



IGME

129

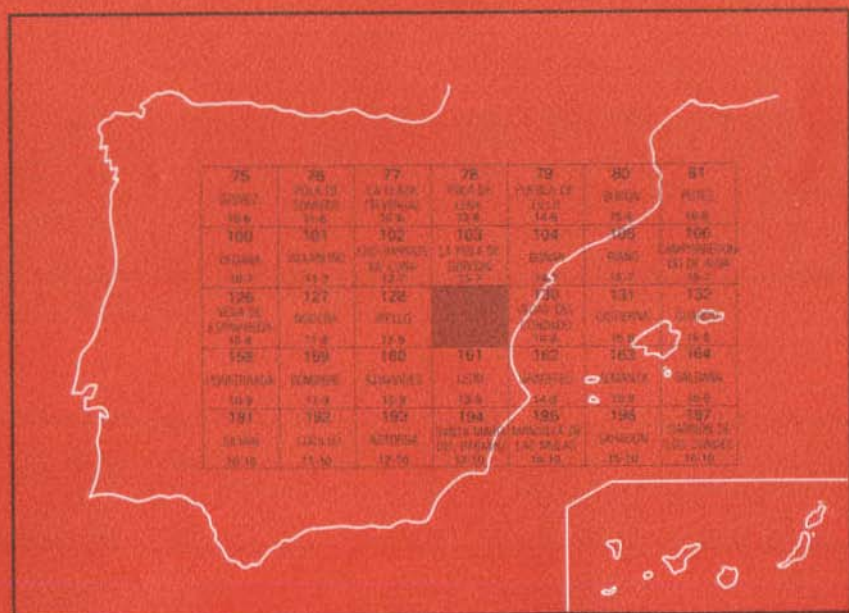
13 - 8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA ROBLA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA ROBLA

Segunda serie-Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28016 Madrid

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid
IMPRIME: GRAFIBER

Depósito Legal: M-43750-1984

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, actuando ENADIMSA como operadora.

Han intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores.

Cartografía:

- Terciario y Cuaternario: F. Leyva (ENADIMSA)
- Precámbrico y Paleozoico: J. Matas (ENADIMSA) y L. R. Rodríguez Fernández IGME.

Memoria: F. Leyva, J. Matas y L. R. Rodríguez Fernández.

Paleontología: J. García Alcalde, M. Arbizu y S. García López (Dpto. de Paleontología Univ. de Oviedo).

Paleobotánica: P. Lorenzo Arias (Dpto. de Geología Univ. de León).

Dirección y Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández.

1. INTRODUCCION

La Hoja de la Robla se halla situada, geográficamente, en el límite entre la Cordillera Cantábrica y la Submeseta Septentrional o Depresión del Duero, por lo tanto, se pueden diferenciar en ella dos áreas, la Montaña y los altos páramos.

La primera constituye el borde Sur de la Cordillera Cantábrica, ocupa la franja septentrional de la Hoja, y alcanza alturas escarpadas en las calizas del Carbonífero inferior, con vértices como Torres (1.644 m), La Carva (1.628 m) y Peñas de Fontañón (1.632 m).

Los altos páramos están constituidos por una superficie plana, con una altura media de 1.000 m., interrumpida por los valles (riberas) de los ríos Torio, Bernesga y Orbigo (resultante de la confluencia del Luna y Omaña). Este área tiene un relieve más suave, modelado en el Terciario y Precámbrico, con laderas relativamente abruptas en los conglomerados terciarios del borde Norte, que se suavizan rápidamente hacia el Sur.

En los valles fluviales o "riberas" se concentra la agricultura de regadío y las praderías, siendo importante la producción de remolacha y, sobre todo, lúpulo (la ribera del Orbigo es la primera zona productora nacional), estando más limitados los productos hortícolas, (zona de Ordás). En los altos páramos subsiste una agricultura extensiva cerealista (centeno) en franco retroceso, siendo importante, por el contrario, las superficies repobladas forestalmente tanto en los páramos como en la Montaña.

Los núcleos de población se localizan en los valles y riberas, destacando la Robla y en menor medida Canales-La Magdalena, situados en el contacto Montaña-Meseta y en los valles mejor comunicados (Bernesga y Orbigo, respectivamente). La actividad económica se centra en la agricultura y ganadería con la excepción de los núcleos anteriormente citados y los de su inmediato entorno, donde la actividad minera, desde principios de siglo, y más recientemente la industrial (cementos, térmica... etc.) centrada en la Robla, constituye el sector económico prioritario.

Desde el punto de vista geológico comprende materiales que van desde el Precámbrico al Neógeno, con importantes depósitos cuaternarios directamente relacionados con la red fluvial actual.

Existen varias discordancias importantes que separan conjuntos de sedimentos afectados por distintos ciclos orogénicos. La más antigua, en el contacto Precámbrico-Cámbrico, separa materiales que han sido afectados de forma conjunta por la Orogenia Hercínica si bien en el Precámbrico ya habían sufrido deformaciones previas sobre las que conocemos poco.

El siguiente conjunto discordante lo forman los sedimentos continentales y productivos de edad Estefaniense B, afectados aún por las fases tardihercínicas.

El ciclo alpino comienza con el depósito de los sedimentos fundamentalmente terrígenos de la "facies Utrillas" discordantes sobre todo lo anterior y culmina con depósitos carbonatados pobremente representados dentro de la zona de estudio. Un segundo conjunto dentro de este ciclo lo constituyen los sedimentos detríticos del Terciario que, discordantes sobre todos los materiales anteriores, cubren gran parte de la Hoja. Por último, se encuentran un conjunto de sedimentos, atribuidos al Terciario superior, discordantes sobre los conjuntos anteriores, con buzamiento horizontal y solamente afectados de forma esporádica por accidentes tectónicos relativamente recientes.

El Paleozoico preestefaniense está distribuido en los dominios, definidos por LOTZE (1945) para el NO de la Península Ibérica. Según este esquema, los materiales precámbricos del borde occidental, pertenecen al Antiforme del Narcea, con algunos sinclinales cámbricos con materiales propios de la zona Asturoccidental-leonesa. Estos materiales presentan esquistosidad y metamorfismo regional generalizado de bajo grado, reconociéndose en ellos las fases de deformación descritas por MARCOS (1973) y PEREZ ESTAUN (1975) en las áreas próximas. El resto de los afloramientos pertenece a la Zona Cantábrica y dentro de ella a la región de Pliegues y Mantos de JULIVERT (1971); se sitúan en el borde septentrional de la Hoja, donde dibujan la estructura conocida como Sinclinal de Alba.

Los materiales estefanienses presentan caracteres molásicos postorogénicos. El ambiente de depósito es continental y contienen capas de carbón, de forma similar a las cuencas de la misma edad del NO peninsular. El afloramiento más importante se conoce con el nombre de Cuenca de la Magdalena; y el más reducido, pero situado en idéntica posición tectónica en la zona de Ordás, constituye la terminación oriental de la cuenca de Valdesamario, siendo esta cuenca un apéndice, alineado E-O y empotrado en una importante falla de la misma dirección, de la cuenca de Tremor o Alto Bierzo.

El Cretácico se presenta de forma reducida; su facies terrígenas inferiores son idénticas a las definidas como "facies Utrillas", en las Cadenas Ibéricas, con conglomerados, arenas y arcillas versicolores. Las capas de lignito intercaladas en estos materiales son poco importantes por su espesor y continuidad.

La secuencia carbonatada del Cretácico Superior en esta Hoja es mínima y se acuña rápidamente. Litológicamente son dolomías y calizas dolomíticas.

El Terciario Inferior se presenta como un conjunto molásico continental con potencia superior a los mil metros y ocupa cartográficamente gran parte de la Hoja. Puede subdividirse en dos conjuntos discordantes pero genéticamente parecidos.

El Terciario Superior, discordante y horizontal, tiene igualmente una constitución y génesis similar a los terciarios inferiores.

Por último, el Cuaternario queda restringido a los depósitos ligados a los ríos principales y valles subsidiarios.

La actividad ígnea es muy reducida y sólo apenas localizada en pequeños diques de pórfidos ácidos en el Precámbrico; si bien, regionalmente, se puede deducir que son de origen posthercínico.

Los antecedentes bibliográficos son numerosos, especialmente los dedicados a la problemática general de la Zona Cantábrica; se hará referencia a los más interesantes a lo largo de la memoria. Cabe destacar dos publicaciones con cartografía a escala 1:50.000 de la Hoja, que además contienen referencias de los estudios parciales realizados anteriormente; se trata de la Hoja de la Robla, a escala de 1:50.000, 1ª serie, editada por el I.G.M.E. y elaborada por PASTOR GOMEZ (1963) y el trabajo de Van STAALDUINEN (1973).

Debido a la existencia de una cartografía anterior detallada se ha tratado en la elaboración de esta Hoja, de abordar aspectos stratigráficos (Ordovícico medio-superior, Devónico superior) sobre los que existían problemas, apoyándose en el afloramiento de una serie muy completa; y de profundizar en el conocimiento de la geometría del sinclinal de Alba y sus estructuras asociadas, por lo que la cartografía en muchos casos desciende a detalles impropios de la escala 1:50.000.

2. ESTRATIGRAFIA

De los cinco conjuntos diferenciables en los materiales de esta Hoja, el Precámbrico no presenta una sucesión estratigráfica clara en la que se pueda elaborar una columna. El Paleozoico, sin embargo, se presenta en sucesión continua desde el Cámbrico al Carbonífero inferior, salvo accidentes tectónicos, en la que se reconocen todas las formaciones establecidas en la Zona Cantábrica o Asturoccidental-leonesa, por lo que se han respetado sus denominaciones originales. El Estefaniense está representado por la Cuenca de la Magdalena, y el Cretácico aflora como una estrecha orla, bordeando el Paleozoico y hundiéndose bajo la discordancia de los materiales terciarios que ocupan la depresión del Duero.

2.1. PRECAMBRICO

Pizarras y areniscas del Precámbrico

En la parte occidental y en menor medida en el sector central de la Hoja, aflora el segmento más oriental de la rama S del Antiforme del Narcea.

Esta estructura se extiende, describiendo un arco, desde la costa asturiana (Cudillero) hasta esta Hoja, donde se hunde bajo los materiales de la Cuenca del Duero. Hasta LOTZE (1956) estos materiales eran atribuidos al Cámbrico; este autor fue el primero en poner de manifiesto la existencia de una discordancia en la base del Cámbrico, bajo la que afloran los materiales precámbricos, y que denominó Pizarras del Narcea.

Posteriormente, De SITTER (1962) introdujo el nombre de Formación Mora para describir estos materiales con el corte tipo en el río Luna al S de Mora de Luna.

A partir de este momento, las publicaciones sobre estos materiales se multiplican; unas atendiendo a la discordancia del flanco E y NE en el antiforme (SITTER, 1961; JULIVERT y MARTINEZ GARCIA, 1967; JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1968), como del flanco W y SW (MATTE,

1967; 1968; MARCOS, 1973; y PEREZ ESTAUN, 1975). Se trata de una discordancia angular, lo que evidencia una deformación previa del depósito del Cámbrico, con un ángulo elevado, al menos en su contacto con la Zona Cantábrica (Fig. 8).

La existencia de una estructura tectónica compleja, y la monotonía de los materiales precámbricos dificulta enormemente el obtener una sucesión estratigráfica que sea válida para todo el afloramiento. No obstante, ha habido numerosas publicaciones describiendo las rocas del Antiforme del Narcea: PASTOR GOMEZ, (1963, 1969); FARBER y JARITZ, (1964); CORRETGE y CARPIO, (1968); CORRETGE, (1969); BOSCH, (1969); RUIZ, (1971); PARGA y VEGAS (1972) y por último, PEREZ ESTAUN y MARTINEZ (1978). Estos autores describen la presencia de areniscas feldespáticas, arcosas, ortoneises y porfiroides. PEREZ ESTAUN (1973, 1975) establece una sucesión estratigráfica para la rama S del Antiforme, que comprende el sector abarcado por la Hoja y que sigue siendo válida por las observaciones realizadas. Este autor diferencia una serie de unidades litológicas y establece una sucesión que de muro a techo es: serie con porfiroides, micasesquistos y areniscas; serie de grauvacas y esquistos; serie de pizarras.

En esta Hoja aflora básicamente la serie de grauvacas y esquistos. Generalmente se trata de una alternancia de areniscas (grauvacas) y lutitas con espesores de 5-40 cm. con predominio de las primeras (*). La proporción de areniscas/lutita es siempre muy baja. Las secuencias presentan predominio de los tipos Tb-d y Tc-e de Bouma. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminaciones paralela y cruzada, granoclasificación, "convolute bedding" y ocasionalmente "slump". Son frecuentes las marcas en el muro producidas por corriente como "flute-cast", "grooves" y "loads-cast". Ocasionalmente se han observado ripples de oscilación. Se trata, en la mayoría del afloramiento, de turbiditas de tipo distal.

Al N de la cuenca estefaniense de la Magdalena y al Oeste del río Luna, se ha observado un tramo con características relativamente proximales, con un mayor predominio de las grauvacas y un mayor espesor de las capas (1 m). Las grauvacas presentan granoclasificación y en muchos casos se observa la existencia de niveles basales de conglomerado, con cantos flotantes desde redondeados a angulares, de cuarzo y cuarcitas y gran cantidad de cantos blandos ("mud clast"). Se han observado marcas en los muros de tipo "flute cast" y "flame structures".

En el sector situado inmediatamente al S del afloramiento estefaniense de la Magdalena, los materiales precámbricos son básicamente lutíticos: aunque con niveles intercalados de grauvacas de grano fino. PEREZ ESTAUN (*op. cit.*) sitúa en este sector el límite entre la serie de grauvacas y pizarras, y la serie básicamente de pizarras, suprayacente. Las observaciones efectuadas en el marco de la Hoja, no permiten trazar un contacto neto, observándose, en todos los casos, una gradación en la relación grauvaca

(*) Litológicamente, se observan fragmentos de rocas y feldespatos en una matriz cuarzo-sericitica.

pelita y una disminución gradual de la recristalización sinesquistosa. En el esquema tectónico hemos incluido este contacto a modo orientativo sin que esto implique prejuzgar su posible naturaleza.

2.2. CAMBRICO

Los materiales de edad cámbrica se apoyan discordantemente sobre el Precámbrico. Esta discordancia angular se observa bien en varios puntos a lo largo de la carretera de la Magdalena a Villablino, especialmente en el cruce de ésta con la de Portilla de Luna. En este punto no sólo se pone de manifiesto la discordancia angular, sino que en la base del Cámbrico hay una nivel de conglomerado basal de 0,5 m. (Fig. 8).

En los afloramientos Cámbricos de la Zona Asturoccidental-leonesa esta discordancia se observa con más dificultad debido a que en el Precámbrico no siempre es perceptible la estratificación; la esquistosidad regional afecta igualmente al Cámbrico, y el tipo de plegamiento, isoclinal apretado, enmascara la oblicuidad de superficies anteriores.

La discordancia se pone de manifiesto únicamente por la aparición en prácticamente todos los afloramientos de un conglomerado basal en el Cámbrico.

En el marco de la Hoja, el Cámbrico presenta dos conjuntos de afloramientos. En la Zona Asturoccidental-leonesa, sólo están representados los tramos basales en pequeños sinclinales hercínicos afectados por fracturas dirección E-O. En la Zona Cantábrica, como una serie monoclinal en el flanco S del sinclinal de Alba, en la que están representadas las tres formaciones definidas regionalmente: Herrería, Láncara y Oville.

2.2.1. Formación Cándana-Herrería. Cámbrico Inferior.

Esta formación aflora completa en la Zona Cantábrica y sólo los metros basales en los sinclinales de la Zona Asturoccidental-leonesa. Fue definida en el Valle del Narcea por LOTZE (1958) como Cuarzitas de Cándana, y en el del Porma por COMTE (1938) como Areniscas de la Herrería; ambos cortes tipo están situados en la Zona Cantábrica y se refieren a la sucesión predominantemente detrítica comprendida entre la discordancia sobre el Precámbrico y el nivel carbonatado del Cámbrico inferior-medio. Dada la similitud de facies con la sucesión de la Zona Asturoccidental-leonesa, cosa que en esta Hoja es evidente al menos para los metros basales, la denominación ha sido respetada por los autores que han estudiado este área.

Aunque en conjunto la sucesión es bastante uniforme, siendo fundamentalmente siliciclástica y constituida por cuarcitas y areniscas feldespáticas, con niveles pizarrosos intercalados, lo cierto es que no se puede dar un corte de detalle válido para todo el afloramiento, ya que las variaciones laterales son muy importantes. A grandes rasgos se puede dar la siguiente sucesión:

La base la constituye un nivel de conglomerado de potencia variable entre 0,5-1 m. formado por cantos redondeados de cuarzo blanco de 0,5 a 1,5 cm., rodeados por una matriz silícea normalmente recristalizada.

Un corte realizado en Vega de los Caballeros, es el siguiente: (Fig. 1).

- 1 a 1,5 m. de areniscas gruesas alternando con gravas o gravas arenosas. Los granos son esencialmente de cuarzo con porcentajes escasos de fragmentos de rocas metamórficas y chert. El cemento es silíceo y como accesorios contiene melanocratos, posiblemente sulfuros. Son pues, cuarzarenitas a sublitarenitas de cemento silíceo.
- 35 m. de lutitas grises o negras con muy escasas intercalaciones de areniscas (cuarzarenitas y sublitarenitas) y limotas verdes en capas centimétricas. Las lutitas presentan zonas fuertemente silicificadas con aspecto masivo. A 10 m. de techo del tramo existe una capa de dolomía arenosa de grano grueso con bioturbaciones y fantasmás de aloquímicos. La presencia de glauconita es escasa. El paquete superior son lutitas de color verde con laminación paralela.
- 40 m. de dolomías arenosas de color gris a negro con sedimentación gradada negativa con algunos bancos. Laminación paralela, que le confieren aspecto lajado, y ripples de oscilación de techo de los bancos métricos.
Las intercalaciones de lutitas negras son episódicas y más frecuentes en la mitad superior del tramo. Son abundantes las capas con fuerte bioturbación y la presencia de glauconita es casi constante. Hacia techo y en paso gradual a los tramos lutítico-arenosos con que continúa la serie, encontramos una fina alternancia de dolomías lajadas limo-arcillosas, limolitas y areniscas con abundancia de estructuras "flaser" y "linsen" en este paquete.
- 45 m. de lutitas y limolitas verdes que presentan laminación paralela que le confiere aspecto lajado, ripples de oscilación y estructuras "flaser" y "linsen". Escasos "burrows" y restos de fauna (posibles trilobites).
- Los 100 metros siguientes son muy variables según las localidades; en conjunto se trata de pizarras gris verdosas o de colores violetas y rojos en bancos de 1-2 m. con algún estrato intercalado de areniscas groseras o microconglomerados y cuarcitas en capas decimétricas; la proporción es variable aunque suelen predominar las pizarras, de este horizonte aparecen niveles dolomíticos, a veces como un solo paquete y a veces en varios que se acuñan lateralmente.

Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación cruzada tabular de bajo ángulo, laminaciones cruzadas y marcas de corriente, "groove", "flute", etc. Son de destacar algunos "crescent marks" de orden de los 5 cm.

El resto de la sucesión es más monótona; consiste en cuarcitas blancas y rosadas en estratos de espesor medio 50-60 cm., de tamaño de grano medio a grueso, areniscas a veces feldespáticas, con intercalaciones de pizarras detríticas, en las que se observan claramente las micás sedimentarias de colores gris verdoso.

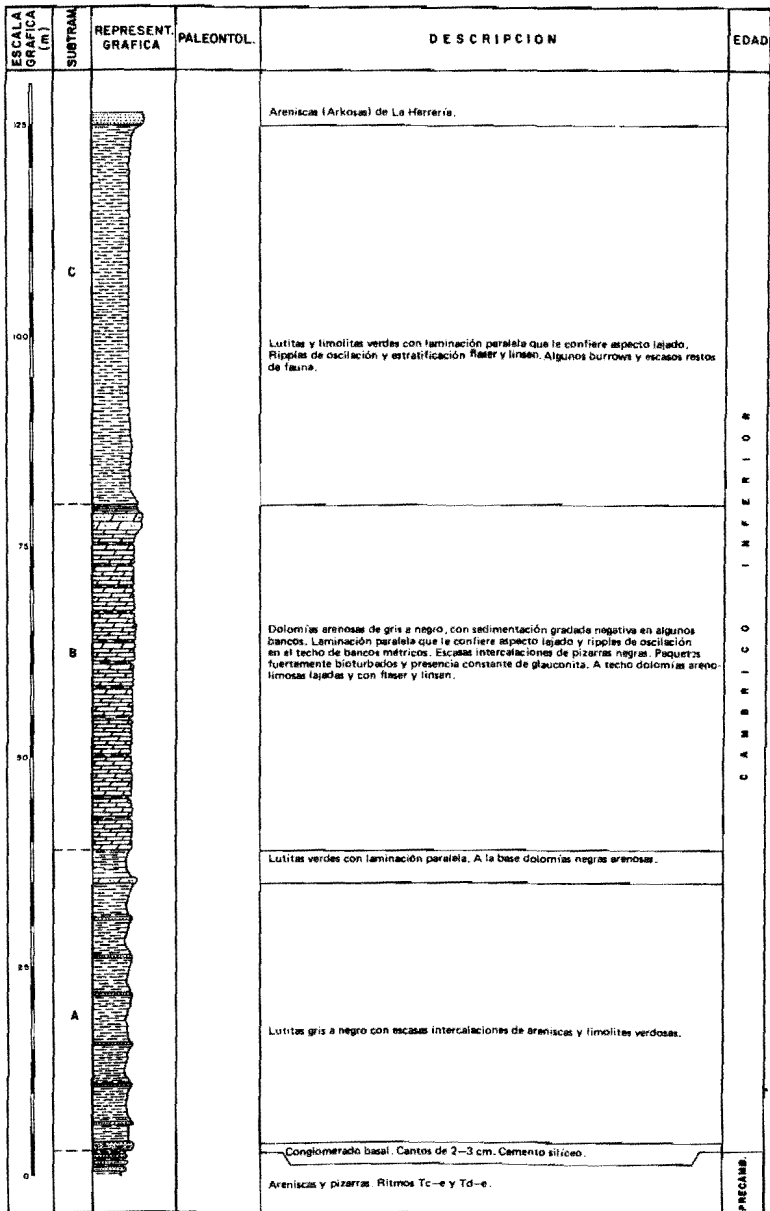


Fig. 1

La proporción de tramos groseros a finos es siempre mayor que la unidad y especialmente hacia el techo donde los estratos de cuarcitas pueden llegar a 1,5 m. con lechos finos de pizarras. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación gradada, con la presencia de canales de microconglomerados, a veces con cantos blandos (pizarras), estratificaciones cruzadas, laminaciones cruzadas, "ripples" y "loads cast" en la base de los estratos. Los granos están normalmente bien redondeados y en general bien clasificados, suelen aparecer en las areniscas y cuarcitas, feldespatos y minerales pesados.

Por último, en el techo, en transición con la formación superior, predominan las pizarras normalmente con colores abigarrados (capas de Barrios de LOTZE, 1961).

La potencia de la formación es variable regionalmente y en esta Hoja oscila entre 700-900 m.

En los afloramientos de la Zona Asturoccidental-leonesa normalmente sólo aparecen los metros basales de la serie, con cuarcitas blancas y microconglomerados muy recristalizados, los tramos pizarrosos aparecen afectados por la esquistosidad regional y se trata de filitas con reorientación total de los componentes y recristalización de micas y cuarzo. Las dolomías pierden su estructura original y aparecen rojizas y brechificadas.

El medio de sedimentación, evoluciona dentro de un ambiente costero intermareal. En la base se distinguen estructuras fluviales y posiblemente supramareales en medios muy oxidantes, en general con abundantes aportes y ciclos de depósito evaporítico, de sales y dolomías primarias, en zonas restringidas sin aportes. La parte media de la serie parece un ambiente marino costero intermareal con pistas fósiles propias de este medio y los metros superiores son marinos más profundos con fauna de trilobites.

En trabajos anteriores (OELE, 1964; BOSCH, 1969) se indica que el medio de depósito de esta formación es marino somero con influencias fluviales, probablemente deltaico.

En la elaboración de la Hoja no se han encontrado fósiles pero CRIMES et al. (1977) citan distribuidas en toda la formación pistas fósiles como *Cruziana*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Rusophycus* LOTZE & SDZUY (1961) citan en el Valle del Luna al N de esta Hoja, fauna de Trilobites con *Dolerolenus* y *Anadoxides* que pertenecen al Cámbrico inferior. Lo más posible es que toda la formación pertenezca al Cámbrico inferior, pero dada su gran potencia y que la base se sitúa en un contacto convencional del que no se conocen datos faunísticos, pudiera estar representado el Precámbrico superior. No obstante, la edad, generalmente admitida es Cámbrico inferior.

