), sedimentologie-paleontologie-stratigraphie.- Mem. Soc. géol. mineral. Bretagne, 23: 215-222, fig 1-2, pl. 30-33: Rennes.

CARLS, P. & LAGES, R. (1983): Givetium und Ober-Devon in den Östlichen Iberischen Ketten (Spanien).- Z. dt. geol. Ges., 134: 119-142, fig. 1-3; Hannover.

CARLS; P. & MONNINGER, W. (1974): Ein Block-konglomerat in Tertiär der Östlichen Iberischen Ketten (Spanien). N.-Jb. Geol. Paläont. Abh., 145 (1): 1-16, fig. 1-4; Stuttgart.

CARLS, P. & SCHEUPLEIN, R. (1969): Zum Buntsandstein zwischen Fombuena und Rudilla (Östliche Iberische Ketten, NE-Spanien), N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969 (1): 1-10, fig. 1-3; Stuttgart.

CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B. y LE MENN, J. (1975). Les Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ordovicien supérieur de Luesma (Sud de l'Aragon, Espagne). Estudios geol., 31, 351-364, fig. 1-4, 3 lám; Madrid.

CHAUVEL, J. y LE MENN, J. (1979). Sur quelques Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ashgill d'Aragon (Espagne). Geobios, 12, 549-587.

CONTE, J.C. (1985).

CONTE, J.C. & LAGO, M. (1985).

CONTE, J.C., GASCON, J., LAGO, M. & CARLS, P. (1985).

CORTAZAR, D. de (1885). Bosquejo físico-geológico y minero de la Provincia de Teruel.- Bol. Com. Mapa Geol. España, 12: 263-607 (1-345), fig. 1-40, 2 lám; Madrid.

DEREIMS, A. (1898). Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon.- Thèses Fac. Sci., Paris: 1-199, fig. 1-46, lam. 1.2; Lille.

DONAYRE, F. (1983). Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza.- Mem. Com. Mapa Geol. España, 1: 1-126; Madrid.

GANDL, J. (1972). Die Acastavinal und Asteropyginae (Tribolita) Keltiberiens (NE-Spanien). Abh. senckenberg, naturforsch. Ges., 530, 1-184, fig. 1-20, lám 1-15; Frankfurt am Main.

GARCIA-ALCALDE, J.L., ARBIZU, M.A., GARCIA-LOPEZ, S. & MENDEZ-BEDIA, I. (1979). Cantabrian Mountains (NW Spain). In GARCIA-ALCALDE, J.L. et al. (Eds.): Meeting of the International Subcommittee on Devonian Stratigraphy-Guidebook of the Field Trip: 4-31, fig. 1-16; Serv. Publ. Univ. Oviedo.

GARRIDO-MEGIAS, A. Y. VILLENA-MORALES, J. (1977). El Trias germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial. Cuad. Geol. Ibér., 4 : 37-56, fig. 1.17; Madrid.

GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1980). Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 186 págs. fig. 1-8, lám. 1-13 (Inédito).

HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und Lithofazielle Untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. Arb. Paläont. Int. Würzburg, 3, 1-139, lam. 1-19; Würzburg.

HAFENRICHTER, M. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160; 138-148., fig. 1; Stuttgart.

HAMMANN, W. (1976). The Ordovician of the Iberian Peninsula. A review. In (M.G. Basset, edit.): The Ordovician System, proc. Palaeont. Ass. symposium, Birmingham, September 1974: 387-409, fig. 1-2; Univ. Wales Press & National Mus. Wales, Cardiff.

HAMMAN, W. (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium van Spanien; ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik.- Abh. senckenberg naturforsch. Ges., 542: 1-177, fig.1, lám. 1-; Frankfurt am Main.

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

JAHNKE, H., HENN, A., MADER, H. & SCHWEINEBERG, Y. (1983): Silur und Devon im Arauz-Gebiet (prov. Palencia, N-Espanien). *Neusl. Stratigr.* 13 (1): 40-66, fig. 1-9; Berlin-Stuttgart.

JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramérica.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 96: 567-587, fig. 1-12; Tulsa, Okla.

KELLER, J. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Kartierung des Gebietes NE Luesma und der Sierra de Herrera. (prov. Zaragoza, Aragón).- *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*, 1-108, fig. 1-23, lám. 1-10, (inédito).

KOLB, S. (1978): Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S. Cerveruela in den Östlichen, Iberischen Ketten (NE-Espanien). *Diplom-Arbeit Univ. Würzburg*, 1-122, fig. 1-53, lám. 1-7, 1 mapa geol. 1 anexo (inédito).

LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).- *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl., n.F.* 14 (2): 1-320, fig. 1-44, lám. 1-17, Berlin. "Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas Celtibéricas". *Publ. Estranj. Geol España* 8 págs., 313. 1955.

MANSOURIAN, E. (1974): Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes im Raume Murero./Atea./Montón in dem Westlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien).- *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*, 1-89, fig. 1-41, tols. 1-2, 1 mapa geol. 1 anexo (inédito).

MARIN, PH., & PLUSQUELLEC, Y. (1973): Sur des "Combophyllum" (Tetracoralliaires) du Dévonien de Montalbán (prov. de Teruel, Espagne).- *Ann. Soc. geol. Nord*, 93: 39-54, fig. 1-12, lám. 10-12.; Lille.