2.2.2. Formación Láncara. Cámbrico inferior-medio.

Sobre la formación anterior se deposita un tramo carbonatado de unos 100 m. de espesor, que ha sido objeto de numerosos estudios tanto por su gran continuidad regional como por la fauna que proporciona especialmente hacia el techo. Fue definida por COMTE (1957) como calizas de Láncara y posteriormente (1959) las describió como dolomías, calizas y griotte de

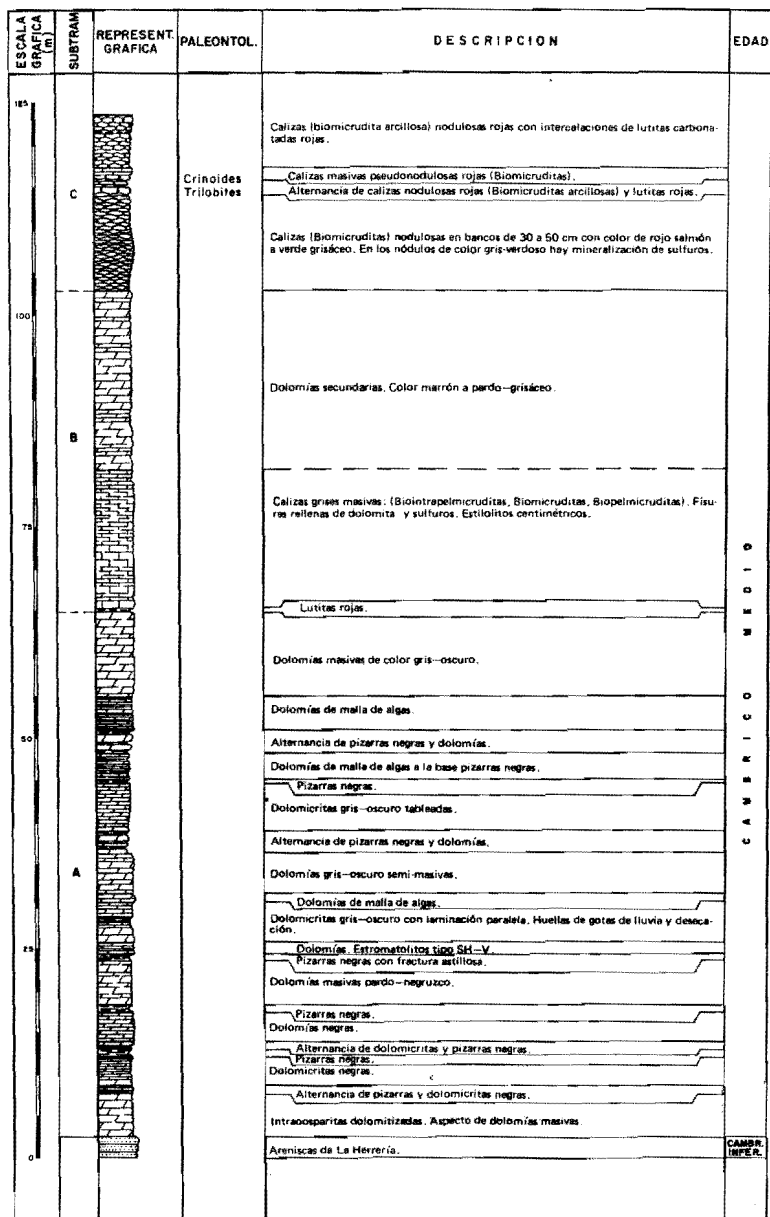


Fig. 2

Láncara. La localidad tipo está situada bajo las aguas del embalse del Luna en la Hoja homónima situada al N.

En el marco de la Hoja aparece como una franja estrecha que forma parte del flanco sur del sinclinal de Alba. Muchas veces es difícil de trazar y aparentemente parece disminuir de potencia hacia el E, pero a juzgar por el afloramiento del NE de Garaño, esta disminución debe ser aparente y probablemente debida a estiramiento tectónico.

De todos los trabajos realizados, el más completo a nivel regional es el de ZAMARREÑO (1972) que agrupa todos los afloramientos en varios tipos con características litoestratigráficas diferentes, perteneciendo el de la Hoja al tipo de Barrios de esta autora.

Según este trabajo, la Formación Láncara está formada por dos miembros, que representan dos medios sedimentarios distintos. El miembro inferior con dolomías primarias que culmina con calizas que presentan laminaciones de algas, estromatolitos, pelets y niveles con "birdeseyes", "mud-craks", etc., que indican un depósito tipo "tidal flats". El miembro superior constituido por calizas nodulosas rojas con intercalaciones lutíticas de igual color que llegan a predominar hacia el techo. Las calizas, a veces son auténticas lumaquelas, representan un medio marino con series condensadas.

Un corte realizado en el arroyo de Sagüera nos da la siguiente sucesión (fig. 2):

- 6 m. de ooesparrudita dolomitizada.
- 50 m. de alternancia de dolomías de color negro con mallas de algas y estromatolitos, con pizarras negras de fractura arcillosa.
- 15 m. dolomías de aspecto masivo de color gris pardo con laminación paralela hacia la base y "mud-craks".
- 30 cm. lutitas rojas.
- 42 m. de calizas grises aspecto masivo bioesparruditas, biopelmicitas, biointrapelmicrudita, tienen estructuras sedimentarias como "birdeseyes" y abundantes estilolitos de orden centimétrico. Se observa que este paquete tienen hacia techo una dolomitación en mancha, y mineralizaciones de sulfuros.
- 24 m. de calizas nodulosas rojas (biomicruditas arcillosas, recristalizadas y silicificadas) con intercalaciones de lutitas carbonatadas rojas. Algunos paquetes son auténticas lumaquelas de fragmentos de trilobites, lamelibranchios, equinodermos, etc.

A continuación, aunque en la fig. 2 no se incluye, ya que el corte aquí está recubierto, la serie continúa, en transición a la formación superior, con pelitas y margas rojas cuya proporción aumenta a techo.

Según el corte realizado en los sedimentos que integran esta formación pueden diferenciarse tres miembros; miembro inferior constituido esencialmente por dolomías primarias en alternancia con pizarras negras de un ambiente de sedimentación tipo "tidal flats". Debemos hacer la salvedad del paquete de base que, si bien se presenta como dolomías masivas, genéticamente son ooesparitas dolomitizadas, de claro ambiente euhalino, es decir, que sobre los materiales terrígenos inferiores tenemos el inicio de

un ciclo, carbonatado con invasión marina que, posteriormente, evoluciona a un ambiente fundamentalmente supramareal con recurrencias intermareales. El miembro intermedio, son las calizas grises anteriormente reseñadas que por su constitución y presencia de aloquímicos serían depósitos de medio submareal. El miembro superior lo constituyen las calizas nodulosas rojas, sedimentos de plataforma en series condensadas.

La Formación Láncara, por lo descrito anteriormente representa una tranquila invasión marina desde ambientes supratidales a zonas de plataforma marina en condiciones oxidantes.

Aunque los restos fósiles encontrados no han proporcionado buenas dataciones, los trabajos realizados regionalmente, han acotado la edad con precisión. Así en el término inferior se han encontrado *Arqueociatos* (Valdoré) que pertenecen a la parte más alta del Cámbrico inferior. El miembro superior contiene, en numerosos puntos, fauna del Cámbrico medio más bajo, piso de *Acadoparadoxides* y *Solenopleuropsis*. En estudios detallados realizados por SDZUY (1968) y ZAMARREÑO (1972) se han detectado un cierto diacronismo en el techo de la formación, mientras hacia el S continúa el depósito, hacia el N empezaba ya la formación superior. Concretamente en el corte de Barrios el techo está en el subpiso de *Solenopleuropsis*.

2.2.3. Formación Oville. Cámbrico medio-ordovícico inferior.

Esta formación fue definida por COMTE (1957) como "Areniscas y esquistos de Oville", en el valle del Porma. Posteriormente ha sido estudiada por LOTZE & SDZUY (1961), que la denominan "Capas de Cerecedo", y más recientemente por OELE (1964) y GIETELINK (1973). La carretera de Portilla de Luna permite el único corte en detalle ya que normalmente aflora con dificultad por estar tapizada de derrubios.

De techo a muro podemos distinguir los siguientes tramos (fig. 3).

- Tramo A. Con espesor aproximado de 85 m, está constituido por argilolitas y limolitas verdes a gris azuladas con intercalaciones de areniscas. De techo a muro se puede distinguir 3 subtramos. Subtramo inferior con potencia de 50 m. y constituido por argilolitas verdes con abundante fauna de Trilobites bien conservado. Un subtrato intermedio con 12-15 m. de espesor constituido por areniscas cuarzoarenitas) en bancos métricos con estratificación cruzada plana abundantes "burrows" y porosidad moldar. El subtramo superior, de 25 m. de espesor, está constituido por argilolitas, limolitas fangolitas gris-azuladas en la base y verdes en el techo. Se observan "ripples" de oscilación y laminación paralela. Intercalados a mitad de este subtramo hay un paquete de areniscas (subarcosas) de color verde en fractura fresca, a marrón amarillento por alteración; se observa estratificación cruzada plana. Estas areniscas son fácilmente reconocibles por la abundancia de glauconita que llega hasta el 15 %.
- Tramo B. Este tramo con espesor de 47 m. es una monótona sucesión de areniscas (subarcosas, sublitarenitas) tableadas, alternando con

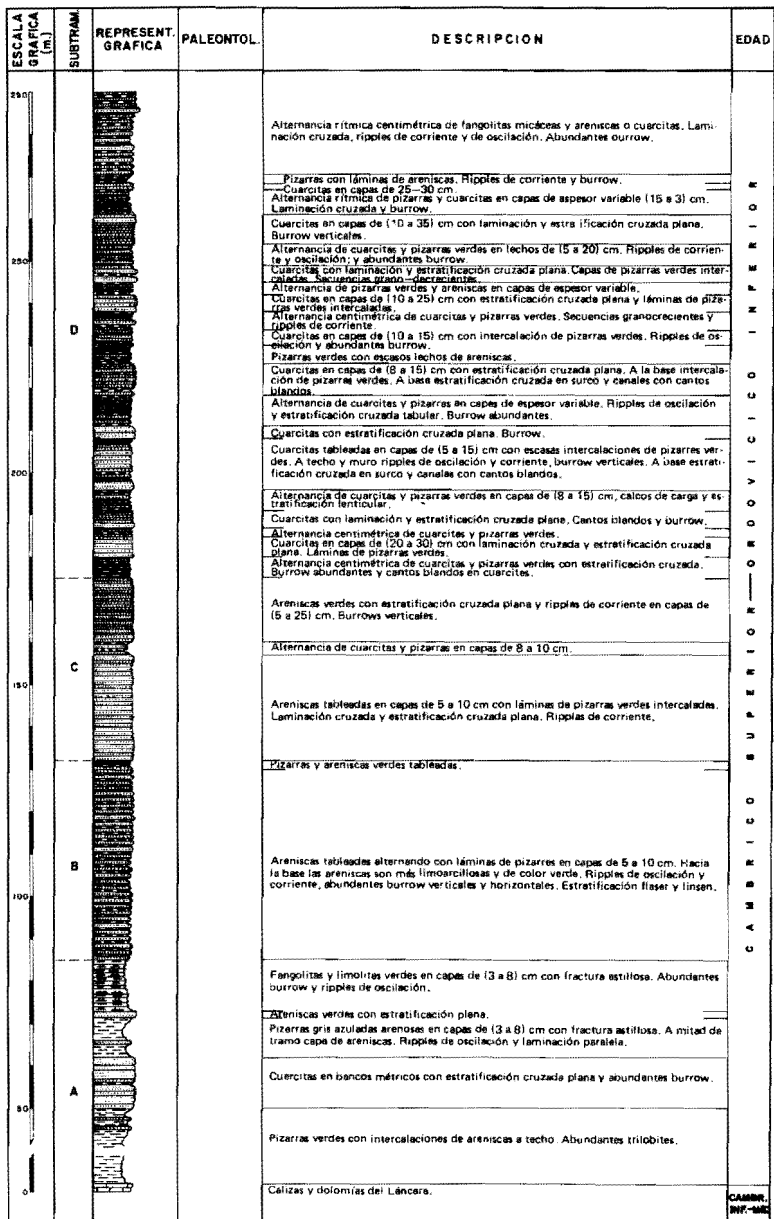


Fig. 3

capas de argilolitas y limolitas. El color es verde a pardo amarillento por meteorización.

Las areniscas tienen una fracción limo-arcillosa muy abundante. Es constante la presencia de glauconita. Se observa estratificación cruzada plana, "flaser" y "linsen", "ripples" de oscilación y de corriente; hay abundantes "burrows".

- Tramo C. Con un espesor de 43 m. está constituido por areniscas (sublitarenitas subarcosas) con abundante fracción lutítica y láminas de argilolitas verdes intercaladas. Sigue siendo constante la presencia de glauconita. Las estructuras sedimentarias que presenta son estratificación cruzada plana de gran ángulo "ripples" de corriente. Así mismo, hay numerosos "burrows" verticales.
- Tramo D. De 115 de potencia está constituido por alternancias de cuarcitas (subarcosas, sublitarenitas) y argilolitas, limonitas, y fangolitas verdes, ordenadas normalmente en secuencias granocrecientes. En las cuarcitas no se suele sobrepasar el 5 ó 6 por 100 la fracción lutítica. Sigue siendo constante la presencia de glauconita. En los paquetes de base de este tramo es abundante la presencia de estratificación cruzada en surcos, "ripples" de corriente y cantos blandos y en los terrígenos finos abundan los "burrows". En los paquetes intermedios abunda la estratificación cruzada en surco y plana, "ripples" de corriente y pequeños canales con cantos blandos en la base. En los paquetes superiores se observa estratificación cruzada de plana, "ripples" de corriente y de oscilación y las capas de terrígenos finos es muy abundante el "burrowing".

El cemento de las areniscas de este tramo es mixto, silíceo-carbonatado-ferruginoso; este tipo de cemento está ligado genéticamente a la presencia de vidrio volcánico en los sedimentos. La desvitrificación de este material origina carbonatos de alta birrefringencia (grupo de ankeritas) y óxidos e hidróxidos de hierro. Aunque en esta zona no se han encontrado intercalaciones volcánicas, regionalmente son muy abundantes; se trata de "sills" de hasta 100 m. de espesor constituidos por diabasas olivínicas (doleritas de COMTE 1969) que normalmente se presentan muy alteradas. En otros puntos son rocas piroclásticas en los que predomina la fracción sedimentaria.

El medio depósito de plataforma, que atribuíamos a las calizas nodulosas rojas del miembro superior de la Fm. Láncara, evoluciona de forma progresiva a un ambiente de sedimentación tranquilo con esporádicos aportes terrígenos por corrientes de baja velocidad, que permiten la conservación de la abundante fauna de trilobites. Posiblemente se podría asimilar este medio a zonas de ensenada protegidas.

Con posterioridad, el medio evoluciona instaurándose en la zona un complejo deltaico. El tramo B representaría la facies transgresiva de este complejo, el tramo C son secuencias de barra de frente deltaico, y el tramo D facies regresivas de dicho complejo. A la vista de la secuencia completa, el corte realizado estaría encuadrado en un lóbulo progradante del complejo deltaico.

Estos datos concuerdan con los apartados por OELE (1964) que además indica por las medidas de corriente que el área fuente se encontraría al NNE.

Prácticamente en todas las muestras se han encontrado minerales accesorios, como glauconita, turmalina, circón, rutilo, epidota, apatito, mica blanca, sulfuros, etc.

En este corte, dejando aparte algunas pistas en los miembros superiores, sólo se ha obtenido fauna en las pizarras verdes del miembro inferior. En este tramo, al S del embalse de Porma, SDZUY (1968), llegó a distinguir hasta 26 niveles de trilobites que posteriormente SDZUY (1974) completó con faunas de Cistoideos y Graptolites, todos ellos indican una edad Cámbrico medio. En la realización de la hoja la fauna recolectada ha sido clasificada como perteneciente al piso de *Paradoxides mediterraneus*, zona- *Phalacroma inmensa* (parte baja) con *Trilobites Redlichiida* (*Paradoxides* cf. *brachyrhachis* LINNARSON, *paradoxides* sp.). *Trilobites Agnostida* (*Peronopsis fallax* LINNARSSON). Y *Trilobites Ptychopariida* (*Solenopleuropsis símula* SDUZY), que señalan una edad Cámbrico Medio. Regionalmente caracterizan la parte baja de la Formación Oville.

2.3. ORDOVICICO

En la Zona Cantábrica el Ordovícico aparece normalmente incompleto representado por la parte superior de la formación Oville y una formación muy característica, la Cuarcita de Barrios, de edad Arenig. Por encima de ella se advierte la existencia de una laguna estratigráfica que abarca el Llanvirn, Llandeilo, Caradoc y Ashgill. En las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica, por encima de la cuarcita, hay unas alternancias de areniscas y lutitas que han sido llamadas "capas de transición", cuya posición estratigráfica las hace asimilables a la parte basal del Ordovícico medio de la Zona Asturoccidental-leonesa, (POLL, 1963; RADIG, 1962; RIEMER, 1963; BOSCH, 1969). En otras regiones (Sueve, Laviana) se han llegado a datar pizarras de edad Llanvirn (PELLO & PHILIPOT, 1967); en el cabo Peñas la serie ordovícica está completa (JULIVERT & TRUYOLS, 1972). En esta Hoja aparece una importante sucesión en la que se ha conseguido constatar la existencia de, al menos, un Ordovícico superior. Así pues se está en condiciones de afirmar que al menos en el ámbito de la Hoja, no existe una laguna estratigráfica importante en el Ordovícico, pudiendo estar representado en su mayor parte, entre la Cuarcita de Barrios y el Silúrico.

2.3.1. Formación Barrios. Ordovícico inferior. Arenig

En tránsito gradual con los sedimentos de la Formación Oville se encuentra una sucesión constituida esencialmente por cuarcitas que destacan considerablemente en el relieve. Hacia el techo, y en paso igualmente gradual, continúan con una serie constituida por alternancias de cuarcitas, limolitas y fangolitas.

La denominación de "Cuarcitas de Barrios" fue establecida por COMTE en la localidad de Barrios de Luna.

Si bien regionalmente esta formación tiene espesores medios entre 300 y 400 m. en el marco de la Hoja sólo se han medido 130 m. lo que es importante señalar dada la aparición de la serie ordovícica supracuarcítica.

El mejor corte se sitúa en la carretera de Portilla de Luna siendo bastante representativo, ya que las características litológicas se mantienen en todo el afloramiento.

De muro a techo se puede distinguir (fig. 4):

- Tramo A, constituido por cuarcitas en bancos de 15 a 40 cm. con estratificación cruzada plana y en surco. Las capas de cuarcita están separadas por láminas de limolita o fangolita micácea. Este tramo hacia la base presenta una alternancia de cuarcitas y limolitas verdes en tránsito gradual a los sedimentos del Oville. El contacto se supone en el límite de cuarcitas ricas en glauconita y la aparición de bancos de cuarzoarenita blanca con laminación paralela marcada por acumulaciones importantes de minerales pesados. Hacia el techo de este tramo, las cuarzoarenitas blancas presentan una fracción algo más importante limo-arcilla, y la presencia de cantos blandos en los bancos con estratificación cruzada en surco. Se puede reseñar la presencia de estratificación cruzada tipo "herring-bone" en los bancos más gruesos de las cuarzoarenitas blancas y puras. La potencia estimada es de aproximadamente 30 m.
- Tramo B. Está constituido por una monótona sucesión de cuarcitas (cuarzoarenitas) de color blanco a amarillento rosáceo en bancos de 35 cm. a 1,5 m. con estratificación cruzada en surco y plana, "ripples" de corriente, y de oscilación. La laminación paralela viene marcada por acumulaciones de pesados. La potencia estimada para este tramo es de 60 m.
- Tramo C, constituido por alternancias de cuarcitas en capas de 15-30 cm. con estratificación cruzada plana y lenticular y lutitas gris-verdosas con "burrows" muy abundantes. En las capas de cuarcitas se han observado "ripples" de oscilación y pistas posibles (*Rusophycus*). Este tramo tiene un espesor de 13-14 m.
- Tramo D. Esencialmente constituido por cuarcitas tableadas con láminas de argilolitas separándolas. hacia el techo en las cuarcitas aumenta progresivamente la fracción limo-arcillosa hasta convertirse en una alternancia de cuarcitas, limolitas y argilolitas en el paso gradual a los sedimentos superiores. Las cuarcitas presentan estratificación cruzada plana, raramente en surco, estratificación "flaser" y "linsen" hacia el techo y laminación paralela. La potencia aproximada para este tramo son 30 m.

Las muestras recogidas en esta formación nos confirman la monótona litología de estos sedimentos. Son cuarzoarenitas muy puras (5 por 100 de fragmentos de chert y rocas metamórficas) como accesorios constantes se encuentran micas, sulfuros, turmalina, circón, rutilo, anfíbol, apatito, epidota, barita, etc. El cemento es exclusivamente silíceo. La barita es de

ESCALA GRÁFICA (m)	SUBSTRATA	REPRESENT. GRÁFICA	PALEONTOL.	DESCRIPCIÓN	EDAD			
180	D			Cuarcitas recubiertas y tectonizadas.	EDIFICIO INFERIOR			
165				Cuarcitas con estratificación cruzada plana en bancos de 10 cm a 1 metro.				
				Limolitas, fangolitas y pizarras lejadas en capas de 10 a 20 cm.				
				Cuarcitas en bancos de 40 cm a 1 metro. Laminación y estratificación cruzada plana.				
				Cuarcitas tabreadas con láminas de argolita. Laminación cruzada plana.				
100				Cuarcitas con laminación y estratificación cruzada plana en bancos de 40 cm a 90 cm.				
			C			Rusophicus Cuarcitas y pizarras lejadas verdes. Burrows abundantes.		
						Rusophicus Cuarcitas en capas de 15 y 45 cm con laminación y estratificación cruzada plana. Pizarras gris verdosas y cuarcitas con ripples simétricos y laminación cruzada. Burrows abundantes.		
75			B				Cuarcitas en bancos de 40 cm a 1 metro con estratificación cruzada tabular.	
							Cuarcitas y areniscas tabreadas con laminación cruzada plana y paralela.	
		Cuarcitas en bancos de 40 cm a 1 m con estratificación cruzada tabular.						
		Cuarcitas en capas de 15 cm a 35 cm con laminación cruzada paralela y estratificación cruzada tabular.						
		Cuarcitas muy rotas y parcialmente recubiertas.						
50	A			Cuarcitas en bancos de 40 cm a 60 cm con estratificación cruzada plana y ripples simétricos.				
				Cuarcitas y limolitas rotas y parcialmente recubiertas.				
				Cuarcitas en capas de 20 a 40 cm con limolitas a techo. Laminación cruzada y herring bone. Estratificación cruzada plana.				
25				Cuarcitas en capas de 15 a 25 cm con intercalaciones de láminas de limolitas o fangolitas. Laminación y estratificación cruzada plana.				
				Cuarcitas con estratificación cruzada plana en capas de 10 a 15 cm.				
0				Cuarcitas muy rotas y recuertas. Tránsito Ovilfe-Barros.	CAMBRIO MEDIO			

Fig. 4

origen hidrotermal y aparece también rellenando diques asociados a la fracturación más tardía.

A la vista de las características enumeradas, el medio de depósito que atribuimos es similar al de la Formación Oville (delta progradante), que evoluciona a una zona de estuario donde las corrientes de transferencia lateral tienen gran importancia. El tramo A representaría el paso de un medio ligado a un complejo deltaico, a la zona de estuarios donde depositan los sedimentos del tramo B; en este último tramo, con secuencias granocrecientes y decrecientes, canales, etc., estarían representadas las zonas de canales "tidales" más directamente entroncados con el sistema fluvial y los complejos de barras elaborados por las corrientes de transferencia lateral. El tramo C son secuencias intertidales con presencia masiva de bioturbaciones y materia orgánica. El tramo D tiene características similares al tramo A. Todo esto nos permite afirmar que el ciclo sedimentario de los complejos deltaicos de las Pizarras Oville, prosigue en las Cuarcitas de Barrios con el relleno de cuencas tipo estuarios, hasta su posible colmatación a nivel del tramo C de la formación; a partir de este momento, parece iniciarse un nuevo periodo de subsidencia que dará origen a las cuencas en las que se depositan la potente sucesión de sedimentos de los tramos superiores.

En esta Formación no se encuentran fósiles propiamente dichos, pero sí abundantes "icnos" en casi todos los afloramientos y a distintos niveles; se trata de *Skolithos*, *Rusophycus*, *Cruziana*, etc. Hay una asociación constante en esta formación de *C. rugosa* (D'ORBIGNY), *C. golfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* (D'ORBIGNY), que indica el Arenig. No se ha podido establecer la presencia de Tremadoc en este área, aunque parece razonable su existencia dada la continuidad del proceso sedimentario.

BALDWIN (1978) afirma que en el corte de Barrios de Luna, las tres cuartas partes de esta formación tienen una edad Tremadoc, en base a la aparición de *C. semiplicata* (SALTER); no obstante, como se ha dicho en la mayoría de los afloramientos, aparece la asociación antes indicada.

2.3.2. Areniscas, limolitas y fangolitas. Ordovícico med-sup.

En concordancia con las Cuarcitas Barrios, se encuentra una sucesión que comienza con una alternancia de cuarcitas y lutitas o fangolitas negras; continúa con un gran paquete con predominio de lutitas negras, en cuya base se localiza un nivel de calizas lumaquéllicas; encima se sitúa un tramo de alternancias de areniscas y fangolitas gris-verdosas que culmina con un paquete de areniscas y pizarras de origen turbidítico.

A grandes rasgos las características litológicas expuestas coinciden con las del corte del Cabo Peñas, conocido desde antiguo como uno de los mejores afloramientos de la serie paleozoica. En este corte, BARROIS (1882) dió a estos sedimentos el nombre de "Schistes de Luarca" suponiendo correctamente su equivalencia con las pizarras del mismo nombre situadas en el flanco occidental del Antiforme del Narcea.

Esta sucesión ha sido repetidamente estudiada por diversos autores hasta 1976 en que TRUYOLS y JULIVERT efectúan una recopilación y

crítica de trabajos anteriores actualizando la lito y bioestratigrafía de esta serie.

La presencia de sedimentos de Edad Ordovícico medi-superior al E del Antiforme del Narcea, se ha considerado restringida al área del Cabo Peñas, ya que regionalmente se observa una laguna estratigráfica al techo de la Cuarcita de Barrios. Sin embargo, una revisión bibliográfica aporta datos sobre la existencia de sedimentos atribuidos a esta edad en varias localidades: (Hoja de Pola de Lena; VELANDO, 1976); la presencia de las "capas de transición" citadas por BOSCH (1969); CRESPO (*in lit*), en la Hoja de Pola de Somiedo, etc., que si bien no se han asimilado en la totalidad al corte de Cabo Peñas si pueden representar tramos parciales del mismo. Lo dicho anteriormente lleva a la conclusión de que sería conveniente una revisión de la estratigrafía de estos tramos, al menos en las unidades estructurales más occidentales, puesto que en ambos extremos del Arco Astúrico se ha detectado la presencia de sedimentos del Ordovícico medio-superior.

El afloramiento en esta Hoja está en general recubierto, por lo que ha sido difícil la localización de un corte de detalle. Por ello, tanto las litologías como las potencias que se expresan a continuación sólo pretenden ser una aproximación al total de la sucesión ya que se han obtenido en un solo corte (carretera de Portilla de Luna).

De muro a techo se ha observado:

- Tramo A. 80 m. de alternancias de cuarcitas, fangolitas y lutitas negras en capas de 15 a 25 cm. en cuarcitas y de 5-60 cm. en lutitas negras; la proporción de terrígenos gruesos a finos disminuye hacia techo. Las cuarcitas evolucionan desde cuarzoarenitas puras en la base, a cuarzoarenitas con fracción limoarcillosa mayor del 10 %, al techo. Presentan estratificación lenticular, cruzada plana y "ripples" de oscilación. Las lutitas y fangolitas negras presentan laminación paralela estratificación "pillow" con disyunción en bolos.
- Tramo B. Constituido por calizas (biomicruditas arenosas) con estratificación masiva o difusa y espesor aproximado de 3'5 m. En este tramo puede observarse zonas lumaquélicas. hay dolomitización y silificación escasa. Se ha recogido una fauna de Cistoideos, Braquiópodos, fragmentos de Trilobites, y otros restos no identificados.
- Tramo C. Constituido por una monótona sucesión de lutitas negras finamente laminadas con muy escasas intercalaciones centimétricas de areniscas ferruginosas. La potencia del tramo es aproximadamente 80 m.
- Tramo D. Con aproximadamente 100 m. de espesor. Está constituido por una alternancia de areniscas, limolitas y fangolitas de color gris verdoso. Las capas de arenisca varían de 5 a 15 cm. de espesor, disminuyendo su importancia hacia el techo del paquete. Presentan laminación cruzada, estratificación "flaser" y "linsen", ripples de oscilación y de corriente. En las capas de fangolitas hay abundante

"burrowing" y fauna de Braquiópodos y Bivalvos. En todo el paquete se observa la presencia de abundante materia orgánica y sulfuros.

- Tramo E. Con 30 m. de potencia, está constituido por lutitas negras con intercalaciones centimétricas (3-7 cm.) de areniscas. Estas intercalaciones son más abundantes hacia el techo del paquete. Las areniscas son de origen turbidítico y presentan secuencias de BOUMATc-e y Td-e. Litológicamente son cuarzoarenitas de cemento silíceo y escasa matriz arcillosa.

Con las observaciones anteriormente descritas se puede considerar que el medio de depósito descrito para las cuarcitas Barrios, evoluciona a una cuenca de plataforma somera de zona intertidal, con esporádicos depósitos carbonatados. Esta plataforma evoluciona posteriormente a un medio euxínico, conservándose las condiciones de plataforma, donde se depositan los tramos C y D. El tramo E, techo de esta formación, con secuencias turbidíticas incluídas, debe estar originado por pulsaciones tectónicas que afectan a esta plataforma, durante su depósito. Con las limitaciones que supone el generalizar a partir de un solo corte, la secuencia antes descrita parece asemejarse, en cuanto a ambiente de depósito, con las observaciones realizadas en la Zona Asturoccidental-leonesa, en su dominio, sobre la serie de los Cabos se sitúan unas "capas de transición" (Tramo A), las pizarras de Luarca (C-D), y la Formación Agüeira (D-E). La diferencia más importante es el espesor de estos sedimentos a uno y otro lado del antiformal, lo que supone únicamente una subsidencia relativa de mucha mayor importancia en la Zona Asturoccidental-leonesa. Asimismo, parece que en este área el medio es más somero, si bien las turbiditas de la Formación Agüeira, consideradas como los depósitos de mayor profundidad en la Zona Asturoccidental-leonesa, presentan pruebas de no ser tampoco de gran profundidad, CRIMES *et al.* (1974).

La fauna recogida en esta formación, no datada aún con precisión, apunta a una edad Ordovícico medio-superior; si bien el tramos con Cistoideos se podría correlacionar con los niveles lumaquéllicos intermedios del corte de Cabo Peñas (TRUYOLS *et al.*, 1976) de edad Llandeilo. Las faunas encontradas con *Calix* sp. y Braquiópodos de la familia de los *Plaesiomyiidae* junto con *Parastrophinella* sp. El resto de la serie comparada con el corte anteriormente citado, podría equivaler a su tramo vulcanosedimentario y en la Zona Asturoccidental-leonesa en la Formación Agüeira del Ordovícico superior. De todo lo dicho y dada la continuidad sedimentaria observada, es probable que esté representado el Ordovícico medio-superior en su totalidad.

2.4. SILURICO

Los sedimentos del Silúrico de esta Hoja aparecen en continuidad sedimentaria con las formaciones anteriores. No existen evidencias de la laguna sedimentaria observada en otros puntos de la Zona Cantábrica, por lo que es de suponer que esté representado en su totalidad. Le integran dos formaciones: Formigoso y San Pedro, cuya parte superior es ya devónica.

2.4.1. Formación Formigoso. Silúrico (Llandovery inferior-Wenlock inferior)

Esta formación fue definida por COMTE (1936) como Pizarras de Formigoso. Litológicamente es muy característica en toda la Zona Cantábrica por las pizarras negras con graptolites. Generalmente se admite la existencia de dos tramos, uno basal, eminentemente lutítico y el superior con alternancia de lutitas y areniscas, KEGEL (1929). La potencia es muy variable y se han citado, en numerosos puntos, la existencia de suelos ferralíticos en su base.

En el corte realizado siguiendo el mismo itinerario que los precedentes, pueden establecerse claramente los dos tramos anteriormente reseñados. (Fig. 5).

- Tramo A, con 20 m. de potencia. Está constituido por lutitas negras con fractura astillosa y laminación paralela, conteniendo faunas de Graptolites y Trilobites. Es abundante la presencia de materia orgánica (grafito) y sulfuros. Hacia el techo se intercalan capas centimétricas de arenisca blanca muy fina con laminación paralela.
- Tramo B, con 27 m. Está constituido por una alternancia de lutita gris azulado y cuarzoarenitas blancas. La proporción de areniscas a lutitas aumenta hacia el techo del paquete así como el espesor de los estratos de areniscas. En éstas se observa laminación paralela y "loads cast". Aparece bioturbación en todo este tramo.

Por las observaciones efectuadas se concluye que finalizado el episodio turbidítico con el que concluye el Ordovícico, esta zona de plataforma recupera de nuevo las condiciones estrictamente euxinicas, originando los depósitos de pizarras negras y las alternancias del tramo superior.

Las ricas faunas de Graptolites, especialmente del tramo inferior, han permitido regionalmente (TRUYOLS *et al*, 1974) atribuir el tramo basal a las zonas 20 y 21 de la escala de ELLES y WOOD de edad Llandovery, aunque esté presente la parte más baja del Llandovery inferior. El tramo superior de alternancias, pobre en fauna, es atribuido por los autores antes citados a la zona de **Murchisoni** de edad Wenlock inferior.

2.4.2 Formación San Pedro. Silúrico-Devónico. Wenlock superior-Genidiense inferior.

Definida por COMTE (1936) como areniscas de San Pedro en la localidad de San Pedro de Luna, actualmente inundada por el embalse. Se superpone sin solución de continuidad sobre la formación anterior, de modo que el contacto ha sido colocado arbitrariamente por los distintos autores. En los afloramientos, esta formación se caracteriza por su tonalidad roja dominante, y el gran contenido en minerales ferruginosos.

En esta Hoja el corte se ha realizado en la carretera de Portilla de Luna, a continuación de los anteriores; de muro a techo se diferencian los siguientes tramos (fig. 5):

- Tramo A. El límite entre las formaciones Formigoso y San Pedro se sitúa en un paquete de limoarcillas mal redondeadas de color

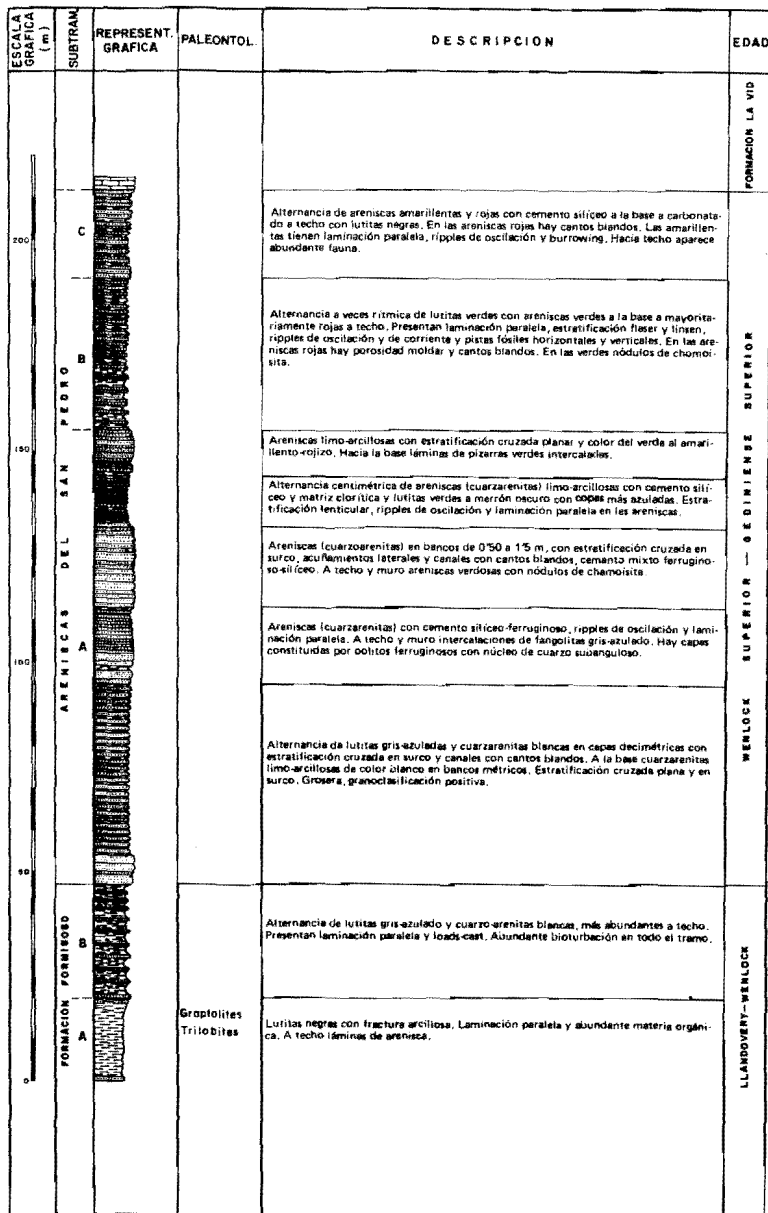


Fig. 5

blanco, con estratificación cruzada en surco y plana, laminación paralela y grosera granoclasificación positiva. Se observa la presencia de acuñamientos rápidos laterales debido a canalizaciones. Este paquete constituirá la base del tramo A. Encima de este tramo se sitúa un paquete de alternancias de lutitas gris azuladas y areniscas blancas (cuarzoarenitas) en capas decimétricas; el espesor de este paquete es de 40 m. A continuación aflora un tramo de areniscas rojas que presentan estratificación cruzada en surco y canales con cantos blandos. Las areniscas son de tipo cuarzoarenítico, con cemento mixto silíceo-ferruginoso. Su espesor es de 8 m. Existe una intercalación de 1'5 m. constituida por lutitas muy alteradas color gris azulado y amarillento en superficie. La serie continúa con un paquete de 15 m., constituido por areniscas (cuarzoarenitas) de cemento silíceo-ferruginoso con "ripples" de oscilación y laminación paralela. Hacia techo existen intercalaciones de fangolitas de color gris azulado con láminas de areniscas intercaladas. En este tramo existen capas constituidas esencialmente por oolitos ferruginos cuyos núcleos son granos de cuarzo subangulosos. El paquete superior de aproximadamente 20 m. de potencia, está constituido por areniscas (cuarzoarenitas) en bancos de 0,50 a 1,5 m. con estratificación cruzada en surco, rápidos acuñamientos laterales y canales con cantos blandos, el cemento es mixto ferruginoso-silíceo. A techo y muro de este tramo las areniscas presentan una coloración verdosa que se debe a la abundancia de nódulos de chamoisita. El nivel superior, de 12 m. está constituido por una alternancia centimétrica de areniscas (cuarzoarenitas-limoarcillosas) con cemento silíceo y matriz clorítica, lutitas verdosas y marrones oscuras, con capas más azuladas. Las areniscas presentan estratificación lenticular, ripples de oscilación y laminación paralela marcada por acumulación en láminas de minerales pesados. El cemento y la matriz de las areniscas de este tramo parecen provenir de la desvitrificación de lavas básicas.

- Por último, el paquete superior de este tramo está constituido por areniscas (cuarzoarenitas) limoarcillosas de cemento silíceo y matriz clorítica. Presentan estratificación cruzada plana y su coloración varía del verde amarillento al rojizo. El espesor de las capas no sobrepasa 15 cm. El espesor es 10'5 m. Hacia la base presentan separación por láminas de pizarras.
- Tramo B. Está constituido por una alternancia, a veces rítmica de lutitas verdes con areniscas de verde amarillento en la base, a mayoritariamente rojizas al techo. La potencia aproximada de este tramo es de 36 m. Las capas de arenisca presentan estratificación "flasser" y "linsen", ripples de oscilación y de corriente y pistas fósiles horizontales y verticales. En las capas de areniscas rojas se observan cantos blandos y porosidad moldar de restos fósiles.

Litológicamente las areniscas verdes son cuarzoarenitas con cemento silíceo y matriz limoarcillosa; es muy escasa la presencia de cemento ferruginoso. La matriz es eminentemente clorítica y

presenta, a veces, textura fluidal; es constante la presencia de nódulos de chamoisita con núcleo de cuarzo. La génesis de este tipo de matriz, y en parte del cemento y de la chamoisita, habría que buscarla en la desvitrificación diagenética de un vidrio de naturaleza básica. Dada la incidencia de los componentes de este origen, se puede considerar un origen vulcanosedimentario para estos materiales. Las areniscas rojas son cuarzoarenitas de cemento mixto silíceo-ferruginoso y pequeñas proporciones de carbonatos, su matriz es muy pequeña.

- Tramo C. No se ha encontrado en este corte por estar tectonizado, la descripción se hace en base a observaciones parciales en otros puntos. Comienza con 10 ó 20 m. de lutitas negras con laminación paralela, e intercalaciones de areniscas (cuarzoarenita) algo limosas, con glauconita, blancas o amarillentas, que hacia el techo empiezan a tener componentes calcáreos (cemento dolomítico); aparece laminación paralela, ripples de oscilación y abundante "burrowing". En las areniscas rojas aparecen cantos blandos. Localmente son grauvacas con abundantes restos fósiles (Braquiópodos, Briozoos y Crinoideos). El contacto con la formación superior es gradual, si bien BOSCH (1969), cita la aparición de suelos ferralíticos, lo que implicaría lagunas estratigráficas locales.

El ambiente de sedimentación, de cuenca euxínica, atribuido a la formación Formigoso evoluciona a un medio de plataforma somera abierta, con importantes aportes de origen continental (fluvial) que originan la sedimentación del tramo A de esta formación. Esta plataforma muestra una red muy densa de canales tidales, muy activos, que transfieren sedimentos desde las zonas intermareales a las zonas "offshore". Hacia el techo de este tramo la energía disminuye, aumentando en importancia los depósitos de aguas tranquilas ("mud-flat").

El tramo B representaría un acentuamiento de estas condiciones de tranquilidad, intercalándose ya, zonas reductoras, alternando con recurrencias oxidantes, similares al tramo A, aunque de menor energía.

El tramo C representa el progresivo acentuamiento de las condiciones reductoras, con esporádicas llegadas de aportes terrígenos, al mismo tiempo que se inicia la precipitación de carbonatos en la cuenca. Las cambiantes condiciones de este tramo permiten la presencia de fauna.

Dos características importantes hay que resaltar en esta formación: a) La presencia de oolitos ferruginosos y nódulos de chamoisita. b) La matriz clorítica (paragonita) muy abundantes en el tramo B y parte del C.

En la bibliografía se encuentran numerosas explicaciones de este tema, una síntesis se puede encontrar en BOSCH (1969). Se puede concluir a la vista de las láminas delgadas estudiadas que el hierro se presenta de dos formas, como oolitos y como cemento; el primero deriva de la precipitación de geles férricos en zonas intermareales y posterior, oolización por corrientes propias de esta zona. El cemento puede provenir de la remoción diagenética de parte de los precipitados férricos y de la descomposición de la matriz de origen volcánico. Los nódulos de chamoisita pueden tener un origen mixto, la precipitación de geles silíceos, provenientes de los aportes

de aguas continentales en su llegada a un medio reductor, o por el aporte de dichos geles por corrientes ascendentes o laterales.

En cuanto a la segunda característica, a la vista de las texturas petrográficas cabe la posibilidad de un aporte directo de vidrio volcánico a la cuenca y ulterior alteración. Teniendo en cuenta las posibles características originales de este vidrio, (de naturaleza básica) esta alteración proporcionaría a la cuenca gran parte del hierro presente en estas formaciones. Es más, partiendo de esta hipótesis, el origen de estas efusiones volcánicas estaría muy próximo a la cuenca, lo cual podría implicar emisiones gaseosas submarinas que enriquecerían estas aguas en Fe, Sílice, etc.

La edad fue establecida ya por COMTE (1959) como Silúrico-Devónico. La mayor parte de la formación (tramos A y B) debe pertenecer al Silúrico (Wenlock Sup.-Ludlow) por los hallazgos en otras localidades, de graptolites y palinomorfos, (CRAMER 1964 y 1966; CRAMER y DIEZ de CRAMER, 1975; RODRIGUEZ, 1978). Con estos microfósiles parece detectarse un cierto diacronismo en el techo y la base de la formación. También se han citado diversas formas de cruzianas (SEILHACHER, 1970). Los últimos metros (probablemente tramo C) han librado en diversas localidades una fauna que corresponde a Gedinense inf. (COMTE, 1959; TRUYOLS *et al* 1974).

En resumen la edad, por los datos regionales antes citados, puede establecerse como Wenlock sup-Gedinense inf.

2.5. DEVONICO

Este sistema tiene una amplia representación en la zona Cantábrica. Consiste en una alternancia de formaciones detríticas y calcáreas, de ambiente marino, generalmente nerítico, y con gran riqueza paleontológica, lo que permite reconocer la presencia de todos los subpisos y pisos del Devónico y establecer sus límites con gran precisión. Aunque con los estudios más recientes se han modificado los estratotipos, se continúa con la nomenclatura establecida por COMTE (1936) para la vertiente leonesa de la Cordillera y que de techo a muro es la siguiente:

- 7 Areniscas de la Ermita
- 6 Pizarras de Fueyo
- 5 Areniscas de Nocedo
- 4 Calizas de la Portilla
- 3 Areniscas y Pizarras de Huergas
- 2 Caliza de Santa Lucía
- 1 Calizas y calcoesquistos de la Vid.

Regionalmente es conocido que la sucesión devónica está completa en las unidades tectónicas occidentales y meridionales, y que hacia el N y E del Arco Astúrico van desapareciendo progresivamente las formaciones, desde la más moderna a la más antigua, con la excepción de la Formación Ermita, que se apoya transgresivamente sobre todas las formaciones devónicas, e incluso predevónicas. En consecuencia esta área está situada

en el área donde se presenta una sucesión devónica completa. A pesar de estas consideraciones regionales, STAALDUINEN (1973), en el flanco S del Sinclinal de Alba, deduce la ausencia de todas las formaciones del Devónico desde la Caliza de Santa Lucía hacia el techo, sustituyéndolas por la Formación Piedrasecha, cuyo corte tipo establece en esta localidad. No obstante, este autor, considera las coincidencias litológicas de la base de la formación con las Pizarras de Huergas, y el techo con las Areniscas de la Ermita. En trabajos posteriores (COLMENERO, 1976) se ha aceptado la existencia de esta formación, que se interpreta como un cambio lateral de facies de las formaciones del Devónico superior, hacia zonas de talud con facies más profundas.

En la elaboración de la Hoja se ha podido constatar la intensa fracturación del flanco meridional del sinclinal de Alba y en cortes detallados, siempre se ha reconocido tanto litológicamente como paleontológicamente parte de la Formación Nocedo, y las Formaciones Fueyo y Ermita, así como los estratos basales de la Fm. Huergas sobre las Calizas de Santa Lucía. Asimismo se han realizado observaciones en estas unidades, fuera de los límites de la Hoja, bordeando el sinclinal de Alba, sin que se haya detectado ningún cambio importante de facies. Con todas estas observaciones se ha llegado a la conclusión de la no existencia de la Fm. Piedrasecha y que el Devónico superior está representado, en este sector, por las mismas formaciones establecidas por COMTE (1936) en el flanco septentrional. Existe sin embargo un importante accidente tectónico, cuya naturaleza se discutirá más adelante, que corre prácticamente paralelo a los planos de estratificación, aunque con una cierta oblicuidad a escala cartográfica, que elimina parte de la formación Nocedo. La Caliza de Portilla y la mayor parte de las Pizarras de Huergas, situando, en todo el flanco S del sinclinal, las Areniscas de Nocedo o la formación Fueyo, sobre los tramos basales de la Fm. Huergas.

2.5.1. Grupo de la Vid. Devónico. Gediense Sup.-Emsiense Sup.

Fue definido por COMTE (1936, 1959) como calcoesquistos y calizas de la Vid. Se sitúa concordante sobre las Areniscas de San Pedro y en tránsito gradual; el límite se establece al techo de los últimos estratos de areniscas. En esta Hoja, aparece en disposición monoclinial hasta el N de Carrocera; desde esta localidad hacia el E, aparece en pequeños afloramientos tectonizados.

Aproximadamente la mitad inferior es de naturaleza carbonatada, la otra mitad es predominantemente terrígena, con niveles calcáreos bioclásticos de poco espesor. En cartografía se han separado estos dos tramos.

La litología de este complejo es muy variada, no sólo en cada sección, sino en que además se observan importantes cambios laterales de una zona a otra. Esta circunstancia ha llevado a algunos autores recientemente a considerarlo como un Grupo en el que se pueden definir varias formaciones (GARCIA ALCALDE *et al* 1979). En la serie estudiada en el camino de Piedrasecha se han distinguido cuatro tramos, sin que necesariamente se correspondan con los diferenciados por COMTE (1959) o por VILAS MINONDO (1971). (Fig. 6).

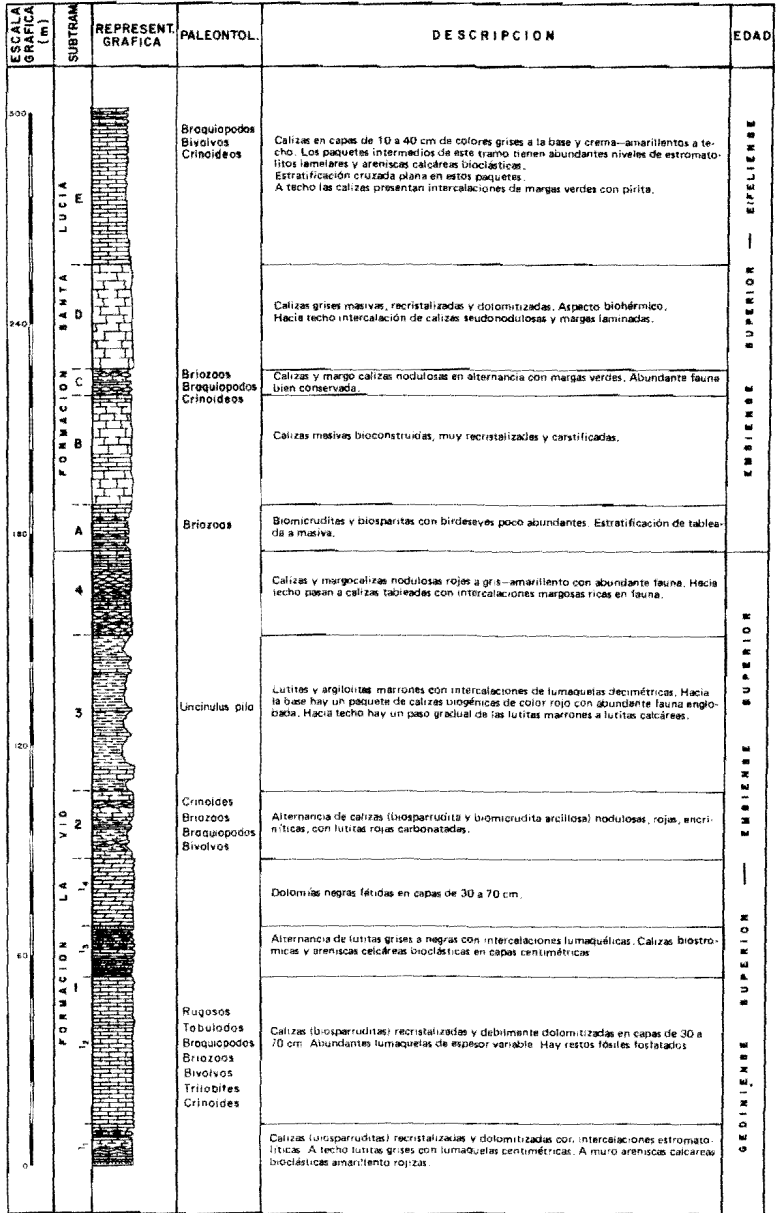


Fig 5

Tramo 1. Con 86 m. de espesor está constituido por calizas, lutitas grises a negras y dolomías negras. Podemos diferenciar dentro de este tramo los siguientes subtramos:

- Un subtramo de base que comienza con capas centimétricas de areniscas calcáreas bioclásticas en el tránsito gradual de la formación infrayacente. Continúa con calizas (bioesparuditas) recristalizadas y dolomitizadas en bancos decimétricos. Hay capas estromatolíticas y lumaquelas. El techo de este subtramo es un paquete de lutitas grises con lumaquelas centimétricas intercaladas. El espesor de este subtramo es aproximadamente de 12 m.
- El segundo subtramo, es una monótoma sucesión de calizas (bioesparuditas) muy recristalizadas y débilmente dolomitizadas en capas de 30 a 70 cm. Son muy abundantes las lumaquelas de distinto espesor. Se ha observado la existencia de restos fósiles fosfatados.
- El tercer subtramo con 15 m. de espesor está constituido por alternancias de lutitas grises o negras con intercalaciones lumaquéllicas, calizas biostrómicicas y areniscas calcáreas bioclásticas en capas centimétricas; hacia techo se intercalan finos lechos de dolomía.
- El subtramo de techo con 22 m. de espesor está constituido por dolomías negras fértidas, en capas de 30-70 cm. No se observa restos de fauna.