MELÉNDEZ, B. (1944): Contribución al estudio del Paleozoico aragonés. *Trab. Inst. Cienc. Nat. "José de Acosta", Ser. Geol.*, 3 1-1 149, fig. 1-35. tab. 1, lám. 1-25; Madrid.

MELÉNDEZ, B. (1959): Los Echinospaerites del Silúrico de Luesma (Zaragoza). Estudios geol. 15: 269-276., fig. 1, lám. ; Madrid.

MELÉNDEZ, B. HEVIA, I. (1947): La fauna ashgilliense del Silúrico aragonés. Bol. Univ. Granada, 83: 1-17, fig. 1, lám. ; Madrid.

MÖHL, J. (1965): Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Bádenas in den Östlichen Iberischen Ketten. Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-58, fig. 1-27, 1 mapa geol., 3 anexos (inérito).

MONNINGER, W. (1973): Erläuterungen zur geologischen Kartierung im Gebiet um Olalla (prov. de Teruel) (NE-Spanien). Dipl. Arb. Univ. Würzburg. 1-140, fig. 1-60, tab. 1-3, lám. 1-4, 1 mapa geol., 2 anexos (inérito).

PAUL, D. (1969): Erläuterungen zur geologischen Kartierung zwischen Ferreruela del Huerva und Bádenas in den Östlichen Iberischen Ketten, (NE-Spanien).- Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-26, fig. 1-50, 1 mapa geol., 1 anexo (inérito).

QUARCH, H. (1973): Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (Östliche Iberische Ketten, NE-Spanien).- Diss. math. naturw. Fak. Univ. Würzburg, 1-201, fig. 1-13, cortes. 1-9, lám. 1-10, 1 mapa geol. (inérito).

QUARCH, H. (1975): Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (Östliche Iberische Ketten, NE Spanien).- Geol. J. B16: 3-43, Fig. 1-3, Tab. 1, lám. 1-4, Hannover.

RACHEBOEUF, P.R. (1981): Chonétacés (brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-ouest de l'Europe (Systematique - Phylogénie - Biostratigraphie - Paléobiogéographie).- Mem. Soc. geol. minéral. Bretagne 27: 1-294, fig. 1-95, tab. 1-3, lám. 1-35, Rennes.

RACHEBOEUF, P.R., CARLS, P., & GARCIA-ALCALDE, J. (1981): Hollardina n.g., nouveau Leptaeninae (Brachiopode) du Gedinien d'Europe occidentale et du Maroc présaharien.- Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 1981, (c) 13 (2): 45-65, fig. 1-5, tab. 1, lám. 1-3, Rennes.

RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1981): Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math-phys. Kl., 3 F., 7 : I VII, 1-118 (1067-1184), fig. 1-56, lám. 1-3, Berlín.

SACHER, L. (1966): Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien).- Teil I: Stratigraphie (Paläozoikum).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124 (2): 151-167, fig. 1, Stuttgart.

SCHEUPLEIN, R. (1967): Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Monforte de Moyuela und Rudilla in den Östlichen Iberischen Ketten.- Dipl. Arb. Univ. Würzburg 1-66, fig. 1-25, 1 mapa geol. 1 anexo (inédito).

SCHEUPLEIN, R. (1970): Stratigraphie und Tektonik der Schichtenfolge im Raume Daroca Calamocha (Westliche Iberische Ketten NE Spanien).- Diss Math, naturwiss Fak. Univ. Würzburg, 1-106, fig. 1-32, lám. 1-12, 1 mapa geol. 3 anexos (inédito).

SCHMIDT-THOME, M. (1968): "Beiträge zur Feinstratigraphie des Unter-kambriums in dem Iberischen Ketten (Nordost Spanien)". Diss. Math naturwiss. Fak. Univ. Würzburg, 1-141, fig. 1-11, tab. 1-3, lám. 1-7, 6 anexos (inédito).

SCHMITT, M. (1974): Erläuterungen zur geologischen Kartierung zwischen Ateca und Valconchán in dem Westlichen Iberischen Ketten. (NE Spanien).- Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-90, fig. 1-50, tab. 1-2, lám. 1, 1 mapa geol. 2 anexos (inédito).

SDZUY, K. (1961): Teil 2: Trilobiten.- En: LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961): Das Kambrium Spanien.- Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math naturwiss. Kl 1961 (7-8): 218-411, fig. lám. , Mainz.

SDZUY, K. (1971): Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica .- Publ. 1, Congr. Hispano Luso Americano Geol. Econom. 2 (1): 753-768; Madrid.

VILCHEZ, J.F. (1984): Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica).- Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 1-94, fig. 1-12, 2 anexos (inédito).

VILLAS; E. (1979): Estudio Geológico y Paleontológico del Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales; NE de España).- Bull. Soc.geol. mineral. Bretagne, (C), 12 : 77-91, fig. 1 ; Rennes.

Villas, E. (1983): Las formaciones del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas y su fauna de braquiópodos.- Estudios Geológicos, 39: 359-377, fig. 1; Madrid.

Villas, E. (1984): Braquiópodos del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza 1 (12): 1-153, fig. 1-13, tab. 1-55, lám. 1-34, (en pp. 155-226); Zaragoza.

WEHNER, . (1984):

WOLF; R. (1976) Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes zwischen Santed, Used und Orcajo in den westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Dipl. Arb. Univ. Würzburg, 1-118, fig. 1-40, lám. 1-5, 1 mapa geol., 3 anexos (inédito).

WOLF, R. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spanien. Part. I: The Lower Ordovician sequence of Celtiberia. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 160 (1): 118-137; Stuttgart.