Tramo 2. El contacto con el tramo aparece recubierto al oeste del valle de Piedrasecha, por lo que el corte se continúa en la ladera E. En esta zona la base está tectonizada, por lo que se describe sin establecer la potencial real del tramo. Se trata de una alternancia de calizas (bioesparudita y biomitrudita arcillosa) nodulosas rojas muy encríticas con lutitas rojas carbonatadas, igualmente ricas en fauna. Se han observado intercalaciones centimétricas de margas rojas arenosas.

Tramo 3. De 47 m. de espesor, está constituido por lutitas y argilolitas marrones con intercalaciones de lumaquelas decimétricas, hacia la base puede observarse un paquete de 5 m. de espesor constituido por calizas estromatolíticas rojas, conteniendo abundante fauna. Los paquetes de techo muestran un paso gradual de las lutitas marrones a lutitas calcáreas y margas pseudonodulosas rojas.

Tramo 4. Con 22 m. de espesor, está constituido por calizas y margocalizas nodulosas de gris amarillento a rojo, con muy abundante fauna, que hacia techo pasan a calizas tableadas, con intercalaciones margosas muy ricas en fauna. Tanto las calizas como las margas tienen carácter biostrómicico.

El medio de sedimentación atribuido a la Fm. San Pedro en sus tramos finales evoluciona progresivamente a zonas de "mud-flats" de poca energía, donde se depositan las pizarras grises, calizas lumaquéllicas con intercalaciones estromatolíticas y areniscas calcáreas, que constituyen el tránsito entre estas dos formaciones. Una progresiva subsidencia dife-

rencial provoca en este sector la acentuación de condiciones claramente marinas de plataforma abierta, donde se sedimenta el potente tramo de calizas lumaquéllicas. Los subtramos superiores del Tramo 1, significan una vuelta a condiciones de mar restringido en ambientes intermareal a supramareales de las dolomías negras. El tramo 2 indica nuevamente el paso a un medio submareal con aguas oxigenadas y fuerte energía. El tramo 3, son sedimentos de "lagoon" con esporádicas recurrencias más marinas. Por último el tramo 4, son sedimentos de medio submareal fuertemente energético y oxigenado (biostrómic).

Puede concluirse que desde medios transicionales (intermareales) débilmente energéticos, la cuenca muestra períodos de plataforma abierta, con episodios de mar cerrado. Todo ello parece indicar la posibilidad de la existencia de cordones arrecifales a distancias variables de la costa que en su construcción y destrucción cerraban o abrían esta plataforma, la posición de estos arrecifes estarían en zonas más meridionales actualmente erosionadas o recubiertas.

Como dato a reseñar apuntamos la hipótesis de que las lumaquelas decimétricas, intercaladas en las lutitas marrones del tramo 3, están originadas por rupturas momentáneas del cordón arrecifal, posiblemente debido a tormentas con invasión y llegada a la cuenca "lagoonal" hipersalina de agua más oxigenada y rica en fauna; la progresiva salinización del medio "lagoonal" provoca la tanatocenosís que origina las lumaquelas.

La abundancia de fósiles ha permitido establecer regionalmente, con bastante precisión, la edad de esta formación. Los tramos lutíticos más bajos no han proporcionado fauna aunque por su continuidad con la Fm. San Pedro se pueden considerar de edad Gedinense, probablemente Gedinense superior. En el tramo calcáreo inferior aparece abundante fauna de Rugosos, Tabulados, Estromatopóridos, Braquiópodos, Briozoos, Trilobites, Gasterópodos, Bivalvos, Crinoideos, etc.; sin embargo, no se han encontrado en el corte formas determinativas, aunque en otros puntos fuera de la Hoja (TRUYOLS et al *in litt*, han podido establecer la presencia del Siegeniense superior, a un centenar de m. de la base. Así pues el tramo calcáreo debe presentar la parte alta del Gedinense y el Siegeniense. Ya en el tramo pizarroso se encuentra un nivel decimétrico, que es una lumaquela de braquiópodos, en los que predomina *Uncinulus Pila* (SCHNUR) que regionalmente se reconoce como el comienzo del Emsiense superior.

El resto de la serie es toda ella de esta edad y los niveles calcáreos proporcionan una gran cantidad de fauna entre la que se ha diferenciado Crinoideos, Briozoos y Braquiópodos con faunas de *Oligoptycherhynohus paretí* (VERNEUIL), *Meristella* sp. *Triathyris mucronata* (VERNEUIL), *Athyris Suboncentrica* (VERNEUIL & ARCHIAC), *Anathyris phalaena* (PHILIPS), *Anathyris ezquerrai* (VERNEUIL & ARCHIAC), *Anathyris "ferronesensis"* (*Sensu* COMTE 1938); que son típicas de la parte superior del Grupo La Vid en toda la región leonesa y, de la parte Emsiense superior. Así pues, el techo de la formación se sitúa todavía dentro del Emsiense superior en su parte más alta. En resumen, la edad de la formación es Gedinense (probablemente superior)-Emsiense superior.

2.5.2. Formación Santa Lucía. Devónico Inf.-Medio. Emsiense Sup.-Eifeliense Inf.

El término fue introducido por COMTE (1936) que la definió como Calizas de Santa Lucía, estableciendo el corte tipo en la carretera a Oviedo entre Santa Lucía y Vega de Gordón.

Litológicamente está constituida por calizas grises de medio marino somero, bastante masivas y con intercalaciones de carácter típicamente arrecifal. Estas calizas presentan distintas facies que cambian lateralmente, dependiendo de su posición paleogeográfica. COO *et al.* (1971) separaron en la vertiente S. de la Cordillera tres miembros según las facies más representativas. Posteriormente, MENDEZ-BEDIA (1976), realiza un estudio en la vertiente septentrional y diferencia otros tres tipos de afloramientos, en base a sus facies más representativa (Las Ventas, San Pedro y Moniello). Este estudio, con los conocimientos actuales, se puede hacer extensivo a toda la Zona Cantábrica. Según él, existe una distribución de facies por áreas, y teniendo en cuenta la evolución en el tiempo, se llega a una reconstrucción paleogeográfica, en la cual los distintos tipos poseen una disposición concéntrica respecto al núcleo del Arco Astúrico, donde debería situarse el área emergida. El tipo que pertenece a un medio más externo, representa una zona de mar abierto, sometida al oleaje y a las corrientes (Moniello); el segundo la zona de "lagoon" (San Pedro); y en sucesión más interna, a la zona intermareal y supralitoral (Las Ventas). Naturalmente existen toda clase de sucesiones intermedias.

En esta Hoja aflora la sucesión con facies de tipo más externo (Moniello) y su posición en general es monoclinial, aunque a veces aflora en complicadas estructuras como al N de Carrocera. El afloramiento más oriental está muy dolomitizado y es difícil de reconocer.

El corte realizado presenta una recristalización y dolomitización parcial muy fuerte al menos en sus tramos inferiores, por ello, las características diferenciales se muestran muy atenuadas. De techo a muro se distingue: (Fig. 6).

Tramo A. De biomicruditas y bioesparruditas con estratificación masiva en la base que evoluciona a tableada hacia el techo, pueden observarse "birdeseyes" de forma aislada; la potencia aproximada es 14 m.

Tramo B. Está constituido por calizas masivas bioconstruidas, fuertemente recristalizadas y carstificadas; su espesor es de 32 m.

Tramo C. Con 8 m. de potencia, es una alternativa de calizas o margocalizas nodulosas con margas verdes; hay abundante fauna bien conservada de Braquiópodos, Briozoos y Crinoideos (coincide con el miembro III de la formación, en la Guía S.D.S., GARCIA-ALCALDE *et al* 1979).

Tramo D: 30 m. de calizas grises masivas con características de biohermo, se encuentran muy recristalizadas y dolomitizadas. Hacia techo hay intercalaciones de calizas seudonodulosas y margas laminadas.

Tramo E. Con 43 m. de espesor, está constituido por calizas en capas de 10-40 cm., de colores grises en la base y crema-amarillento

en techo. Los paquetes intermedios de este tramo presentan abundantes niveles de estromatolitos lamelares y areniscas calcáreas bioclásticas; puede observarse en estos paquetes estratificación cruzada plana de bajo ángulo. Hacia techo las calizas presentan laminación paralela e intercalaciones de margas verde-amarillentas con pirita.

El medio de depósito del tramo A, es de alta energía, aunque evoluciona a un medio más tranquilo, donde se depositan las calizas de "birdeseyes", si bien presenta rápidas recurrencias a zonas de alta energía ("mud-flats" o "reef-flats"). El tramo B, muestra la instauración, en la zona, de un medio típicamente arrecifal, que evoluciona a un medio energéticamente más tranquilo, donde se originan los depósitos del tramo C, que presenta características propias de depósitos de "lagoon", próximos a su barrera arrecifal. El tramo D vuelve a presentar características de medio arrecifal, si bien hacia el techo muestra un paso gradual a un medio intermareal, que está claramente representado por los sedimentos del miembro E. Hacia techo el medio parece restringirse, con la presencia de margas verdes piritosas.

En resumen, en la Fm. Santa Lucía están representados medios de depósitos claramente arrecifales y los medios de transición ligados a este ambiente, "lagoons", "reef-flats", con diversas recurrencias entre ellos, posiblemente, debido a leves pulsaciones o subsidencias diferenciales.

La edad de la formación fue establecida ya por COMTE (1959) como Emsiense-Cuviniense; en esta Hoja no se ha encontrado fauna del Emsiense Sup., pero ha sido citada en otros puntos de la Zona Cantábrica. La fauna más baja, recolectada en el miembro C, ha proporcionado Briozoos (*Fenestellidae ind.*), Crinoideos y Braquiópodos, entre los que se han clasificado *Schizophoria schnuri* (STRUVE), *Aulacella eifeliensis* (SCHNUR), *Discomyortis cf. subcordiformis* (KAYSER), *Plicostrophodontia diffusa* (OEHLERT), *Euryspirifer gr. paradoxus* (SCHLOTHEIM) y *Paraspirifer sandbergeri* (SOLLE). El conjunto es representativo de las capas de tránsito entre el Emsiense y el Eifeliense (en s. str. según cronología alemana), sin que pueda determinarse exactamente el piso en el que debe situarse. Esta fauna caracteriza al miembro III de la Fm. Sta. Lucía (cf. Gufa|S.D.S. GARCIA-ALCALDE *et al.*, 1979).

Faunas pertenecientes claramente al Eifeliense Inf. han aparecido en las intercalaciones carbonatadas de la parte inferior de la Formación Huergas, unos 20 m. por encima del techo de la Formación Sta. Lucía, en una localidad al NO de Portilla. Estas faunas, especialmente la asociación *Paraspirifer cultrijugatus/Meganteris archiaci* marcan una isócrona que se encuentra tanto en la parte superior de la Fm. Sta. Lucía como hasta 100 m. por encima, en las formaciones Naranco o Huergas, en diversas localidades en la Zona Cantábrica, lo que es un claro exponente del diacronismo del techo de esta formación.

2.5.3. Formación Huergas. Devónico medio. Eifeliense Inf. Givetiense.

El nombre de la formación fue establecido por COMTE (1936) como Areniscas y Pizarras de Huergas, estableciendo el corte tipo cerca del

pueblo de Huergas de Gordón. Dentro de esta formación, se incluyen los materiales terrígenos con intercalaciones carbonatadas, que se sitúan por encima de las Calizas de Sta. Lucía, como hemos dicho anteriormente. Suponen un cambio importante en el régimen de sedimentación. El tránsito sin embargo es gradual, apareciendo en varias localidades, en el extremo N y fuera de la Hoja, intercalaciones calcáreas que se confunden fácilmente en el campo, con las calizas inferiores. En la mayor parte de la Hoja, sin embargo, el límite cartográfico es brusco, debido al accidente tectónico, ya citado, que se sitúa en la mayor parte del afloramiento, a una decena de metros de la base. Este accidente es, a veces, de difícil trazado por la similitud en muchos casos de las facies detríticas, que pone en contacto (Huergas con Nocado o con Fueyo).

El mejor y más completo afloramiento de la Fm. Huergas, se encuentra al N de Carrocera, y el más occidental visible, está reducido a unos metros en el barranco al N del río Torre.

Litológicamente está constituida por pizarras negras fisibles (lutitas y limonitas) con nódulos, en su mayor parte silíceos, aunque también los hay fosfatados. Ocasionalmente estos nódulos contienen restos fósiles. Hacia el techo se intercalan niveles de areniscas con intensa bioturbación, que progresivamente van aumentando en proporción hacia el N. La potencia normal se estima en unos 300 m.

El medio de depósito corresponde a un área no demasiado alejada a la costa, reuniendo condiciones propias de una zona poco oxigenada, de aguas tranquilas, y sin aportes importantes (facies euxínicas). La fauna encontrada es de tipo pelágico, con restos de Bivalvos y Trilobites, hacia el techo parece observarse un aumento de energía, con una mayor oxigenación.

La edad, reconocida regionalmente para el conjunto de la formación, es Eifeliense-Givetiense.

En los tramos basales, con niveles carbonatados, se han encontrado una fauna de Crinoideos, Biozoos (Fenestellidae) y Braquiópodos Articulados, entre los que se han identificado *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEM); *Rhenothyris* sp. y *Meganterissarchiaci* que como ya hemos citado representa claramente el Eifeliense inferior.

Dado que el tránsito Eifeliense-Givetiense debe de encontrarse dentro de la formación, es posible que los tramos representados en el ámbito de la Hoja pertenezcan sólo al Eifeliense, pero naturalmente al no haberse podido confirmar, se ha tomado la edad admitida regionalmente.

2.5.4. Formación Portilla. Devónico medio-superior. Givetiense Frasnense.

Fue definida por COMTE (1936 c) como caliza de Portilla, y designó así a unas calizas con alguna intercalación margosa depositadas sobre la Fm. Huergas.

El corte tipo está a 2 km. al NO de la estación de Matallana (Arroyo de Portilla); los únicos afloramientos de esta formación se encuentran en el borde norte, al NE de Peredilla (cerro denominado Fuente del Oso), en

forma de un apretado sinclinal. En el resto de la hoja falta, bien por causas tectónicas, o por estar oculta por terrenos más modernos, la descripción pues se hace básicamente con datos obtenidos fuera de la Hoja.

Estas calizas han sido descritas por numerosos autores y estudiadas especialmente por MOHANTI (1972) y REIJERS (1972); todos coinciden en subdividirla en varios tramos bien visibles en el campo. Comienza la sucesión con unas calizas encrinálticas, oolíticas, rojizas, alternando con algún lecho pizarroso. Por encima se sitúan unas calizas grises claramente arrecifales, que continúan en una zona intermedia con estratos de calizas arenosas alternando con areniscas descalcificadas y lutitas; por último se tiene un tramo de calizas masivas grises, arrecifales, con abundantes corales, a menudo en posición de crecimiento. La potencia de esta formación en el corte tipo, es de 60 m., pero habitualmente adquiere potencias de 100 m.

Otro corte interesante para esta Hoja es el expuesto en la Guía S.D.S., de GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979), que está realizando en el río Bernesga, aproximadamente a 1 km. al N de la Hoja, en el flanco N del sinclinal de Alba. Divide la formación en tres unidades: la unidad A (21 m.), está compuesta por calizas arcillosas, a veces dolomitizadas, con intercalaciones de margas y lutitas, hay niveles con elementos arrecifales. La unidad B (24 m.), compuesta por calizas arcillosas en la parte inferior y superior, calizas masivas en la parte media, es una unidad predominantemente biostrómic. La unidad C, compuesta por calizas arenosas y calizas, a veces dolomitizadas, que hacia el techo presentan intercalaciones de lutitas, los elementos son escasos.

El medio de depósito de la formación Portilla es el de plataforma de poca profundidad, en la que se depositarían calizas pertenecientes a un complejo arrecifal, en el que alterna los cuerpos arrecifales con zonas de mayor energía de los bordes arrecifales.

La edad de las calizas de Portilla fue dada ya por COMTE (1936 a) como Givetiense-Frasniense, encontrándose normalmente el límite en el tercio inferior (GARCIA-ALCALDE & ARBIZU 1976). Hay que señalar que hay un cierto diazonismo en el muro y en el techo de esta formación.

2.5.5. Formación Nocedo. Devónico Superior. Frasnense.

Fue denominada así por COMTE (1936 c) para designar a las areniscas y pizarras con algunos bancos de caliza, que se superponen a las calizas de Portilla poniendo fin al régimen arrecifal. La localidad tipo se encuentra dentro de la Hoja, en el flanco Norte del sinclinal de Alba.

En esta localidad la sucesión se inicia con 132 m. de areniscas amarillentas, con intercalaciones de lutitas en la parte inferior, hacia el techo se hacen más potentes y de colores más claros. Están siempre acompañadas de porosidad moldar, a la que ha dado lugar las conchas descalcificadas. Por encima, se sitúan 48 m. de calizas arenosas rojizas, y por último una sucesión de areniscas blancas y a veces amarillentas, en bancos finos, alternando con lechos lutíticos y algún lentejón de calizas.

En este tipo de formaciones las variaciones laterales son muy importantes, y así el tramo calizo citado anteriormente, denominado por COMTE (1959) como caliza de Valdoré, se ha querido correlacionar con otros, como los que aparecen en el Valle del Esla (caliza de Crémenes de WESTBROEK, 1964; y RUPKE, 1965) pero cuya posición no coincide exactamente. La mayoría de los autores han preferido separar los lentejones calizos dentro de la Formación sin intentar correlacionarlos.

En esta Hoja se ha diferenciado cartográficamente la barra calcárea en el flanco S, ya que, está siempre presente y constituye un nivel guía importante, dado que la base de la Formación está ausente a causa del accidente tectónico citado anteriormente.

Un corte representativo en este flanco se ha realizado en el barranco "Buitrion" cerca de Piedrasecha con la siguiente sucesión de muro a techo:

- 25 m. de limolitas y areniscas calcáreas de verde a amarillentas, con porosidad moldar y estratificación cruzada plana, de bajo ángulo, con "Ripples" de oscilación y "burrows" abundantes a techo. Algunas capas son sedimentos intermedios, desde arenisca calcárea a caliza muy arenosa.
- Por encima se sitúan 35 m. de areniscas (cuarzoarenitas) con estratificación cruzada plana y ripples de oscilación y de corriente.
- 3,5 m. de areniscas calcáreas, con laminación cruzada en capas de 4-10 cm., que hacia techo presentan intercalaciones lumaquéllicas, de elementos paraarrecifales con Braquiópodos, Trilobites, Ostrácodos, Moluscos gasterópodos y Equinodermos.
- 30 metros de areniscas con cemento calcáreo, porosidad moldar y estratificación cruzada plana de bajo ángulo, se observan ripples de oscilación y de corriente. Hacia techo se intercalan capas de biomicruditas muy arenosas.
- 45 m. de alternancias de areniscas calcáreas bioclásticas y calizas (bioesparuditas y biomicruditas) dolomitizadas con estratificación cruzada y "herring-bone". A techo del paquete hay calizas encriníticas y lumaquéllicas, que han proporcionado fauna de Braquiópodos, Trilobites, Ostrácodos y Crinoideos.

La continuación de la serie se encuentra muy recubierta, por lo que es difícil de asegurar si estos paquetes son el techo de la formación Nocedo. En localidades próximas (Santiago de las Villas) es de resaltar que inmediatamente al techo de estos paquetes se sitúan la lutitas negras con nódulos atribuidos a la Fm. Fuego.

El nivel cartografiado como guía en el flanco S de sinclinal de Alba, corresponde a los últimos 80 m. descritos.

Aunque no se puede describir en detalle la evolución del medio arrecifal de la Fm. Portilla infrayacente, por faltar en esta localidad, es claro que los sedimentos de la Fm. Nocedo, al menos en este corte, son de ambiente intermareal, con leves recurrencias a zonas de "offshore" proximales.

La edad de esta formación es claramente Frasnense. El primer nivel faunístico citado anteriormente, contiene una abundante fauna con

Braquiópodos, Articulados; *Productiella suubaculeata* y *Ripidiorhynchus* cf. *eugenia* (HALL). Moluscos Bivalvos Heterodonta: *Crassastellopsis* (?) sp. Moluscos Bivalvos Palaeoheterodonta: *Goniphora* (*Goniophora*) sp. Moluscos Bivalvos Anomalodesmata: *Grammysia* sp. Moluscos Cefalópodos: *Tornoceratidae* indeterminado, *Ammonoideo* indeterminado y Vegetales indeterminados.

En conjunto esta fauna indica una edad claramente Frasnense (F_2 o $To\ 1\beta$). Faunas similares a éstas aparecen en el flanco N del sinclinal de Alba, fuera ya de la Hoja, (Unidad E de GARCIA-ALCALDE *et al.*, 1979, Guía SDS). Esta fauna se situaría entre las biozonas de conodontos — *asymmetricus* inferior y *asymmetricus* superior.

En el segundo faunístico citado en la descripción de la serie, se ha encontrado *Metabolipa* cf. *greindli* (MAILLIEUX) *Thomasaria simplex* (PHILIPS), *Cyrtina* cf. *douvillei* (RIGAUX) y el *Trilobites Bradocryphaeus* sp. Esta fauna se situaría entre las biozonas de conodontos — *asymmetricus* media y *asymmetricus* superior.

Los datos proporcionados por nuevas muestras de conodontos recolectadas a lo largo de toda la Hoja, han permitido confirmar estas determinaciones con la aparición de las siguientes formas: *Ancyrodella rotundiloba alata* (GLENISTER & KLAPPER), *Ancyrodella gigas* (YOUNGQUIST), *Polygnathus* aff. *dubius* (HINDE), *Icriodus symmetricus* (BRANSON & MEHL) que caracterizan las zonas de *asymmetricus* inferior o media. (F_2 o $To\ 1\beta$).

Hacia el techo han aparecido formas de *Ancyrodella gi as* en tránsito a *Ancyrodella cobata* que aparecen desde la zona de — *asymmetricus* media hasta la zona de — *gigas* superior, es decir F_2 hasta base de F_3 o $To\ 1\beta$ a $TO1\delta$.

2.5.6. Formación Fueyo. Frasnense Sup. Fameniense.

En el corte del río Bernesga (en el mismo límite N de la Hoja) concordantes entre las Areniscas de Nocedo y de la Ermita aflora un potente paquete (100 m.) de pizarras negras, fisibles, con nódulos silíceos ferruginosos, que fueron denominados por COMTE (1936 c) Pizarras de Fueyo (aunque habían sido citadas anteriormente por BARROIS, 1882).

Esta formación aparece en cartografía de forma lenticular, y se ha creído durante mucho tiempo que estaba reducida al área del Bernesga. En la Hoja aparece prácticamente en todos los puntos donde la serie es completa. En el flanco S se ha cartografiado como una banda continua, aunque en algunos puntos es difícil de seguir a causa de los derrubios. Un problema que plantea son sus límites, ya que mientras en el sector más occidental del flanco S del sinclinal de Alba o en su flanco N, la sucesión de la formación Ermita suprayacente es relativamente potente (cerca de centenar de metros); en el sector oriental del flanco S, en localidades tales como Olleros o en el corte del ferrocarril al N de La Robla, a serie con características litológicas y sedimentarias propias de la formación Fueyo, no tiene por encima más que 10 ó 20 m. de areniscas de la Ermita. En

algunos puntos, incluso, la serie de Fueyo se pone en contacto directamente con el carbonífero (Vegamian, Alba u Olleros), aunque en estos casos parece existir una tectonificación importante del contacto como así se ha representado en cartografía. En cualquier caso, parece evidente una notable diacronía del techo de esta formación.

Pueden diferenciarse dos tramos, en esta formación aunque sus rápidos acuñamientos laterales, tanto longitudinal como transversalmente, dificultan enormemente, tanto su separación cartográfica, como la realización de una estratigrafía de detalle. En cortes parciales realizados a lo largo de ambos flancos del sinclinal de Alba, se ha podido reconstruir la siguiente serie estratigráfica.

De muro a techo se tiene: (Fig. 7).

Tramo A. Está constituido por una potente sucesión de lutitas negras, con nódulos ricos en materia orgánica y sulfuros. Las intercalaciones de capas de areniscas, muy finas, son esporádicas en la base y algo más abundantes hacia techo, donde en algunas localidades pueden observarse pequeños canales métricos con estratificación cruzada en surco. Una característica de este tramo es la presencia de nódulos, constituidos por material lutítico de igual composición que la masa pelítica que los engloba y con núcleos que van desde fósiles a concentraciones importantes de sulfuros; su tamaño oscila de 4 a 8 cm.

El tramo se encuentra fuertemente tectonizado, por lo que estos canales de arenisca, debido a su diferencia de competencia con las lutitas encajantes, pueden parecer masas de arenisca deslizada por "slumps".

En el marco de la Hoja se ha podido observar en algunas localidades, (Santiago de las Villas), la aparición de un nivel bastante constante de conglomerados, de cantos silíceos (cuarcitas, liditas), de tamaño centimétrico, bien redondeados y cemento silíceo. Se observa estratificación cruzada en surco y gradación inversa.

Este nivel, presenta una gran continuidad a lo largo del sinclinal de Alba, como se ha podido constatar en observaciones tanto dentro como fuera de la Hoja.

Las características litológicas y sedimentológicas permiten atribuirle a este nivel un origen fluvial.

Asociado a este nivel ofluvio deltaico, se observa en algunos puntos (NE de Santiago de Las Villas, Piedrasecha, ...) la presencia de niveles discontinuos de una rudita de cemento ferruginoso, de aspecto brechoide, con cantos de naturaleza polimíctica con fuerte presencia de clastos lutíticos. Su origen estaría ligado, posiblemente, a suelos ferralíticos removilizados. La potencia media supera los 150 m.

Tramo B. Está constituido por una alternancia de areniscas y lutitas de color negro a gris verdoso en los paquetes superiores. La proporción arenisca-lutita aumenta hacia el techo del paquete. Las capas de areniscas varían desde 8-10 cm. en las alternancias rítmicas a 25-30 cm. en los paquetes superiores. Litológicamente son sublitarenitas a subarcosas con fracción abundante de minerales pesados, prioritariamente micas y

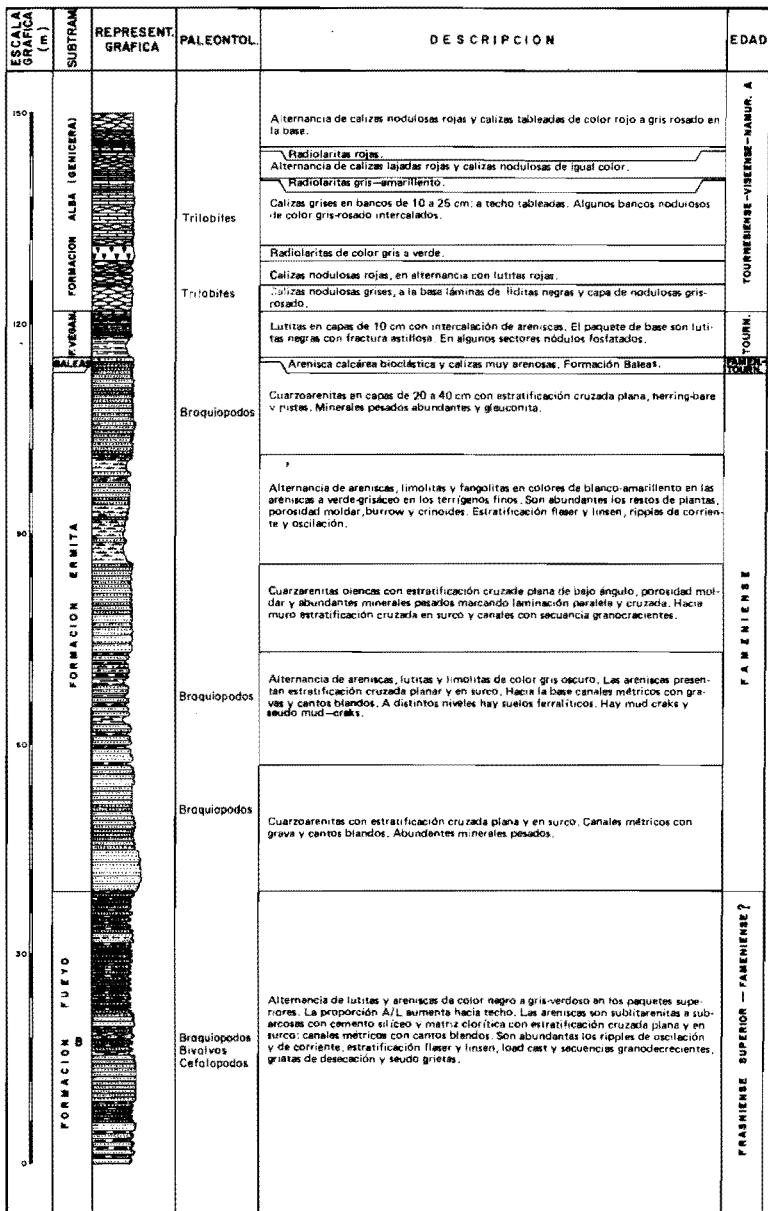


Fig. 7

turmalina. El cemento es silíceo y la matriz, a veces abundante, es de tipo sericítico-clorítico. Presentan estratificación cruzada plana y en surco, en algunos paquetes hay canales métricos con cantos blandos. Son abundantes los ripples de oscilación y de corriente, estratificación "flaser" y "linsen", secuencias granodecrecientes prioritariamente y "loads-cast" en la base de algunas capas de areniscas. Son relativamente abundantes las huellas de gotas de lluvia, grietas por desecación y pseudogrietas de desecación. La mayoría de las capas de arenisca presentan porosidad moldar y escasos restos fósiles conservados, son muy abundantes los restos de plantas flotadas, algunas en buen estado de conservación. Hacia la mitad del tramo hay un banco con estratificación lenticular y de constitución lumaquélica, donde se asocian fauna de Braquiópodos y Moluscos (Bivalvos y Cefalópodos) con abundantes restos de plantas; en todo el resto de la sucesión hay abundantes "burrows". La potencia mínima estimada es de 70 m.

El medio de depósito intermareal en la Fm. Nocedo, evoluciona de forma progresiva a un medio euxínico de plataforma donde se depositan las lutitas negras. Este medio aumenta progresivamente su nivel energético al mismo tiempo que llegan a la cuenca aportes terrígenos de forma intermitente a veces canalizados, de origen fluvial, originando la sedimentación del tramo superior.

En resumen, la Fm. Fueyo muestra una evolución desde un ambiente de sedimentación euxínico de plataforma a zonas de plataforma interna o medio intertidal.

En cuanto a la edad, por su posición estratigráfica y por la aparición, en la base, de *Douvillina* sp. sería Frasnense, posiblemente superior, y el techo podría llegar al Fameniense. Existe además la posibilidad apuntada anteriormente, del diacronismo es esta formación. En esta hoja se ha recogido fauna en el tramo lumaquélico anteriormente citado en la que se han determinado Braquiópodos (*Ripidiorhynchus* cf. *ferquensis*, GOSSELET), Moluscos Bivalvos Pteriomorpha (*Lyriopecten* sp, *Posidonia* sp, *Ptychopteria* cf *eugenia* HALL), Moluscos Bivalvos Heterodonta (*Crasstelopsis* sp), Moluscos Bivalvos Anamalodesmata (*Grammysia* sp), Moluscos Cefalópodos (*Tornoceratidae* indt. y *Ammonoideo* indt.) y restos vegetales indeterminados. Esta asociación fosilífera caracteriza las facies nodulosas de la Fm. Fueyo. La presencia de Tornocerátidos y especialmente la de formas de *Ripidiorhynchus*, parece indicar que la muestra corresponde al Frasnense superior. Esto significa que la formación Fueyo es más antigua en su límite inferior, de lo que se venía suponiendo hasta ahora (Fameniense).

Este hecho unido a la continuidad y litología del tramo B de la formación Fueyo y a los nuevos datos sobre la interpretación paleogeográfica de esta formación en el ámbito del sinclinal de Alba, parecen indicar que el inicio del ciclo sedimentario carbonífero tendría lugar a nivel del Frasnense y coincidiendo con los niveles de conglomerados anteriormente descritos.

2.5.7. Formación Ermita. Devónico superior. Fameniense

COMTE (1936, 1959) introduce el término "Areniscas de la Ermita", para describir una sucesión detrítica transgresiva de la parte terminal del Devónico. Este nombre lo tomó de la Ermita del Buen Suceso en el valle del Bernesga, dentro de los límites de esta Hoja. Aunque en esta zona el Devónico superior es muy potente y parece no faltar serie, hacia el NE (como ya se ha dicho en la introducción) las Areniscas de la Ermita se van situando sobre formaciones más antiguas, llegando en el núcleo del Arco Astúrico a depositarse sobre la Fm. Láncara. No se entra aquí a analizar este fenómeno, únicamente señalar, que prácticamente todos los autores han aceptado este hecho, como el inicio del ciclo Carbonífero y se ha respetado generalmente esta formación en toda la zona Cantábrica.

La descripción litológica varía según los autores, cosa normal, porque realmente la formación tiene grandes variaciones laterales, como se ha comprobado en el marco de la hoja. Efectivamente, es notoria a escala cartográfica la espectacular disminución de potencias que se observan al E del meridiano de Piedrasecha, de forma que en Olleros de Alba o al N de La Robla las potencias oscilan entre 7 y 25 m.

COMTE (1959) la describe como areniscas ferruginosas, calcáreas y cuarcíticas, que alcanzan una potencia de hasta 1.000 m., EVERS (1967) dice que raramente exceden de 60 m., y las describe como areniscas ferruginosas y calcáreas, groseras y bien calibradas, y señala que aparecen bancos de microconglomerados y al techo lentejones de calizas gris claro recristalizadas. Estos lentejones de calizas, han sido objeto de atención por varios autores, HIGGINS *et al* (1964), ADRICHEM-BOOGAERT (1966), SJERP (1967). Este último, llega a diferenciar dentro de la Fm. Ermita dos miembros, el superior calcáreo (Miembro Mampodre). Parece por tanto que las intercalaciones calizas aumentan en número y espesor hacia el NE.

El corte tipo de COMTE (1936) tiene el inconveniente de que no se observan bien los límites de la formación; además, las variaciones laterales, de la serie dan lugar a que los distintos autores propongan nuevos cortes, Entre ellos se pueden destacar fuera de la Hoja, el de la cantera de Baleas (N de Pola de Gordón) propuesto por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), con una potencia de 19,15 m. y presencia de lentejones de calizas ferruginosas al techo. Y dentro de la Hoja el de la Guía S.D.S. (GARCIA-ALCALDE *et al.* 1979) situado en el arroyo del Manadero, al SO de Nocedo.

Dentro del ámbito de la Hoja, y como anteriormente se ha reseñado, se han realizado dos cortes de detalle y múltiples observaciones parciales a lo largo del afloramiento, por ello aunque se describe la sucesión de Piedrasecha, por considerar que tanto en potencia como en litología es el más representativo de esta Hoja, se establecerán las características diferenciales con otros sectores, en especial con la sucesión del camino del Manadero.

En el corte principal de muro a techo se tiene la siguiente sucesión. (Fig. 7).

En concordancia con los sedimentos infrayacentes 18,5 m. de cuarcitas (cuarzoarenitas), con estratificación cruzada plana y en surco y canales métricos. Los primeros 6 m. dan un resalte morfológico importante. En

estos canales, hay grava en la base de los "set". En la sección del Manadero este paquete tiene un espesor de 9,5 m., y es ligeramente erosivo sobre la Fm. Fueyo. Su constitución y estructuras son muy parecidas a lo descrito en el corte tipo.

Siguiendo el corte, se observan 16 m. con alternancias de areniscas, lutitas y limolitas de color gris oscuro. Las areniscas presentan estratificación cruzada plana y en surco; hacia la base se observan canales métricos con gravas y cantos blandos. A distintos niveles en esta serie, están intercalados suelos ferralíticos. Algunas capas muestran "mud-craks" y "pseudomud-craks".

— Siguen 13 m. de cuarzoarenitas blancas con estratificación cruzada plana de bajo ángulo, porosidad moldar y abundantes minerales pesados marcando la laminación paralela y cruzada. Este paquete hacia muro tiene estratificación cruzada en surco y pequeños canales con secuencias granodecrecientes con cantos blandos.

— Prosigue la serie con 17 m. de alternancias de areniscas, limolitas y fangolitas, con colores de blanco amarillento en las areniscas a verde grisáceo en los terrígenos finos. En todo el tramo son abundantes los restos de plantas, porosidad moldar y los "burrows". En algunos bancos de areniscas hay abundantes moldes de Crinoideos, se observa estratificación "linsen" y "flasser" y "ripples" de oscilación y corriente.

En el corte del Manadero la sucesión es similar a la de Piedrasecha, si bien con potencias más reducidas. La diferencia más apreciable es la presencia de areniscas oolíticas ferruginosas. Estas "areniscas" están constituidas por oolitos con envueltas ferruginosas y núcleo de cuarzo o restos fósiles. La fracción arena es cuarzo de tamaño medio y subredondeado, el cemento es ferruginoso. Este sedimento por su composición puede considerarse como de precipitación química, ya que tanto el cemento como los oolitos tienen su origen en la precipitación de geles férricos en medio marino de transición, altamente energético.

En Piedrasecha la serie culmina con 13 m. de cuarzoarenitas en capas de 20-40 cm. con estratificación cruzada plana, "herring-bone", pistas fósiles. Son abundantes los minerales pesados y es constante la presencia de glaucotinas. En una selección de este tramo, observada en la trichera del ferrocarril al N de La Robla, se generaliza, en este tramo, la presencia de pequeños canales bioclásticos, dentro de los bancos de arenisca blanca.

Con posterioridad al depósito de los sedimentos de la formación Fueyo, se instaura en la zona un medio sedimentario intertidal, con canales de alta energía. En la parte media de la formación se conservan las condiciones intertidales con menor energía y hacia el techo el medio evoluciona a zonas de "offshore" proximales.

La edad de la Fm. por la asociación de Braquiópodos, parece situarse en el Fameniense alto. En el corte de Manadero (según GARCIA ALCALDE *et al* 1979) aparecen formas de *Centrorhynchus Dmitiria Thiemella* y *Paurogastroderhynchus*. Y en el techo, *Aratella* que asegura una edad Fameniense sup. terminal.

Otros autores consideran que las calizas del techo de la formación Ermita pertenecen al Tournaisiense inferior. Efectivamente, WAGNER *et al*

(1971) en los cortes de Olleros y Santiago de las Villas encuentra formas de conodontos de la zona —*Kockeli-dentilineata* (*Thournaisiense* sup.) y ponen en duda los datos de HIGGINS *et al* (1964) y ADRICHEM BOOGAERT (1967) que sitúan estas calizas en la zona —*costatus* (Fameniense superior). Estas calizas, sin embargo, deben pertenecer a la formación Baleas, de edad Fameniense Sup-Tournaisiense.

Este hecho no es aceptado por WAGNER *et al* (op. cit) pues para ellos la aparición de formación Vegamián implica la no existencia de Baleas, y esto no parece ser exacto.

2.6. CARBONIFERO

Los sedimentos pertenecientes a este sistema afloran en la Hoja en forma de dos conjuntos claramente diferenciados; el Carbonífero Inferior y la parte más antigua del Superior, se presenta en continuidad con el Paleozoico anterior, sin más discontinuidades que pequeñas lagunas estratigráficas y ocupa el núcleo del sinclinal de Alba. En conjunto más moderno, perteneciente a la parte más alta del Carbonífero superior, es productivo y discordante sobre todos los materiales más antiguos; y su distribución, no guarda relación con las estructuras de las fases principales hercínicas.

El Carbonífero inferior está representado por unas series muy condensadas pero de gran extensión, ya que aparecen en general en toda la Zona Cantábrica; en esta Hoja se han reconocido las tres formaciones que lo componen: la Caliza de Baleas, las Pizarras de Vegamián y la Caliza de Alba.

El Carbonífero Superior preorogénico, está representado por la Formación Cuevas, que está constituida por turbiditas y calizas, lo que representa una excepción respecto a las unidades tectónicas más septentrionales, en donde aparece la formación "caliza de Montaña" que constituye la facies más común de la Zona Cantábrica. La aparición de estas turbiditas se considera como la primera manifestación de inestabilidad tectónica de la Orogenia Hercínica.

El conjunto superior de Carbonífero, aparece con características típicamente molásicas; está formado por los materiales erosionados del Paleozoico anterior, y depositados en condiciones continentales, lo que da lugar a que aparezcan capas de carbón. En esta Hoja estos materiales pertenecen a las cuencas conocidas como La Magdalena y Valdesamario (sector de Ordás). Su localización está ligada a grandes fracturas de dirección E-O.

2.6.1. Formación Baleas. Fameniense-Tournaisiense.

A continuación de las Areniscas de la Ermita y a veces con indicios en la base de una ligera discordancia producida por un hiato sedimentario,

aparecen unas calizas grises, que en esta Hoja tienen una potencia de 0,5 a 2 m. de potencia. Concretamente en el corte de Olleros tienen 0,60 m., y en Santiago de las Villas 0,25 m. Fueron detectados por primera vez por HIGGINS *et alt* (1964) y posteriormente estudiadas paleontológicamente por HIGGINS (1971); y por fin definidas formalmente en la Cantera de las Baleas (N de Pola de Gordón) por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971). En el corte tipo la formación Alba está discordante sobre ella.

Cartográficamente hemos representado como fm. Baleas todas las calizas y calcarenitas observadas a techo de la fm. Ermita, aunque no haya sido este el criterio utilizado históricamente (WAGNER *et alt.* 1971). Su distribución es relativamente irregular y puede que en algunos puntos haya sido erosionada; no obstante dada su escasa potencia la litología de la formación superior y la tectonización de los contactos en el flanco S del Sinclinal de Alba no se puede asegurar que no exista en otros afloramientos; de todas formas, la zona de pliegues del N de La Robla es la zona de transición; hacia el E sólo aparece Vegamián, y al N sólo Baleas.

Esta formación está constituida por calizas grises micríticas (bioesparuditas), con frecuencia recristalizadas; hacia la base llegan a ser calcarenitas con cantos de cuarzo algo rojizos. Son ricas en Conodontos, lo que ha permitido establecer su edad. Raramente se observan, además, fragmentos de macrofósiles. El tipo de facies corresponde a un medio de depósito de plataforma marina de alta energía. Su aparición en sólo unos afloramientos próximos, permiten suponer que se ha formado en un bajo fondo submarino, en condiciones someras de alta energía. A los lados de esta cresta se deposita la Formación Vegamián, más extendida en la Cantábrica, y en condiciones más tranquilas.

En la elaboración de esta Hoja, se no han encontrado nuevos fósiles de esta formación, por lo que se adopta la edad ya establecida. Según HIGGINS (1971) y WAGNER *et alt* (1971), varias muestras que han librado Conodontos en Santiago de las Villas, pertenecen a la zona de —*anchoralis* encontrándose conjuntos tanto de su parte inferior como de la superior. Los autores de la Hoja 1:50.000 vecina de Boñar (TRUYOLS *et alt. in litt*) precisan que han encontrado Conodontos de la parte inferior de la zona de —*anchoralis*, subzona —*latus* lo que confirma lo anterior.

No obstante HIGGINS (1974) en el corte de Aviados ha encontrado en la base formas que pertenecen a la zona —*coopericomunis comunis* que es inferior a la anterior, dato que también ha sido confirmado por los autores de la Hoja de Boñar. Según estos datos, la Formación Baleas debe cubrir la mayor parte del Tournaisiense.

En la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica y en algunas unidades centrales, varios autores, BUDINGER & KULLMAN (1964) ADRICHEN BOOGAERT (1966) y SJERP (1966), señalan la existencia de unas calizas de la Formación Ermita (como las descritas anteriormente) englobadas en general como Miembro Mampodre (SJERP, 1960). Por su posición estratigráfica y litológica es posible que sean equivalente a esta formación; y han proporcionado macrofauna y conodontos que pertenecen a la parte superior del Fameniense. Este hecho no es sorprendente, ya que se ha establecido que la base es erosiva. Así pues, la edad de la formación Baleas se puede establecer como Fameniense-Tournaisiense, si bien

cuando coexiste con la formación Vegamián, no hay que descartar la posibilidad de que sólo sea Fameniense.

2.6.2. Formación Vegamián. Carbonífero inferior. Tournaisiense

Esta formación fue introducida por COMTE (1959) al S de la localidad de este nombre, actualmente bajo el embalse del Porma. Se trata de una delgada sucesión de pizarras con pequeños niveles de lalitas y algunas de calizas. Es característico el color negro de toda la formación. El paso a la formación Alba es transicional. Es frecuente la aparición esporádica de nódulos fosfatados.

El corte tipo tiene 15 m. de espesor. Esta formación está bastante extendida en la Zona Cantábrica, y en su vertiente septentrional, ha sido también reconocida por varios autores, especialmente BROUWER & VAN GINKEL (1964) que la describieron como Formación Sella. Posteriormente VAN GINKEL (1965) vuelve a la denominación de COMTE que es la que ha prevalecido posteriormente.

En la Hoja se ha cartografiado, exagerando en la mayoría de los casos, su potencia. A veces en estructuras con un aplastamiento importante (como al N de La Robla), se reduce a unos dm. incartografiables, pero bastante constantes en el afloramiento. La serie es similar a la descrita, y es fácil de seguir en el campo por su color tan característico; en estos afloramientos no se han observado nódulos fosfatados. En el corte de Olleros la potencia es de 2,20 m., y puede ser el espesor real en todo el ámbito de la Hoja.

El medio de depósito como ya se ha apuntado en la descripción de la formación anterior, es de plataforma marina, pero sin apenas energía y alejado de la línea litoral con ausencia de aportes, es decir, medio restringido, probablemente en condiciones anaerobias de fondo. La tasa de sedimentación es muy reducida.

Esta formación es muy pobre en microfósiles, y en esta Hoja no se han encontrado; no obstante, la edad está bien establecida en otras localidades. Así WINKEL PRINS (1968) en Genicera, describe una fauna de Braquiópodos que indican una edad Tournaisiense superior: WAGNER *et al* (1971) encuentran al S de esta localidad un *Goniatites* (*Muensteroceras arkansanun*, GORDON) de edad Tournaisiense medio. Esta edad ha sido también (1973). En cuanto a microfósiles, suelen estar con mayor abundancia. HIGGINS (1971), describe en el corte tipo un conjunto de conodontos con formas de la zona —*ancholalis*, y también hacia la base se han encontrado formas de la zona —*cooperi-communis communis*. En resumen, todos los datos indican una edad Tournaisiense para esta formación.

Por lo dicho anteriormente, la edad de esta formación coincide en parte con la de la Formación Baleas. Aunque WAGNER *et al* (1971) afirma que estas dos formaciones no aparecen juntas, nosotros atribuimos el nivel de calizas arcillosas que aflora en Olleros de Alba por debajo de las pizarras negras a la formación Baleas si bien éste es un criterio discutible.

2.6.3. Formación Alba (Genicera). Tournaisiense-Viseense-Namuriense A inferior.

Esta es la formación más significativa del Carbonífero inferior. Está representada en toda la zona Cantábrica, y dada su litología se reconoce fácilmente; BARROIS (1882) ya la describió con el nombre de "mármol griotte". Está constituida por calizas nodulosas rojas, con intercalaciones de sílex y pizarras de igual color. La denominación ha sufrido cambios con el tiempo, así BROUWER y VAN GINKEL, sitúan esta unidad en la parte superior de su Formación Sella; RACZ (1964) reserva el nombre de Formación Sella para esta unidad y la incluye con la F. Vegamián en la Formación Getino, VAN GINKEL (1965) es el primero que define formalmente esta formación dentro de esta Hoja y la denomina "Griotte de Puente Alba" aceptando la denominación propuesta por COMTE (1959). Posteriormente, se sigue estudiando y varios autores introducen una subdivisión en tres miembros reconocibles, generalmente en diversos afloramientos. Por último WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), por considerar que las anteriores definiciones son imprecisas y que en sus cortes suele faltar algún miembro, redefinen formalmente la unidad, como Formación Genicera en el corte tipo al SE de Genicera (Hoja de Boñar), subdividiéndola en tres miembros: Gorgera, en transición con la F. Vegamián y constituido por calizas nodulosas; Lavandera, con 4 m. de radiolaritas rojas, y por último el Miembro Canalón, formado por calizas de grano fino, color rosado y niveles de calizas nodulosas; al techo se sitúan unas calizas en transición con la Fm. siguiente. El espesor total es de 29 m. en el corte tipo.

A pesar de lo expuesto anteriormente, las publicaciones más recientes siguen adoptando el término de Fm. Alba, por lo que sin más pretensiones que la unificación de terminología, se acepta esta denominación como principal y Genicera como subsidiaria.

En esta Hoja a pesar de su relativa continuidad, no existen buenos cortes, ya que como se observa en la cartografía, este paquete calizo situado entre pizarras poco competentes, ha sufrido una fuerte tectonización y aparece "abudinado" en todo el flanco meridional del sinclinal de Alba. Los cortes más completos se han encontrado al N de Piedrasecha y en la carretera al N de Olleros de Alba. (Fig. 7).

En el corte de Olleros, la formación es concordante con las pizarras de Vegamián y se inicia con 0,12 m de arenisca cuarcítica de color pardo, el resto de la formación es bastante uniforme. Se trata de 7,70 m de calizas nodulosas rojas estratificadas, en bancos decimétricos, con un tramo central de 1 m de calizas nodulosas masivas con abundantes lutitas rojas. Hacia el techo pasa gradualmente a la formación superior terrígena no están las lutitas calcáreas rojas o púrpuras con algunas intercalaciones de calizas y areniscas. Este corte presenta la sucesión más extendida en toda la Hoja, y tiene dos importantes discrepancias respecto al corte tipo de Genicera. La primera, es que aquí no aparece el Miembro Lavandera (de radiolaritas) y la segunda es que en el contacto con la formación superior terrígena no están las calizas rosadas superiores del Miembro Canalón. Este hecho ya ha sido observado por varios autores, (WAGNER et al 1971) han denominado

"Capas de Olaja" (Olaja de la Varga, Hoja de Riaño) a estas lutitas que aparecen cuando sobre la Fm. Alba se depositan formaciones detríticas; la fauna encontrada por ellos, permite asegurar que es de la misma edad que el techo del Miembro Canalón, por lo que constituye un cambio lateral de facies. La potencia es difícil de precisar con esta litología, los autores que la definen en la corte de Olleros le atribuyen 21 m. Este tramo está presente en toda la Hoja excepto en los apretados sinclinales al E de Alcedo, en donde aparecen las calizas rosadas tableadas del Miembro Canalón, estando en numerosos afloramientos presente, sin que aparezcan, por tectonización, las calizas nodulosas.

El medio de depósito podría ser el de facies condensadas, es decir, de plataforma marina, de mucha energía, en condiciones oxidantes, con cierta profundidad, ya que no aparecen faunas planctónicas y una baja tasa de sedimentación.

La edad está bien establecida regionalmente con varios tipos de fósiles. Muchos autores en base a Conodontos coinciden en que la base comienza en la zona de *-anchoralis* (HIGGINS *et alt* 1964; BUDINGER *et alt* 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; HIGGINS, 1971, 1974). Dentro de la Hoja se han encontrado por HIGGINS *et alt* (1964) las formas más comunes de los géneros *Gnathodus* y *Pseudopolygnathus* de esta misma zona. En cuanto al techo, los autores de la hoja de Boñar (TRUYOLS *et alt* in lit), citan Conodontos de las zonas *-typicus*, *-bilineatus bilineatus* y *-nodosus*. Esto nos cubre todo el Viseense.

La macrofauna encontrada en esta formación es muy importante, especialmente en Goniatites, HIGGINS *et alt* (1964) clasifican varias formas que in diad la edad Viseense para esta formación, cosa que es ratificada por numerosos autores (KULLMAN, 1961, 1963; WAGNER, 1963; WAGNER-GENTIS, 1963). Asimismo se han encontrado Trilobites (GANDL, 1977) de esta edad. En cuanto al techo, por la macrofauna encontrada, tanto en la parte superior del Miembro Canalón (WINKLER PRINS, 1968), como en las "Capas Olaja" (WAGNER *et alt*, 1971), alcanza al Namuriense A inferior (E₂) piso del *Eumorphoceras*.

En resumen, la Formación Alba se inicia al final del Tournaisiense, ocupa todo el Viseense y su techo llega hasta el Namuriense A (E₂).

2.6.4. Formación Cuevas - Namuriense

Concordante sobre la formación anterior, se deposita una serie fundamentalmente detrítica, con características turbidíticas, y que aflora sólo en las unidades suroccidentales de la Zona Cantábrica, observándose el paso gradual en forma de cambio de facies por indentación hacia el N con la Caliza de Montaña.

En este mismo sinclinal de Alba, existen potentes tramos de caliza que se puede asimilar a la Formación Barcaliente. Las series predominantemente detríticas y flychoides de la parte más baja del Carbonífero Superior han sido denominadas por DE SITTER (1962) y RUPKE (1965) "Facies Culm", y EVERS (1967) "facies flysch". Posteriormente BOSCHMA y STAALDUINEN (1968) describen la sucesión completa del sinclinal de Alba denominándola Formación Cuevas, con dos miembros, uno detrítico y otro

superior de calizas. Anteriormente PASTOR GOMEZ (1963) señala en la Hoja de La Robla (1.^a serie), que sobre el tramo carbonatado se sitúan materiales detríticos. Este hecho movió a WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971), a definir una nueva formación para las turbiditas basales que denominaron Formación Olleros y establecieron el corte tipo al N de esta población, dejando para las Calizas intercaladas el nombre de Formación Barcaliente.

Posteriormente STAALDUINEN (1973) sigue con la denominación inicial, que es la que ha sido adoptada por la mayoría de los autores posteriores. En esta Hoja se ha preferido esta denominación, aunque no se haya definido formalmente por varias razones: primera, que basta ojear la cartografía para observar que en este tipo de facies las variaciones laterales son rápidas y muy importantes. El estratotipo establecido en Olleros, es imposible de identificar al E de La Robla, o al N del sinclinal de Alba. Por otro lado, haría falta definir otra formación a partir del primer tramo de calizas, que a su vez tampoco tendría continuidad lateral.

En definitiva, se adopta el nombre de Formación Cuevas para todos los materiales detríticos, con intercalaciones calcáreas que afloran en el sinclinal de Alba, esto mismo ha sido asumido por los autores más recientes.

Otro problema que presenta actualmente esta "formación" son sus límites inferior y superior. Efectivamente, para WAGNER *et al* (1971) la base de la Formación Olleros está concordante sobre las "Capas de Olaja"; sin embargo, este límite en el campo es muy difícil de establecer, ya que se trata de una transición gradual, e incluso hacia el techo las litologías coinciden, esto está reflejado en las cartografías que marcan el límite al techo de la Formación Alba, asimismo en la descripción estratigráfica está implícitamente aceptado. Así pues, ante la impresión actual y sin prejuicio de que posteriores investigaciones precisen este límite, en la cartografía de la Hoja, el contacto se pone sobre la Formación Alba.

Por otra parte, el límite superior no está suficientemente documentado, y el techo no está claro, ya que aflora en un núcleo sinclinal. Para PASTOR GOMEZ (1963) los tramos detríticos superiores podrían ser Westfaliense, en la elaboración de la Hoja, no se han encontrado datos que lo avalen o que lo nieguen.

De lo dicho anteriormente se desprende que no es válido dar una sucesión general de la Formación Cuevas en la Hoja. No obstante, hay una serie de tramos relativamente constantes en el flanco S. del sinclinal de Alba, desde La Robla hacia el E. donde los paquetes calizos son mucho menos potentes. Sobre la Formación Alba se sitúan a veces unos 50 m. de calizas negras fétidas, y el resto de la sucesión es difícil de obtener dado el fuerte replegamiento. Hay que advertir que estos tramos puede incluso que no estén representados en el flanco N. del sinclinal.

La sucesión es la siguiente:

- 20 m. de lutitas gris oscuro, con niveles centimétricos de areniscas de grano fino, con laminación paralela, con contactos netos y marcas de corriente al muro "grove" y "flute cast"). Esporádicamente aparecen lentejones centimétricos de calizas grises, de grano fino.

- Siguen unos 140 m. de alternancias de areniscas (grauvacas) y lutitas limosas, presentan secuencias turbidíticas con contactos netos al muro y gradual al techo, las estructuras más comunes son estratificación gradada y laminación paralela al techo de los tramos detríticos groseros; aparecen marcas de corriente en la base de las areniscas. Es frecuente encontrar plantas flotadas. La primera decena de metros predominan los términos finos, las areniscas tienen 0'30 m. de espesor, en el resto de la sucesión llegan a predominar las areniscas con estratos de 1 m. a 1,5 m. el techo, y de grano medio a grueso, apareciendo en los bancos más potentes, hacia la base microconglomerados de cantos muy redondeados. Ocasionalmente los estratos de areniscas presentan evidencias de descalcificación, y llegan a ser calcarenitas.
- Sobre este tramo siguen otros 100 m. de alternancias de tramos detríticos con carácter turbidítico y niveles de caliza de hasta 10 m., se trata de micritas tableadas negras y fétidas (facies Barcaliente), hacia el techo las intercalaciones detríticas son de grano fino (lutitas negras). En los tramos de alternancia se llega a reconocer la secuencia completa de Bouma, aunque a veces puede faltar la estratificación gradada. En estos tramos al N. de Santiago de las Villas aparecen "slumping".
- Sobre este tramo se sitúan unas calizas negras, tableadas, fétidas, con ventanillas de calcita, típicas de la denominada F. Barcaliente por WAGNER *et al* (1971); la potencia es difícil de precisar porque se encuentran muy replegadas, no obstante es superior a los 100 m.
- Al techo de este tramo calizo sigue otra sucesión detrítica de carácter turbidítico, con varios lentejones calizos. La fuerte tectonización del núcleo sinclinal no permite establecer una sucesión clara. Se inicia con un paquete de orden métrico de conglomerados muy cementados con clastos de cuarzo blanco redondeado y clastos angulosos de lilitas, el resto de la sucesión es similar a los tramos superiores de la situada por debajo de la primera intercalación caliza.

La potencia aflorante mínima del conjunto debe rebasar los 500 m.

El medio de depósito evolucionará desde el de tipo plataforma establecido para la Formación Alba a un medio turbidítico sin mayor precisión, toda vez que sería necesario la realización de columnas de detalle en toda la formación para llegar al establecimiento y evolución detallada de este medio turbidítico. De alguna forma y con los datos obtenidos puede precisarse que hay una evolución de turbiditas, distales a proximales.

El Contenido paleontológico de la Formación Cuevas es en general muy escaso, dado su carácter turbidítico, se observan algunos *Goniatites* en la base, restos vegetales flotados y numerosas pistas, como citan WAGNER & FDEZ. GARCIA (1971), en el límite de la Hoja. Sin embargo, según el criterio expuesto al principio de incluir aquí las "Capas de Olaja", éstas han suministrado fauna de tipo pelágico con *Goniatites* del piso de *Eumorphoceras* (WAGNER *et al*, 1971; BECKER *et al*, 1975); Ostrácodos (BECKER, 1976) y Trilobites (GANDL, 1977) que confirman la edad Namuriense A (E₂) para la base.

El resto de la serie es más pobre; al N. de la Robla WAGNER & FDEZ. GARCIA (1971) citan flora clasificada del Namuriense B ó C y en WAGNER *et al* (1971) se citan varios hallazgos paleontológicos que confirman esta edad, como los encontrados en las proximidades de la Ciñera-Matallana, que proporcionan Goniatites del piso *reticuloceras*.

En resumen, como mínimo la Formación Cuevas corresponde al Namuriense A y B; aunque no se puede precisar aún si algunos niveles del techo pueden corresponderse con la Formación San Emiliano.

2.6.5. Estefaniense

La continuidad de la sucesión carbonífera se interrumpe a causa de las principales fases de Orogenia Hercínica y continúa con los depósitos estefanienses que son discordantes sobre los materiales anteriores. Se trata de potente sucesión de materiales detríticos con capas de carbón, muy característicos de este período. Litoestratigráficamente se les ha denominado molasas, pero es conveniente reseñar que no son totalmente postorogénicos ya que están deformados por fases de fracturación de la misma orogenia.

Su distribución principal en la Hoja es según un afloramiento alargado en la dirección E.-O. y forma la cuenca productiva denominada La Magdalena. La estructura es un sinclinal relativamente apretado según la dirección anterior con el flanco S. fallado, la disposición no tiene nada que ver con los terrenos inferiores y parece ligada a una zona de fractura hercínica tardía que posteriormente ha rejugado con nuevas fallas, que afectan a estos materiales.

Por su interés minero ha sido objeto de estudios antiguos como los de CALLEJA (1924) y ALMELA (1949, 1951) pero no se ha realizado aún un estudio detallado de la cuenca, aunque ha sido considerada en diversos estudios regionales. Como trabajos específicos de esta zona se pueden citar: PASTOR GOMEZ (1963); BOSCH (1969), que denominó a estos materiales Formación Prado (de Prado de la Guzpeña) que correspondería al tramo superior del Grupo Cea de HELMIG (1965), y STAALDUINEN (1973), que continúa con esta denominación. Otros autores prefieren denominar las cuencas por separado, dada la dificultad de correlación entre unas y otras. Otros estudios que tienen incidencia en estos materiales son los de WAGNER (1965); KNIGHT (1974, 1975) y HEWARD (1978).

Las secuencias estratigráficas en la Cuenca de La Magdalena indican que dicha cuenca fue colmatada por abanicos aluviales que hacia el centro se interpenetraban con sedimentos lacustres. La potencia mínima, ya que se encuentra en un núcleo sinclinal, se estima del orden de los 1.500 m.

A grandes rasgos pueden distinguirse en el corte de la carretera que va de la Magdalena a Mora de Luna, tres megasecuencias:

- La inferior, discordante sobre los materiales anteriores, constituida por paraconglomerados con matriz lutítica roja. Los cantos son de origen Precámbrico y subangulosos. Continúa la serie con una alternancia de areniscas y lutitas que hacia techo intercalan lechos de carbón. Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco,

y litológicamente son litarenitas, con cemento silíceo, de subangulosas a subredondeadas. La fracción limoarcillosa de estas areniscas es variable. Esta megasecuencia corresponde a un abanico fluvial que comenzando con facies de "debris-flow" acaba con facies de abanico medio. La aparición de las capas de carbón y carboneros con extensiones laterales de varios kilómetros intercaladas en la megasecuencia anterior y la suprayacentes, parecen indicar la instalación de un régimen lacustre de escasa extensión.

- La segunda megasecuencia está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas. Los conglomerados se presentan en bancos de diferente espesor con base no erosiva, por lo general son ortoconglomerados con muy escasa matriz. Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco, plana y ripples de oscilación y corriente. Las lutitas son de color verde a verde grisáceo. Pueden observarse secuencias granocrecientes y granodecrecientes. Es escasa la presencia de canales en las areniscas y solamente en los tramos superiores de la megasecuencia.

En esta megasecuencia los ortoconglomerados son atribuidos a "debris-flow" sobrelavados (depósitos de tamiz) que hacia el techo pasan a facies típicas de lóbulo medio en abanicos aluviales. Es de destacar que en esta megasecuencia existen de forma esporádica sedimentos canalizados lo que se podría atribuir al establecimiento de una red "braided" poco densa y efímera en su funcionamiento.

- La siguiente megasecuencia presenta rasgos muy parecidos con mayor abundancia de areniscas canalizadas, lo que parece indicar un establecimiento de un "braided" denso, y la aproximación a las zonas distales de los abanicos, los últimos tramos de esta megasecuencia son facies, intermedias fluvio-lacustres características de la interdigitación de los sedimentos aluviales y lacustres en la horizontal y la vertical.

En las zonas centrales de la cuenca, (sector más meridional del actual afloramiento), afloran una sucesión de areniscas, limotitas, lutitas, de color verde a gris azulado y carbón. Las areniscas presentan laminación paralela debido a corrientes de flujo, estratificación cruzada plana y ripples de oscilación. Las secuencias observadas son granodecrecientes.

Como consideraciones regionales es de señalar que todas las cuencas de esta edad, en este sector de la cordillera, están ligadas claramente a zonas de fractura. Existe todavía la discusión de si se trata de cuencas aisladas, cuya extensión era aproximadamente la actual, o si se trata de retazos, conservados en zonas deprimidas, de una sola cuenca.

Los datos de flora y fauna recogidos a nivel regional, sugieren que hay un predominio de depósitos en agua dulce, con esporádicas invasiones marinas. La riqueza de flora y su aparición, parece indicar que, o bien pertenecen a una misma cuenca, o al menos estaban lo suficientemente comunicadas para que no hubiera endemismos. De todas formas no se puede hacer una correlación de las secuencias en estas cuencas, si bien esto es normal por las grandes variaciones laterales. Varios autores entre

ellos KNIGHT (1975), en base a la flora, indican que los primeros estratos de Sabero, son los más antiguos de la secuencia general de estas Cuencas (postastúrica en sentido de Wagner), y que las cuencas más occidentales empiezan más tarde de lo que deducen que se trataría de una sola cuenca general que al menos en su comienzo se expandería hacia el O.

El modelo que con los conocimientos actuales se puede elaborar, consistiría en una cuenca próxima a la costa, de tipo límnic (parálita), que se formaría en una zona de distensión ligada a grandes fracturas. Dentro de este área, hay movimientos diferenciales en bloques, que daría lugar a relleno rápido de zonas deprimidas, que son las que posteriormente se han conservado con espesores considerables.

La flora encontrada en el Carbonífero de La Magdalena presenta elementos característicos del Estefaniense B, coincidentes con las especies que aparecen en las cuencas europeas de dicha edad.

Se pueden diferenciar una serie de horizontes florísticos característicos, uno de ellos se sitúa justo después de la discordancia Astúrica en el que aparecen entre un total de hasta 33 especies: *Oligocarpia, grigorievi* (ZALESSKY & TSCHIRKOVA) WAGNER, *Pecopteris corsini* WAGNER y *Pecopteris subelegans* POTONIE, cuya aparición se considera que tiene lugar por encima del límite Estefaniense A-B.

Por otro lado *Althopteris bohémica* FRANKE, *Pecopteris melendezi* WAGNER, *pecopteris hemiteloides* BRONGNIART, *Slethopteris leonensis* WAGNER, *Pecopteris ameromi* STOCKMANS & WILLIERE y *Oligocarpia grigorievi* son especies que se extinguen en el Estefaniense B superior, antes del límite Estefaniense B-C, y en la secuencia de La Magdalena éstas aparecen en la parte más alta. Así pues, la edad de dicha cuenca comprendería desde ya entrado el Estefaniense B inferior hasta la parte más alta del Estefaniense B superior.

En cuanto a los pequeños afloramientos de la zona de Ordás, no se puede hacer una descripción diferenciada de los anteriores, ya que se encuentran, normalmente, cubiertos por sedimentos posteriores. Constituyen los afloramientos más occidentales de la cuenca del Bierzo (Toreno-Tremor) conservados en el área de influencia de grandes fracturas de dirección E.-O. Su edad y litología son similares a los de La Magdalena.

2.7. CRETACICO

En discordancia con los sedimentos del Paleozoico, y en forma de banda continua, que orla su borde meridional, se encuentra una serie, que dentro del ámbito de la Hoja, presenta dos tramos diferenciables:

- El inferior, de constitución eminentemente terrígena, traslapante sobre el zócalo (Formación Utrillas).
- El superior, carbonatado, que marca la invasión marina a nivel regional ocurrida en el Cretácico Superior.

A tenor de lo anteriormente expuesto, se han cartografiado ambos tramos, si bien el carbonatado sólo aflora en el cuadrante oriental, desapareciendo en las proximidades de Robledo de Fenar donde el

Terciario discordante yace directamente sobre el tramo terrígeno inferior (Formación Utrillas).

El estudio del Cretácico al Sur de la Cordillera Cantábrica, ha sido abordado por varios autores: CYRY (1936-39); ALMELA (1949); PASTOR GOMEZ (1963); AMERON (1965); EVERS (1967); CARBALLEIRA (1969); DE JONG (1971); JONKER (1972); etc.

2.7.1. Tramo inferior (Formación Utrillas) (C₁₆₋₂₂)

EVERS (1967) denominó a este tramo "Formación Voznuevo", nombre que ha sido respetado en trabajos posteriores. No obstante, este tramo es perfectamente asimilable a la Formación Utrillas del Cretácico de la Cordillera Ibérica y/o de otros puntos de la Cordillera Cantábrica.

Como anteriormente reseñábamos, en discordancia con el Paleozoico, aflora una serie de constitución eminentemente terrígena y coloración característica, con tonos muy vivos del blanco al violáceo.

La serie comienza, al menos donde el contacto es visible, por unos paquetes de paraconglomerados de matriz arenosa y cantos esencialmente cuarcíticos, de subredondeados a subangulosos. La matriz arenosa es de tipo subarcósica, y el porcentaje de terrígenos finos, aunque variable, suele ser escaso y de tipo caolinítico. Estos paquetes inferiores son de potencia variable, según los sectores, pasando de varios metros a sectores donde alcanza varias decenas de metros, con intercalaciones arenosas más o menos importantes. En este subtramo son abundantes los paleocanales y estratificación cruzada en surco. El color predominante es el blanco a blanco grisáceo.

La serie continúa con una potente sucesión de arenas con intercalaciones de lutitas, que hacia el techo del tramo son porcentualmente más importantes. El porcentaje de la fracción rudítica en las arenas disminuye de muro a techo, si bien son raros los bancos de arenas limpias. La fracción fina evoluciona de forma inversa, con aumento progresivo hacia el techo, tanto en las capas de arena como en la frecuencia de las intercalaciones lutíticas. Los colores de las arenas son en general blanco-grisáceos a amarillentos, y las lutitas varían de gris a rojo violáceo. En los subtramos de techo abunda la estratificación plana y en surco.

La petrografía de la fracción arena es bastante homogénea, con escasas variaciones de cuarzoarenitas a subarcosas, con raras excepciones donde los feldespatos alcanzan porcentajes superiores al 20 %. En algunas muestras, sin embargo, existe una fracción importante constituida por agregados de caolinita-montmorillonita-sericita, bastante compactos, de tamaño arena media-fina cuyo origen no es claro todavía, puede tratarse de alteraciones de los feldespatos de arenas, tipo arcósicas, o bien de agregados formados en los procesos sinsedimentarios, y consolidados en los procesos diagenéticos, si bien, su forma desde redondeada a angulosa, parece descartar esta última hipótesis. El hecho cierto, es que estas arenas con fracción incluso superior al 5 % de dichos granos, sería de tipo bien arcósico o bien litarenítico, en un caso u otro. La matriz de estas arenas así como la fracción lutítica de la matriz de los conglomerados, tiene alto contenido en caolinita, a veces superior al 15 %. Es constante la presencia de turmalina, zircón, epidota, rutilo, estauroлита y opacos.

En el sector de Rabanal de Fenar, Brugos de Fenar y en el subtramo de base, hay intercalaciones de arenas y lutitas ricas en materia orgánica, que en algunos casos pasan a lignitos sucios.

Los tramos inferiores presentan secuencias granocrecientes, por lo general, y los tramos de techo granodecrecientes.

Estos sedimentos presentan características claras, de tener un origen fluvial, que parece evolucionar desde un sistema braided generalizado a la base, a un fluvial meandriforme a techo.

Las direcciones de paleocorrientes medidas, aunque en número escaso, indican que los aportes provienen de un área fuente situado al S. o al SO. de la zona, y la composición de estas arenas, así como su redondeamiento, apuntan hacia un área fuente con abundancia de rocas ácidas (granitos) y metamórficas.

El porcentaje de feldespatos es variable de unos puntos a otros, aunque en ningún caso sobrepasan el 30% del total, se conservan bastante frescos y escasamente redondeados.

Dadas las características petrográficas de los minerales que constituyen de forma esencial los sedimentos de esta formación no parece lógico el admitir que sean policíclicos. Los minerales de la arcilla, entre ellos la caolinita, pueden tener dos orígenes: uno como terrígeno llegado a la cuenca en suspensión y floculado posteriormente, y otro la parcial alteración diagenética y postdiagenética de los feldespatos. La posición estratigráfica, en correspondencia cartográfica a nivel regional y los estudios palinológicos realizados por AMERON (1965), demuestran que esta formación, cronológicamente, está situada en el tránsito Cretácico Inferior al Superior (Albiense-Cenomaniense) con un claro diacronismo de E a O, a todo lo largo del borde sur de la Cordillera Cantábrica, por lo cual, estimamos que es asimilable como formación a la "facies Utrillas" descartando interpretaciones precedentes que la atribulan a la facies Wealdense (CYRY, 1939).

2.7.2. Tramo superior carbonatado (C₂₄₋₂₅)

En concordancia con los materiales anteriores, y sin tránsito litológico gradual, como ocurre en las zonas próximas, se encuentra un tramo de constitución carbonatada y de espesor no superior a los 10 m. Sus afloramientos se restringen exclusivamente al sector Nororiental, acuñándose progresivamente de Este a Oeste y desapareciendo a la altura de Robledo de Fenar, donde la Formación Vegaquemada, suprayacente, se apoya discordantemente sobre la Formación Utrillas.

Dentro del ámbito de la Hoja, este tramo está constituido exclusivamente por dolomías primarias, levemente arenosas y recristalizadas. No se han observado restos fósiles.

Este tramo de claro origen supra e intramareal representa los depósitos más occidentales del ciclo marino del Cretácico Superior, bien representado en Hojas colindantes hacia el Este, donde se tienen tramos de transición de la facies Utrilla a tramos marinos y paso gradual de éstos a los sedimentos continentales del Terciario.

En dichas zonas próximas, estos tramos, se han datado en conjunto como Turoniense-Senoniense, por lo que dentro del ámbito de trabajo adoptamos el criterio de darle esta edad dada la falta de datos paleontológicos que pudieran concretarla.

2.8. TERCIARIO

En discordancia con todas las series anteriormente descritas aflora una potente sucesión de sedimentos, que cartográficamente, ocupan los dos tercios de la Hoja en sus sectores meridionales. Aunque no se han obtenido datos paleontológicos, los atribuimos al Terciario.

En general, estos sedimentos son de carácter terrígeno, con muy escasa presencia de carbonatos, y de coloración predominantemente roja.

Dentro de esta serie se ha distinguido de muro a techo:

- a) Complejo Vegaquemada.
- b) Formación Candanedo.
- c) Complejo de Abanicos silíceos (Barrillos, Camposagrado-Villarrodrigo de Ordás).

2.8.1. Complejo Vegaquemada

Estos sedimentos son descritos anteriormente por CYRY (1939) como "Grés de Las Bodas", con edad de Eoceno superior y por EVERS (1967) como "Formación Vegaquemada" con edad Paleógena, denominación que se ha mantenido en ulteriores trabajos en la zona y que nosotros adoptamos al describir estos materiales.

Si bien en zonas próximas se ha subdividido el Complejo en dos tramos; el inferior que en concordancia con la serie carbonatada del Cretácico, engloba unos sedimentos, que por sus características litoestratigráficas, representarían la regresión finicretácica y el tránsito de régimen marino a continental; y un tramo superior, discordante, de carácter terrígeno y coloración roja.

Dentro de esta Hoja, en ningún punto se ha podido observar el tramo inferior anteriormente aludido, al menos con las características litológicas con que es descrito en zonas colindantes, al Este de esta Hoja. Por ello, dentro de este trabajo, el Complejo Vegaquemada será descrito como una unidad cartográfica sin tramos diferenciados.

Suprayacente y en discordancia con los sedimentos del Paleozoico y Mesozoico, se sitúa una potente sucesión, constituida por alternancia de ruditas (orto y paraconglomerados), areniscas, arenas, limolitas, lutitas y argilolitas, así como todos sus términos intermedios, en las que se intercalan capas cuyo contenido en carbonatos, es superior a los terrígenos (calizas arenosas). Su potencia, si bien es muy variable dentro de la zona de trabajo, puede estimarse en más de los 1.200 m.

En los diversos itinerarios realizados por este complejo, se ha constatado que, a grandes rasgos, pueden considerarse tres subtramos, de muro de techo.

El subtramo de base, con predominio de argilolitas, arenas, areniscas y

calizas arenosas, con escasas capas de grava cuya base es escasamente erosiva y ordenados normalmente en secuencias granodecipientes. La continuidad lateral de las capas es muy constante. Se ha observado estratificación cruzada plana, de mediana escala, y "ripples" de corriente en las areniscas.

La constitución de las areniscas es muy homogénea. Se trata de términos intermedios de subarcosas a sublitarenitas feldespáticas, con proporción de cemento carbonatado muy importante 30 a 40 %, que a veces en las secuencias completas, acaban con calizas arenosas, cuya fracción terrígena, presenta constitución similar.

Las ruditas son paraconglomerados y más escasos ortoconglomerados, con cantos predominante de areniscas y/o cuarcitas, con presencia de clastos carbonatados en pequeña proporción, de procedencia paleozoica. La matriz presenta una constitución similar a las areniscas. El cemento de los ortoconglomerados es carbonatado. Los terrígenos finos, lutitas-argilolitas, presentan en este subtramo un predominio de la illita-montmorillonita y la caolinita en menor proporción. Las areniscas están mal clasificadas y varían de subangulosas a subredondeadas. Los cantos de los conglomerados son de tamaño variable con una medida de 6 a 8 cm subredondeados.

El subtramo intermedio presenta características diferenciales con el anterior en cuanto a la relación terrígenos gruesos-finos y la disposición estratigráfica de las coladas. Si bien el paso es sumamente gradual, se observa, al subir en la serie, un aumento progresivo de los conglomerados (orto y para) con base cada vez más erosiva sobre la secuencia anterior. Igualmente varía su composición con aumento en su porcentaje de clastos carbonatados de origen Paleozoico y Cretácico. Las areniscas, bien en capas intercaladas en conglomerados de forma individualizada, o como matriz, siguen siendo, mayoritariamente, litarenitas feldespáticas y litarcosas, pero en paso progresivo hacia el techo a litarenitas con fragmentos de roca carbonatada prioritarios (calclitita). El cemento es igualmente carbonatado. La estratificación cruzada de mediana y gran escala, en las ruditas y areniscas es en surco. Las capas con predominio carbonatado son muy escasas y de poca entidad. La estratificación no está claramente definida en capas, como en el subtramo de base. La discontinuidad de las coladas del conglomerado así como su espesor, es mayor que en el subtramo basal. Igualmente aumenta el tamaño, con medias de 10-12 cm y cantos que alcanzan los 20-25 cm.

Se han observado secuencias generalmente decrecientes truncadas en sus términos finos, tanto más hacia el techo, pero igualmente en algunos puntos hay secuencias granocrecientes en lentejones de gravas y areniscas con acuñamiento lateral.

En la fracción fina, la caolinita pasa a ser el mineral prioritario pasando a subordinado la illita-montmorillonita.

El tercer subtramo es un paso progresivo a la formación superior, con rápidos cambios de facies en la horizontal. El predominio es de la fracción rudítica que tanto en los orto como en los paraconglomerados presenta un porcentaje de cantos carbonatados bastante elevado (10 %). Las coladas tienen base fuertemente erosiva y los bancos de arenisca son de tipo

litarenítico con un porcentaje de granos carbonatados muy elevado de forma generalizada, y disminución progresiva de la presencia de feldespatos, salvo en muy escasas excepciones, en los sectores centrales de la Hoja. La fracción fina tiene constitución caolinítica, predominantemente con montmorillonita-illita en segundo término. En las coladas se observa estratificación cruzada de mediana y gran escala en surco. Los cantos son subredondeados y con tamaños de 12-15 cm como media. Es constante la presencia de minerales pesados en todo el complejo y en algunas capas bastante abundantes, entre ellos: Turmalina, epidota, rutilo, zircón, mica blanca, mica negra y opacos (en general sulfuros y óxidos de Fe).

Se han realizado medidas de corriente en los escasos afloramientos con características apropiadas para ello. Si bien la dispersión es grande, estadísticamente nos indica una procedencia N a NO en la mayoría de los afloramientos. No conocemos la evolución lateral de estos sedimentos, al quedar cubiertos por las formaciones discordantes suprayacentes.

A la vista de estos datos, podemos indicar que el complejo Vegaquemada al menos dentro de la zona de trabajo, presenta de muro a techo una evolución desde un ambiente sedimentario de llanura de inundación con escasos aportes de terrígenos gruesos representados por el subtramo inferior, a un sistema "braided", con una red de canales poco densa, con "braid-bar" bien individualizadas y secuencias de relleno de canal, representado por el subtramo medio, para pasar a un sistema "braided", con red de canales muy densa (tipo SCOTT) donde las secuencias de canal y las barras son de granulometría muy gruesa, con escasas intercalaciones de cuñas de arena mal individualizada.

La composición mineralógica de los distintos subtramos, en particular la presencia de cantos carbonatados del Mesozoico en los paquetes superiores, unido al progresivo aumento en la energía del medio, parece indicar un acercamiento progresivo a condiciones de abanicos aluviales, en sus zonas apicales, generado por un levantamiento generalizado en la zona de aporte de sedimentos que afecta incluso a los materiales mesozoicos. Igualmente la medida de paleocorrientes nos indican una inversión generalizada en las direcciones de corriente.

2.8.2. Formación Candanedo

En zonas próximas y como ocurría con el complejo anterior, CYRY (1939) describe estos sedimentos como "Pudingas verticalizadas". EVERS (1967) como formación Candanedo. Esta última denominación es la seguida en los últimos trabajos sobre la zona, y por lo tanto mantenida en este estudio.

El paso gradual e interdigitado de esta formación con el Complejo Vegaquemada es, en algunas zonas, claramente visible, como ocurre en los sectores Centro-Este, en tanto que es más brusco desde el punto de vista litológico y cartográfico hacia el Oeste.

Lógicamente este paso gradual a veces interdigitado hace que los contactos cartográficos sean a veces subjetivos. El criterio que en este caso se ha seguido, ha sido la aparición de orto y paraconglomerados, con coladas superpuestas y soldadas, con fuerte base erosiva, heterometría,

muy marcada, y de composición tipo calcilitítico, tanto en ruditas como en su matriz.

En los afloramientos de la franja septentrional de esta formación, su buzamiento es igual que la formación Candanedo desde subvertical a muy fuerte al Sur, suavizándose rápidamente en los sectores centrales, donde tiende a la subhorizontalidad. La evolución vertical de esta formación es claramente observable en la zona de Candanedo de Fenar (Río Torio), en tanto que el corte natural del río Bernesga nos ilustra sobre su evolución en la horizontalidad.

Los afloramientos septentrionales de esta formación están constituidos como anteriormente indicábamos, por una potente acumulación de coladas de orto y paraconglomerados con base muy erosiva, rápidos acuña-mientos, y sin ordenamiento interno en la gran mayoría de los casos. En algunos casos se ha observado estratificación cruzada a gran escala o en surco, y abundantes cicatrices erosivas marcadas por suelos ferralíticos. Las ruditas en estos sectores tienen una composición mayoritariamente de tipo calcilitítico, si bien en escalas coladas predominan los clastos de cuarcita, cuarzo, limolitas, pizarras, etc. sobre los carbonatados. La fracción arenosa de la matriz es por lo general de tipo capelítico, con coladas donde el predominio es de las filarenitas y/o areniscarenitas. En la fracción lutítica es predominante la caolinita-illita sobre la montmorillonita. Los minerales pesados son más escasos que en el complejo Vegaquemada, se encuentra turmalina, zircón, rutilo, epidota y menas metálicas (Sulfuros y Oxidos de Fe) como opacos.

Esta formación es un ejemplo de un complejo de abanicos aluviales, mostrando toda la transición en un corte Norte-Sur, desde los depósitos de "debris-flow" de alta densidad en zonas apicales, a depósitos de un medio complejo donde coexisten sistemas "braided" efímeros, "debris-flow", "sheet-flow" más fluidos, y zonas de tamiz, que hacia el Sur pasan a un medio con predominio de un sistema "braided" de mayor densidad y competencia de flujo a la base y disminución de ambas características a techo, con localización incluso de zonas pantanosas, que dan lugar a suelos calcimorfos y en ocasiones a auténticos niveles carbonatados, que en zonas concretas nos marcan el paso de esta formación a la superior, (sector de Santibáñez).

La relación espacial y litoestratigráfica de la Formación Candanedo con la Vegaquemada, parece indicar un levantamiento progresivo del área fuente sincrónico a estos sedimentos, de tal forma que el medio de depósito evoluciona desde las zonas continentales alejadas de canales de aporte, a zonas de abanicos aluviales. El aumento progresivo en la serie de la presencia de cantos carbonatados cuyo origen es la orla Mesozoica, también avalan esta teoría.

2.8.3. Complejo de abanicos silíceos (Barrillos, Camposagrado, Villarodrigo de Ordás)

En discordancia con los tramos anteriormente descritos se encuentra una formación constituida por un sistema de abanicos coalescentes, que

en la zona de estudio son el final de la sedimentación terciaria. Cartográficamente ocupa amplias extensiones en los sectores centro-meridionales de la Hoja.

Pueden distinguirse dentro de nuestro ámbito, tres abanicos: el que se sitúa en la margen izquierda del Bernesga, con sus zonas apicales al Sur de la línea que une La Robla y Brugos de Fenar, para el que mantenemos la denominación de abanico de Barrillos; el situado entre los ríos Bernesga y Luna, para el que adoptamos el nombre de Camposagrado; y el abanico de Villarodrigo de Ordás, con sus zonas apicales en el sector Centro-Occidental de la Hoja, siendo el único en el cual puede observarse, como estos sedimentos reposan directamente sobre el Paleozoico.

Dado que la constitución de estos abanicos es muy parecida, se describen como un conjunto, si bien se aludirá a las características diferenciales encontradas. La diferenciación cartográfica de estos abanicos sería sumamente difícil dada la similitud litológica. Por su discordancia basal con carácter muy erosivo, sus potencias son variables con máximos de 90 a 100 m, en los sectores apicales o centrales de los abanicos.

La litología de estos abanicos es simple, ya que sólo se encuentra paraconglomerados, arenas y fangolitas de composición silícea, que espacialmente y de Norte a Sur pueden zonarse de la siguiente forma: un sector que el abanico de Barrillos y Camposagrado lo limitaría al meridiano central de la Hoja, y en el abanico de Villarodrigo el río Luna, en el que sólo se observan paraconglomerados de trama muy abierta (matriz superior al 60%) con cantos de arenisca y cuarzo-cuarcita de hasta 1 m³, si bien los tamaños normales son de 20-30 cm.

La fracción rudítica está subredondeada a redondeada. En el abanico de Villarodrigo los cantos de pizarra y/o limolitas de bajo índice metamórfico, son más abundantes que en los otros dos abanicos. En ningún caso se observa organización en estas ruditas.

En las zonas centrales de estos abanicos y de forma gradual, se observa una progresiva individualización en capas de paraconglomerados, con cantos de cuarcita-cuarzo, casi exclusivamente, con matriz cuya fracción arena es de tipo litarenita a sublitarenita, con pequeños feldspatos muy alterados, alternando con fangos pardo rojizos. El tamaño de los cantos es menos que en los sectores septentrionales con medias en 8 a 10 cm y centiles en 20 a 25 cm. En algunas capas se observa cierto ordenamiento interno como granoclasificación positiva grosero. En estas zonas el predominio es aún de las ruditas.

Hacia los sectores meridionales se observa un progresivo ordenamiento en capas, con alternancia de paraconglomerados u ortoconglomerados con lutitas y/o fangolitas.

Los para y ortoconglomerados están constituidos casi exclusivamente de cantos de cuarzo-cuarcita, con pequeña proporción de pizarras y limolitas, son subredondeados a redondeados y de tamaños medios de 5 a 7 cm. La matriz es areno-arcillosa, con fracción arena tipo sublitarenita a subarcósica. La fracción arcillosa es prioritariamente, tanto en la matriz de conglomerados como en las capas de fangolitas y argilolitas, de tipo illita con proporciones menores de montmosillonita y caolinita. En el sector la fracción fina es superior a las ruditas.

Los minerales pesados encontrados son: turmalina, zircón, rutilo, epidota, estaurolita, etc. y opacos sulfuros y óxidos de Fe). Cuantitativamente aumentan hacia las zonas meridionales y puede observarse su comparación con las muestras de los Complejos Vegaquemada y Candedo, que los cristales de turmalina y zircón, que en los complejos infrayacentes son prácticamente idiomorfos, en estos abanicos están en parte subredondeados, lo que parece indicar un reciclamiento e incorporación de parte de los sedimentos de dichos complejos.

En estos sectores meridionales, los conglomerados muestran estructuras de estratificación cruzada en surco, mediana escala, intracaticrices erosivas en algunas capas, y granoclasificación positiva y negativa.

Teniendo en cuenta su geometría y su litoestratigrafía, estos sedimentos constituyen un gran frente de abanicos aluviales coalescentes y enraizados directamente en el área Paleozoica, aunque sólo en el caso del de Villarodrigo de Ordás se tenga constancia de ello. Durante su depósito, el área fuente y las formaciones inferiores, estarían sufriendo deformaciones epigenéticas, lo que daría lugar a fuertes pendientes y abundancia de materiales erosionables. Ello explica el desarrollo de potentes facies de conglomerados transportados en masa por corrientes de alta viscosidad "debri-flow", que hacia el Sur adquieren mayor fluidez con depósitos de tamiz y pequeños retoques de corriente efímeras y en los sectores meridionales alternan los sedimentos de "debri-flow" fluidos con otros donde se pueden reconocer estructuras de transporte en agua, típicas de un sistema "braided" con mediana densidad de canales.

Con estos sedimentos culmina dentro del ámbito de la Hoja la sedimentación del Terciario.

2.9. CUATERNARIO

Dentro de la Hoja el desarrollo de las formaciones cuaternarias, se restringe a las desarrolladas por las cuencas fluviales, terrazas y llanuras de inundación, los que desarrollan las corrientes efímeras, fondos de valle y cons de deyección, y los mantos de coluviones en las laderas de pendiente acusada.

La edad en que se desarrollan estos depósitos no está comprobada en ningún caso, si bien por seguir criterios regionales, asimilaremos las terrazas superiores al Pleistoceno, y al Holoceno el resto de las formaciones.

2.9.1. Terrazas (QT₁, QT₂, QT₃)

Solamente el río Bernesga tiene desarrollado tres sistemas claramente diferenciales, en tanto que en el Luna y Torio se ha podido separar dos sistemas.

Las terrazas QT₁ y QT₂ son desde el punto de vista litológico muy parecidas, están constituidas por conglomerados, gravas y arenas, con escasas capas de limolitas y/o fangolitas. La matriz de los conglomerados es arenolimoso y escasa. La composición es cuarcítica en las ruditas y sublitarenítica a litarenitas en las arenas. El color, en ambos sistemas, es

rojo vinoso en el QT₁ de la margen derecha del Bernesga a pardo grisáceo en el QT₂ del resto.

El QT₃ igualmente podría considerarse llanura de inundación, sin embargo, se ha diferenciado al encontrarse el "talweg" encajado en muchos puntos; sobre este sistema se apoyan la mayoría de los conos de deyección. En los pocos puntos donde puede observarse su litología son gravas arenas y fangos, con intensa bioturbación (raíces) y de color gris a pardo oscuro, debido a las acumulaciones locales de humus.

2.9.2. Fondos de Valle QAI₂

Ocupan como su nombre indica, las partes bajas de los valles, que se encajan a partir de arroyos con flujo intermitente. Están constituidos por gravas, arenas y fangos de colores pardo-rojizos, y de naturaleza muy ligada a las formaciones en que encajan, o afloran en las laderas. En los aportes que llegan al fondo del valle, además del arrastre normal por el agua, se encuentran los sedimentos que llegan por procesos de solifuxión (deslizamientos de ladera) que en algunos sectores son importantes.

2.9.3. Conos de deyección (Qcd)

Son muy abundantes los conos de deyección de diversa embergadura que, normalmente, son la continuación litológica de los valles de fondo plano, en sus desembocaduras a las cuencas fluviales más importantes. Normalmente el cauce actual se encuentra más o menos encajado en el propio cono, de tal forma que puede encontrarse un doble cono con el más reciente en plano morfológico inferior, (sector de las Canalicas, en el borde centro-oriental de la Hoja).

La constitución litológica de estos conos es de paraconglomerados, gravas, arenas y fangos, en mezclas muy heterométricas, con cantos de angulosos a redondeados, cuya litología depende del área fuente inmediata. Los conos de deyección que se originan a partir de los complejos Vegaquemada y Candanedo, están más cementados. En algunos de ellos pueden observarse caliches, de pocos cm de espesor, intercalados.

2.9.4. Mantos de coluviones

Dado el encajamiento de la red fluvial, la fuerte pendiente de las vertientes, y la débil compactación, salvo raras excepciones de los materiales Mesozoicos y Terciarios, el desarrollo de los mantos de coluviones, en mayor o menor grado, está presente en casi todas las laderas. Es de comprender que se ha obviado en la mayoría de los casos esta circunstancia, salvo donde por la potencia del manto de coluviones, o porque se ubiquen sobre contactos importantes, de tal forma que sea imposible su seguimiento, es aconsejable su representación cartográfica. En las dos manchas cartográficas, la composición es de ruditas, arenas y argilolitas, con fuerte heterometría. Los cantos son angulosos a subangulosos, en el situado al Oeste de Burgos de Fenar, y redondeados a

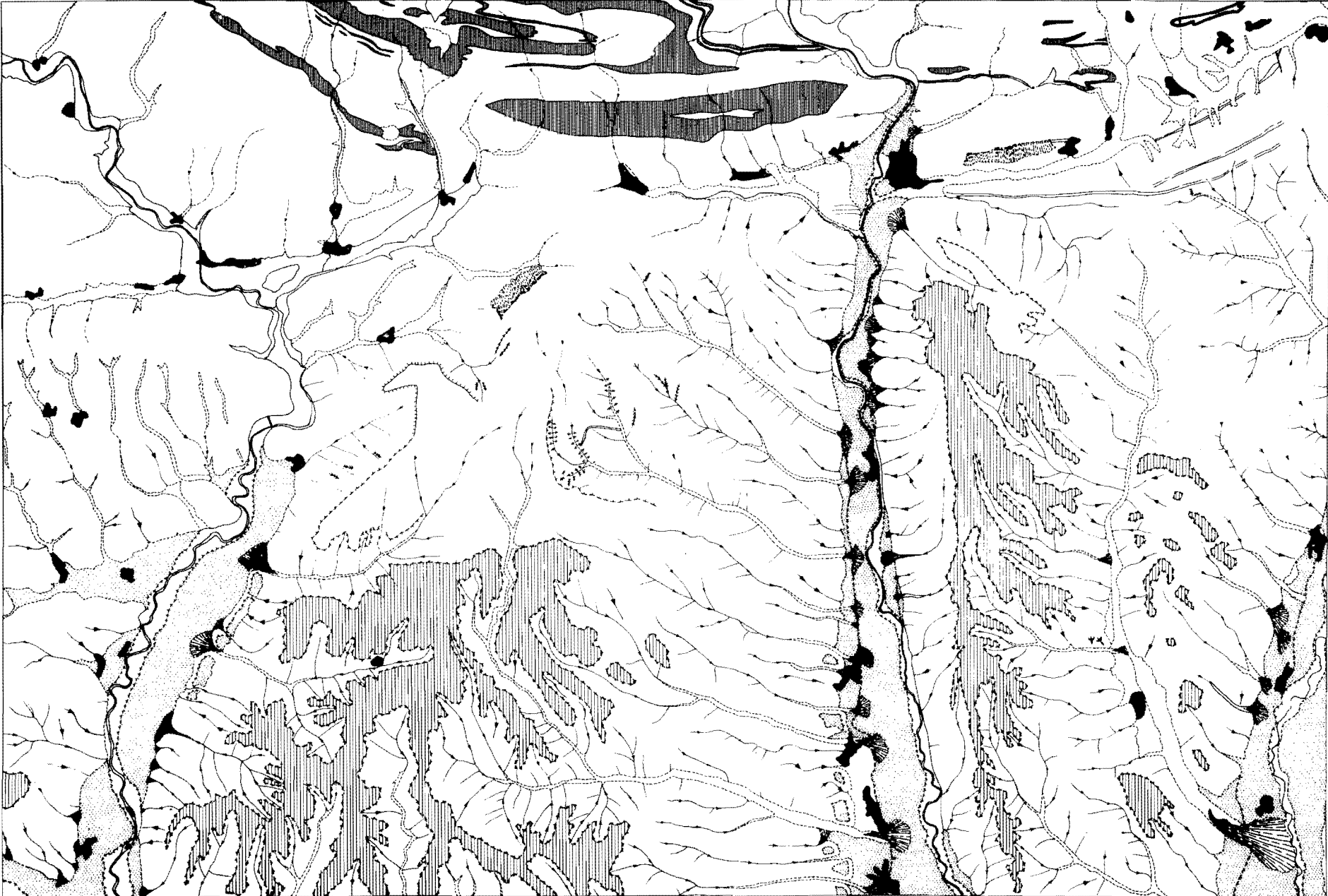
subredondeados en el de el Alto del Negrón. La litología está directamente ligada a los materiales sobre los que se apoya.

2.9.5. Aluvial actual

Se restringe a los cauces de los ríos importantes. Su constitución es de ruditas, arenas y limos de constitución variable, subredondeados a redondeados. Son abundantes y espectaculares los ejemplos de "point-bar" en los ríos Luna y Torio.

LEYENDA

- MODELADOS ESTRUCTURALES**
 - Superficie estructural en capas horizontales
 - Escarpe de relieve estructural degradado
 - Resaca de capas resistentes
- MODELADOS DE POSICIONALES**
 - Terrazas fluviales
 - Terrazas bajas y/o formadas de inundación
 - Valles de fondo plano
 - Conos de deposición
 - Escarpe neto (terrazas, vertientes, etc.)
 - Escarpe suavizado
- VERTIENTES**
 - Paleoverrantes de regulación
 - Vertientes regularizadas
 - Vertientes desnudas
 - Vertientes de solifusión
- RED FLUVIAL**
 - Cauces ociosos
 - Barrancos de asociación fluvial
 - Corrales
- FORMAS KARSTICAS**
 - Zona de karstificación generalizada
 - Núcleos urbanos



3. GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista de la Geomorfología, en la Hoja de La Robla, pueden distinguirse cuatro dominios con características claramente definidas. (Fig. nº 8).

Un dominio, estaría representado por los sedimentos del Paleozoico, que afloran en el tercio septentrional y centro-occidental. Su relieve es bastante acentuado en la franja Norte y mucho menos abrupto en la zona Oeste, destacando por un lado los conjuntos carbonatados, (Santa Lucía, Portilla, caliza de la Formación Cuevas) que originan las mayores alturas de la Hoja y por otro, los paquetes de la cuarcita de Barrios con alturas algo menores, pero igualmente con fuertes pendientes. Los conjuntos calizos, están fuertemente karstificados, con importantes manifestaciones de distintos tipos de lapiaz y dolomías de tipo nival.

Estas series donde alternan paquetes duros y blandos originan una orografía de crestas agudas y valles profundos encajados en los materiales blandos.

En la zona Centro-Oeste donde los sedimentos aflorantes son esencialmente precámbricos y cámbrico inferior, el relieve es más moderado con ausencia de fuertes pendientes.

Un segundo dominio, estaría situado al Sur del descrito, y originado por los sedimentos atribuidos al Paleógeno.

Su separación del anterior es neta, por una depresión que corre subparalela al contacto del Paleozoico, y encajada en los sedimentos del Albiense-Cenomaniense (Facies Utrillas). A techo de estos materiales y en el sector E.-NE. Hay una barra carbonatada del Cenomaniense, con buzamientos subverticales a invertidos, y que origina pequeñas crestas hasta su desaparición o acuñaamiento.

De forma igualmente subparalela, aflora la serie paleógena cuya morfología característica es un modelado en cuesta, en la que destacan capas duras, en niveles o grandes bancos.

El tercer dominio, con mucho el más importante por su extensión, está ligado a los grandes abanicos aluviales del Terciario superior.

La composición de estos abanicos, alternancia de orto y paraconglomerados con lutitas y fangolitas, y el porcentaje relativo de estos componentes en la horizontal y vertical da a este dominio un relieve de aspecto masivo, suavemente alomado, en el que se desarrollan, a favor de los paquetes conglomeráticos más compactos, y por acción de la erosión diferencial, un relieve estructural con superficies planas que forman en conjunto, un sistema en graderío cuyas superficies conservan el débil buzamiento al Sur, propio de los sedimentos de estos abanicos aluviales.

El encajamiento de la red fluvial, disecta estas superficies con la consiguiente degradación de sus bordes por la regulación de vertientes.

Un último dominio corresponde al modelado de la red fluvial. Los niveles de terrazas presentan un desarrollo variable, pero en todos los casos, poco importantes, y correspondiendo a niveles de escasas alturas respecto al cauce actual.

Los tres ríos principales Torio, Bernesga y Orbigo, de Este a Oeste, son de poca sinuosidad, con escasos tramos donde se inicia un principio de anastomosamiento en los sectores meridionales. El Bernesga es claramente disimétrico en sus márgenes, siendo la margen derecha más tendida, el Torio y el Orbigo presentan igual característica, pero mucho más atenuada.

Los valles secundarios son de morfología peculiar, con el fondo plano y alimentados especialmente por los detríticos de las vertientes. El contacto entre vertientes y fondo es cóncavo. Estas características, que permiten clasificarlos como valles de solifluxión con fondo plano y concavidad basal, son herencia de una red fluvial periglaciaria.

Algunas de las vertientes regularizadas están colgadas, debido a fases primitivas de incisión lineal. Actualmente, el encajamiento de los barrancos es muy activo, desmantelando muy rápidamente los depósitos de las vertientes y originando en la mayoría de los casos, conos de deyección de diversa magnitud en sus desembocaduras, en cuencas de mayor orden.

Algunos de estos barrancos, en tiempo reciente, se han encajado en su propio cono, dando lugar a pequeños lóbulos progradantes hacia el cauce principal.

En los sectores septentrionales, donde la cabecera de estos barrancos se encaja en los sedimentos poco competentes (lutitas y fangolitas rojas) de la Formación Vegaquemada se desarrolla un acarreamiento, activo actualmente.

De forma casi continua la región está cubierta por depósitos recientes que dificultan enormemente la observación del substrato. Estos depósitos, que dan este típico aspecto alomado, con suaves laderas movilizadas por procesos de solifluxión y "creep", son debidos a los procesos morfogenéticos de carácter periglaciario de etapas más recientes, ya que afecta incluso a las terrazas del QT₂ y QT₃ suavizando sus escarpes.

4. TECTONICA

4.1. INTRODUCCION

En la Hoja de La Robla se encuentran representados varios conjuntos de materiales, separados por sendas discordancias, en los que la geometría, génesis y edad de las estructuras que los afectan son distintas por lo que lógicamente hemos de abordar su estudio por separado.

La primera discordancia observable se sitúa en la base del Cámbrico, individualizándose un extenso afloramiento de materiales precámbricos, denominado desde antiguo Antiforme del Narcea y en el que se puede reconocer, dentro de la Hoja, la existencia de una fase de deformación precámbrica sin esquistosidad ni metamorfismo.

Estos materiales, junto con los paleozoicos, han sido afectados por las diversas fases de deformación hercínianas que se describirán posteriormente.

El antiforme del Narcea ha sido considerado clásicamente como límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica de LOTZE (1945); a la primera de ellas pertenecen los escasos afloramientos cámbricos del Oeste de la Hoja, situándose el resto de la Hoja en la Zona Cantábrica. La zona Asturoccidental-Leonesa se caracteriza por la presencia de tres fases de deformación principales con presencia de esquistosidad generalizada, sincinemática con la primera fase y un metamorfismo regional de bajo grado, (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975), por el contrario la Zona Cantábrica se caracteriza por una deformación epidérmica, carente de metamorfismo y esquistosidad, en la que las diferencias litológicas y la anisotropía debida a la estratificación, controlarían en gran parte la deformación (JULIVERT *et al.*, 1974). Según el esquema en que JULIVERT (1967 b) divide la Zona Cantábrica, el territorio de la Hoja de la Robla estaría incluido en la Región de Pliegues y Mantos y dentro de ella en la estructura conocida como Sinclinal de Alba, perteneciente a la Unidad de Correcillas.

La estructura de la Zona Cantábrica se caracteriza de modo general por el emplazamiento de cabalgamientos de tipo apalachense (JULIVERT 1971) vergentes hacia las zonas externas de la cadena, deformados por dos sistemas de pliegues, uno aproximadamente paralelo a las trazas cartográficas de los mantos y otro aproximadamente ortogonal a las estructuras anteriores. Todos estos acontecimientos tienen lugar probablemente a partir del Namuriense y finalizan antes del depósito del Estefaniense B de la cuenca de la Magdalena, que es postectónico respecto a las fases principales. La estructura de la cuenca de La Magdalena es básicamente el fruto de la acción de las fracturas tardihercínicas y de sus rejuegos alpinos.

La tercera discordancia importante se sitúa en la base del Cretácico, que debe haberse depositado transgresivamente sobre una llanura peneplanizada. La reactivación, durante el ciclo alpino, de las fracturas tardihercínicas y la génesis de otras nuevas elevando el bloque paleozoico del N de la Hoja han originado la actual disposición verticalizada o invertida de los materiales cretácicos y del Terciario inferior y las discordancias progresivas que se desarrollan hacia el S.

4.2. EL ANTIFORME DEL NARCEA.

Con esta denominación se conoce la vasta estructura antiformal que desde Cudillero, en la costa asturiana, dibuja la "Rodilla Astúrica", hasta hundirse bajo el Terciario de la Cuenca del Duero precisamente en esta Hoja. Los materiales que afloran en el núcleo de esta estructura son precámbricos y han sido deformados previamente al depósito del Cámbrico, como lo evidencia el carácter discordante del contacto Cámbrico-Precámbrico.

El hecho de constituir esta estructura, el límite entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica, implica que dentro de ella se encuentra el límite superior de la esquistosidad y el frente más externo del metamorfismo herciniano.

La estructura de este sector del antiforme del Narcea ha sido abordada por diversos autores aunque haciendo hincapié exclusivamente en el carácter del contacto Cámbrico-Precámbrico (SITTER 1961; PASTOR 1962; JULIVERT & MARTINEZ GARCIA 1967; MATTE 1968; BOSCH 1969). Una aportación básica al conocimiento de la estructura de este sector del antiforme lo constituyen los trabajos de PEREZ-ESTAUN (1971, 1975).

Dentro de la Hoja, incluimos en esta estructura, todo el extenso afloramiento de materiales precámbricos del borde Oeste, por debajo del contacto del Cámbrico y los pequeños sinclinales cámbricos aislados de la zona de Ordás.

4.2.1. La deformación precámbrica

La estructura propia del Precámbrico es muy difícil de deducir debido a la acción de las fases hercinianas y es arriesgado sacar conclusiones con datos aislados en un área reducida. El primer dato general observable es la diferencia en la disposición de la estratificación al N y al S de la cuenca Estefaniense de La Magdalena. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por

PEREZ-ESTAUN (1975) en un área ligeramente más al Oeste, donde los materiales estefanienses son más reducidos y se delimita una línea de fractura, denominada Cornombre-La Urz, como límite entre ambas zonas.

En el sector septentrional, la esquistosidad hercínica presenta una cierta heterogeneidad en su disposición con buzamientos incluso hacia el N. Las lineaciones de intersección de estratificación y esquistosidad presentan, por lo tanto, una gran dispersión siendo notoria, asimismo, la gran angularidad de la discordancia con el Cámbrico. También en este área son observables pliegues hercínicos de tipo "facing-down" (en el sentido de SHACKLETON), es decir, con los techos de las capas invertidos, deducidos por la conservación de estructuras "facing-up" en el Paleozoico (fig. nº 9) o incluso en el precámbrico. Estos hechos, ya citados por PEREZ-ESTAUN (*op. cit.*) son interpretados, por este autor, como indicativos de la existencia de pliegues precámbricos con grandes flancos inversos, sin esquistosidad ni metamorfismo asociados.

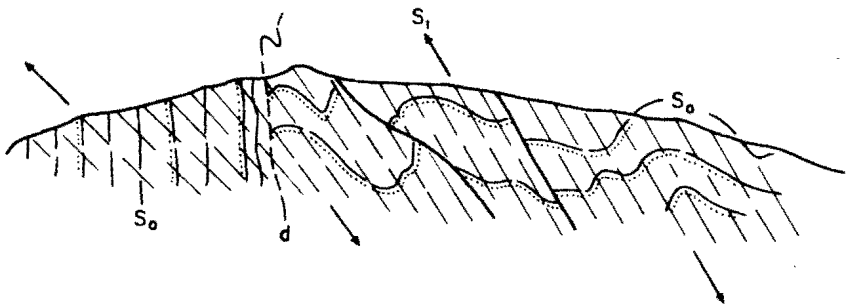


Fig. nº9
Contacto Cámbrico-Precámbrico en tre los Km. 3 y 4 de la carretera de La Magdalena a Barrios de Luna (según PEREZ-ESTAUN 1973, fig. 4); PR, Precámbrico; C, Cámbrico; s_0 estratificación; s_1 esquistosidad. Las flechas indican el carácter "facing up" en el Cámbrico y "facing down" en el Precámbrico.

En el sector meridional la disposición varía sensiblemente; la deformación hercínica es más intensa y no se conservan estructuras primarias en la estratificación. La lineación de intersección es próxima a la horizontal sin gran dispersión de direcciones, que por otra parte coinciden prácticamente con la dirección general de las estructuras hercinianas en el área, N 110 E. La interpretación de la estructura precámbrica en esta zona es más problemática por la falta de datos y da la sensación de ser una serie básicamente monoclinial en disposición "facing-up" sin estructuras menores. PEREZ-ESTAUN (*op. cit.*) deduce, más al oeste, unas direcciones estructurales para esta zona próximas a las paleozoicas.

4.2.2. Las fases de deformaciones hercínicas

Considerando que el Antiforme del Narcea presenta las estructuras propias de la Zona Asturoccidental-Leonesa y tomando el modelo que para esta zona han definido MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975) pueden distinguirse de modo general tres fases de deformación principales. La primera fase hercínica origina en los materiales precámbricos de esta zona pliegues asimétricos de dirección aproximada E-O, vergentes al N. Asimismo se desarrolla una esquistosidad de plano axial, más patente generalmente que los pliegues, que es de fractura en el sector septentrional y un "staty cleavage" en el meridional. Posteriormente se origina una fase tangencial importante que da lugar a una serie de escamas cabalgantes. La tercera fase es la responsable de la estructura antiformal actual y pliega de forma prácticamente homoaxial, a las otras dos, con pliegues de gran radio, plano axial subvertical o ligeramente retrovergente que van acompañados en muchas ocasiones de una esquistosidad de crenulación. Por último tardíamente se desarrollan "kink-bands", diaclasas y fracturas con diversas direcciones. En el marco de la Hoja se pueden observar estructuras a diversas escalas atribuibles a estas fases.

4.2.2.1. Primera fase de deformación

Es difícil atribuir estructuras cartográficas a esta fase por carecer de niveles de referencia litológicos cartografiables; solamente cuando existen es posible hacerlo, como es el caso de los apretados sinclinales, con núcleo de materiales cámbricos, de Villapodambre, Riocastrillo y Sorrios de Ordás, situados en el borde Oeste de la Hoja. La geometría de estos pliegues se corresponde con la definida anteriormente para las estructuras de esta fase, si bien en estos casos está modificada por la acción de fracturas posteriores.

Los pliegues menores atribuibles a esta fase, presentan una geometría relativamente homogénea, si exceptuamos el sector más próximo al contacto con la Zona Cantábrica. Efectivamente se trata de pliegues próximos al tipo "similar" (clase 2 de RAMSAY), asimétricos y vergentes al N, sin observarse excesivos cambios en la morfología ni en la amplitud en función de la litología. Estas características permiten suponer, de acuerdo con PEREZ-ESTAUN (1975), como mecanismos de deformación más probables, el "buckling" y aplastamiento posterior o simultáneo del conjunto de capas plegado.

En el área más septentrional la geometría varía sensiblemente, originándose morfologías marcadamente "concéntricas" (clase 1 C de RAMSAY) con formas próximas a los pliegues "chevron" (Fig. nº10), es decir, formas propias de un mecanismo de tipo "flexural".

Estos pliegues van acompañados de una esquistosidad que constituye la discontinuidad planar más penetrativa de la "fabric" a cualquier escala en la mayor parte de los afloramientos precámbricos. Esta esquistosidad, es de tipo de "fractura" y presenta una disposición en abanico convergente en los pliegues del sector próximo al contacto con la Zona Cantábrica, penetrando claramente en los metros basales de la serie



Fig. nº 10.
 Pliegues con morfología próxima a "chevron fold", desarrollados en Precámbrico por la primera fase hercínica. Carretera de La Magdalena a Barrios de Luna, km 3 a 4.

cámbrica, (fig: 9). En el resto del área se trata de un "slaty cleavage", es decir está definido por una "fabric" planar penetrativa, marcada por la reorientación total de todos los minerales filosilicatados constituyentes de las rocas detríticas de grano fino. En las rocas de grano más grueso (grauvacas y areniscas) es menos patente a escala de afloramiento, observándose microscópicamente, la existencia de "colas de presión" rellenas normalmente de cuarzo que rodean muchos granos detríticos. Cuando la variación en la granulometría de la roca es gradual se han observado fenómenos de refracción; por el contrario nunca se han observado fenómenos de trasposición y los contactos litológicos se suelen conservar bastante netos. Los objetos preorogénicos deformados que se han podido observar indican una elongación perpendicular al eje b de los pliegues.

La disposición de esta esquistosidad es bastante constante, excepto en el sector más septentrional donde llega a estar horizontalmente o incluso basculada al N, midiéndose valores comprendidos en un estrecho abanico próximo a la dirección N 110 En con un buzamiento próximo a la vertical o levemente hacia el S. Su posición original de acuerdo con PEREZ-ESTAUN (1975) debió de ser horizontal o con inclinaciones inferiores a 40°.

4.2.2.2. Segunda fase de formación

No se han puesto en evidencia de forma cartográfica, ni se han observado estructuras menores atribuibles con seguridad a esta fase. No obstante, no se descarta la posibilidad de existencia de alguna superficie de cabalgamiento dentro del antiformal, no detectable en el sector de la Hoja de La Robla por la ausencia de niveles de referencia litológicos, estructuras

menores o enmascaramiento por fallas posteriores. PEREZ-ESTAUN (1975) sugiere, en base a criterios estratigráficos y geométricos, la existencia de uno o más cabalgamientos que provocarían un acercamiento tectónico importante dentro del antiforme, apuntando la posibilidad de que el trazado de uno de ellos corresponda con la fractura que afecta a los sinclinales del área de Riocastrillo de Ordás. El otro según este autor, serviría de límite entre las Zonas N y S del antiforme, con diferencias estratigráficas y geométricas ya señaladas anteriormente, y en el marco de la Hoja se situaría debajo de la cuenca Estefaniense de La Magdalena. La aparición de una banda de milonitas en el precámbrico más próximo al contacto S de esta cuenca podría estar relacionada con este hecho aunque su génesis puede ser atribuida también a movimientos posteriores.

4.2.2.3. Tercera fase de deformación y estructuras tardías

La estructura más notoria correspondiente a esta fase de deformación la constituye el propio Antiforme del Narcea, si bien para ser más exactos la geometría actual de esta gran estructura, es el fruto de la superposición de un antiforme de fase 3 de gran amplitud, sobre varios pliegues de fase 1, prácticamente homoaxiales, es decir, nos encontramos ante una interferencia del tipo 3 de RAMSAY.

Para reconstruir la geometría de esta megaestructura hemos de utilizar las dos superficies de referencia preexistentes: estratificación y esquistosidad. La disposición actual de la esquistosidad es verticalizada o ligeramente buzante al N, en el sector meridional, y con una disposición subhorizontal con notables inflexiones en el sector septentrional. La estratificación presenta una disposición verticalizada y/o buzando al S en el sector meridional, contrastando con una geometría de pliegues laxos con flancos de buzamientos moderados en el sector septentrional. Estos hechos permiten deducir que la charnela del antiforme se podría trazar prácticamente por el interior de la cuenca de la Magdalena, lo que parece sugerir un cierto condicionamiento geométrico debido al posible apilamiento tectónico producido por el cabalgamiento anteriormente citado.

A escala más reducida, una estructura claramente atribuible a esta fase, lo constituye el sinclinal, con afloramiento cámbrico en su núcleo, de las proximidades de Villarrodrigo de Ordás. Se trata de una estructura notablemente laxa de plano axial subvertical y dirección E-O que pliega solidariamente a estratificación y esquistosidad. De este mismo tipo y geometría parece ser el sinclinal cámbrico del área de Callejo y Sta. María de Ordás, aunque los sedimentos posteriores (Estefaniense, Cretácico,...) dificultan notablemente su reconstrucción geométrica. Asimismo son claramente atribuibles a esta fase los pliegues observados en el sector septentrional a lo largo de la traza de la autopista León-Campomanes.

Las estructuras menores observadas son: pliegues de escala decimétrica en la esquistosidad de primera fase y crenulaciones tanto en afloramiento como en lámina delgada. La geometría de los micropliegues presenta una amplia gama de tipos condicionados por la litología, desde concéntricos a "chevron fold" y "kink-band" con desarrollo local de "tectonic banding" a escala milimétrica, por blastesis de cuarzo en las

zonas de distensión, normalmente situadas en los flancos menores de los pliegues "chevron".

Existe un variado tipo de estructuras que tienen como denominador común su escasa penetratividad, tales como "kink-band" de escala decimétrica o métrica, con orientaciones diversas y diaclasas con diversos juegos que adscribimos a fenómenos tardíos, sin excluir su posible relación, en algún caso, con la tercera fase antes expresada. Entre los "kink-bands" son frecuentes los que tienen el plano horizontal y carecen de conjugados, lo que parece implicar una comprensión vertical (litostática) o quizá una asociación a procesos distensivos tardihercínicos. Existen también "kink-bands" conjugados, planos más verticalizados, que es posible relacionar con la tercera fase de deformación o bien con la fase radial de amplia presentación en la Zona Cantábrica.

4.3. EL SINCLINAL DE ALBA

Constituye la otra gran megaestructura del Paleozoico de la Hoja de La Robla. Convencionalmente, se establece su límite con el Antiforme del Narcea, con el Contacto Cámbrico-Precámbrico, por lo que, incluimos dentro de esta estructura todos los materiales pre-Estefanienses de la Zona Cantábrica que afloran en el marco de la Hoja.

Como ya se ha dicho anteriormente este vasto sinformal, que se extiende desde Barrios de Luna hasta Cistierna (ver esquema regional), está incluido en la Unidad de Correcillas y por lo tanto debe reflejar en su estructura la secuencia de acontecimientos que JULIVERT (1971) describe como propios de la Región de Pliegues y Mantos.

4.3.1. La estructura a escala cartográfica del núcleo carbonífero

La estructura a gran escala de este sinformal es relativamente simple; en esencia se trata de un gran sinclinal cuyo plano axial es ligeramente vergente al S y cuyo eje con una dirección aproximada E-O (N 110 E) buza ligeramente hacia el E. En el núcleo, los materiales carboníferos, dibujan dos sinclinales ligeramente oblicuos a la traza axial general, separados por un estrecho anticlinal, cuyo núcleo precarbonífero aflora en el valle del Bernesga, y que en conjunto definen una estructura con geometría tipo "mullion". Estas estructuras deben de seguir hacia el E, aunque se complica su seguimiento por la carencia de niveles de referencia litológicos y por una probable diversificación estructural, determinada por la menor potencia de los niveles competentes (calizas), que lógicamente generan estructuras de menor longitud de onda.

Descendiendo a un mayor detalle se puede apreciar que el sinclinal septentrional, dibujado por el nivel carbonatado superior, se diversifica hacia el E en dos estructuras sinclinales, de geometría similar a la descrita para el conjunto, en los que el anticlinal intermedio, está sustituido por una cobijadura de la meridional sobre la septentrional. Esta disposición se repite, a mayor escala, en la relación entre los dos sinclinales principales, de forma que una cobijadura importante se sitúa entre ambos, con un trazado que a veces, es ligeramente oblicuo a la traza anticlinal. Esta

fractura, que hacia el E debe de evolucionar hacia una cizalla dúctil por la mayor incompetencia de los materiales, termina bruscamente hacia el O. en una falla, cuyo papel, independientemente de un rejuego vertical posterior, parece ser el de una "tear fault" a pequeña escala.

4.3.2. Estructuras desarrolladas en el flanco precarbonífero meridional

En el flanco S del Sinclinal de Alba, único que aflora completamente en el marco de la Hoja, se desarrollan una serie de estructuras locales de diverso tipo:

4.3.2.1. Un primer caso lo constituyen las fracturas, que cortan de forma levemente oblicua a la formación Santa Lucía, provocan en algunos casos su duplicación parcial o total y que se amortiguan en las formaciones menos competentes supra y subyacentes. Posiblemente estas fracturas constituyen **cuñas tectónicas** relacionadas con el emplazamiento general de la Unidad de Correcillas, similares a las descritas por PULGAR *et al.* (1981) en el Manto de Somiedo.

4.3.2.2. En otro tipo se pueden incluir las fallas inversas, subverticales, vergentes hacia el S, como la cobijadura de la formación S. Pedro sobre la formación La Vid al S de Portilla de Luna o las existentes al S de Cuevas. En la mayor parte de los casos son fallas asociadas al desarrollo de pliegues "parásitos" del Sinclinal de Alba, aunque es posible en algunos casos un retoque u origen tardío, quizás alpino, en relación con las fracturas que afectan a materiales más modernos del S.

4.3.2.3. Un caso aparte lo constituye la fractura, que desde el extremo Noroeste de la Hoja, se sitúa permanentemente por encima del techo de la Formación Santa Lucía. Este accidente, conserva en todo su trazado el paralelismo estratigráfico en su flanco S, a través de los numerosos accidentes que lo afectan, pero es sensiblemente oblicuo a la estratificación en algunos techos de su flanco N, donde faltan permanentemente entre 200 y 300 m de serie estratigráfica. La interpretación de esta estructura presenta numerosos problemas inherentes a su propia geometría y evolución lateral fuera del marco de la Hoja. Por los datos que poseemos en estos momentos en el contexto de la Hoja de la Robla lo único que podemos afirmar es que se trata de una falla normal con una geometría que recuerda extraordinariamente la de las superficies de cabalgamiento de los Mantos Cantábricos, por su paralelismo con la estratificación. En algunos techos esta superficie corta a la estratificación con un ángulo muy bajo, pero siempre descendiendo en la serie estratigráfica, hecho que la diferencia notoriamente de las superficies antes consideradas. En la cartografía se puede observar a lo largo de su trazado un "salto" desde la formación Fueyo a la base de la formación Portilla.

Este accidente podría ser comparable a las fallas normales de bajo ángulo, descritas por DAHLSTROM (1970) en el sector canadiense de las Montañas Rocosas, y puede ser genéticamente ligado al emplazamiento de la Unidad de Correcillas.

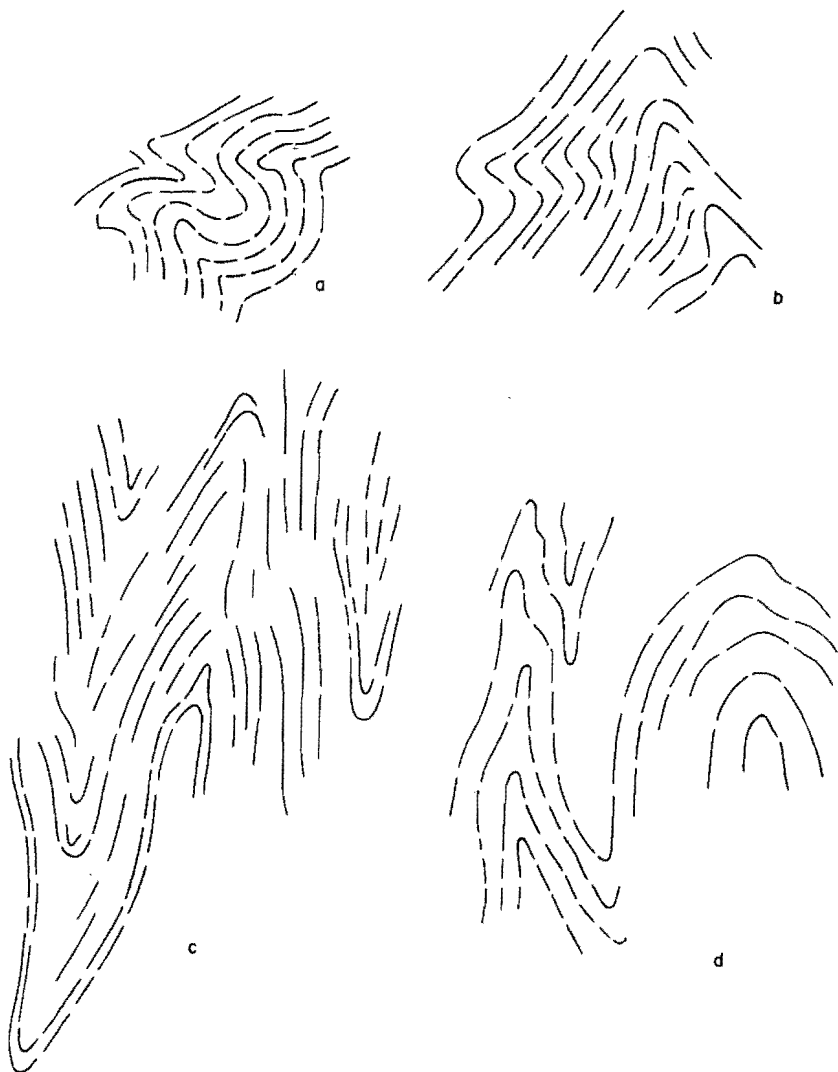


Fig. nº11

Ejemplos de pliegues en el sinclinal de Alba.

a) Pliegues tipo "mullion" en formación Alba.

b, c, d) Estructuras de acomodación en pliegues tipo "Chevron".

4.3.3. Estructuras menores: pliegues

Son numerosos los ejemplos de pliegues a escala de afloramiento, especialmente en aquellas formaciones que por sus características litológicas, potencia de las capas, alternancias de niveles competentes e incompetentes, etc, son más favorables, tales como algunos tramos de Cándana-Herrería y San Pedro, el tramo calcáreo de La Vid y muy especialmente en los tramos calcáreos de la formación Cuevas y en la formación Alba.

Normalmente, todos los pliegues menores observables presentan una dirección axial prácticamente paralela a la general del Sinclinal de Alba, con buzamientos axiales próximos a la horizontal (10° al E o al O). Solamente al NE de Cuevas se pueden observar pliegues con una dirección axial anómala (N45E) y una pendiente axial acusada.

Geoméricamente son pliegues cilindroidales, en trechos cortos, aunque lateralmente pueden evolucionar a pliegues cónicos. Normalmente son asimétricos en los flancos de las estructuras mayores y con flancos de longitud similar en las zonas de charnela. Predominan los pliegues con flancos rectos y charnela relativamente aguda, aunque coexistiendo con formas de charnela más amplia. En algunos casos, especialmente cuando existen contrastes de ductilidad apropiados se generan formas "mullion" a semejanza de lo que ocurre a escala cartográfica (fig. 11 a). Básicamente se conserva el paralelismo entre las capas en los niveles competentes (clase 1B de RAMSAY), aunque en niveles menos competentes son notorios los engrosamientos en la zona de charnela (clase 1C de RAMSAY).

En general, en áreas con un cierto aplastamiento como los núcleos de los anticlinales del sector central del Sinclinal de Alba, se desarrollan preferentemente "estructuras de acomodación" (Fig. 11) y en menor medida engrosamientos de charnelas en niveles competentes.

Todos estos datos permiten identificar estos pliegues con el "sistema longitudinal" de JULIVERT (1971); únicamente se puede admitir una cierta influencia del "sistema radial" en los pliegues citados anteriormente, del sector de NE de Cuevas, y aún en este caso parece explicable su disposición por el juego de las fracturas próximas.

4.3.4. La estructura de conjunto en el contexto de la Región de Pliegues y Mantos

Todas las estructuras descritas hasta el momento se originan, en el contexto de la Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica, superpuestas en el tiempo. Los datos sobre la secuencia de acontecimientos de esta región, descritos por JULIVERT (1971), o de alguna de sus unidades (Manto de Somiedo descrito por PULGAR *et al*, 1981), y los datos observados, permiten establecer una evolución cronológica de las estructuras que de más antiguas a más modernas son:

- a) **Emplazamiento de la Unidad de Correcillas.** Esta unidad junto con el Manto de Somiedo forma una de las grandes unidades alóctonas descritas por JULIVERT (*op. cit.*) en la Región de Pliegues y Mantos (ver Esquema Regional). Asociadas al emplazamiento de esta unidad,

cuyo frente cartográfico no aflora en la Hoja, se originaron una serie de estructuras de menor rango, producidas por el comportamiento no homogéneo de la lámina cabalgante. Así, un desplazamiento diferencial de toda la serie por encima de la formación La Vid, sobre la serie infrayacente, origina la existencia de las *cuñas tectónicas* en la formación Santa Lucía, fenómeno ya descrito por PULGAR *et al* (1981) en el Manto de Somiedo. Por otra parte los ascensos en rampa de la lámina cabalgante provocan la génesis de antiformes y sinformes, de forma que el Sinclinal de Alba debe de estar esbozado ya en esta fase.

- b) **Pliegues longitudinales.** Posteriormente al emplazamiento de los Mantos y escamas, tiene lugar en la Zona Cantábrica el plegamiento de estas estructuras por pliegues prácticamente paralelos a sus frentes cartográficos. El Sinclinal de Alba, culmina en esta fase su desarrollo, configurándose una serie de estructuras de menor rango como pliegues "parásitos". El rejuego de superficies paralelas con contraste litológico, con la génesis de estructuras de tensión, como "boudins" de escala cartográfica en la formación Alba, pueden ser atribuidos a deslizamientos diferenciales de capas, propios de las estructuras originadas por un mecanismo flexural, como es el caso del Sinclinal de Alba.

En los materiales carboníferos del núcleo del sinclinal se originan durante esta fase los pliegues observables cartográficamente y a escala de afloramiento. La existencia de un horizonte carbonatado principal, y varios secundarios, en un conjunto predominantemente lutítico explica la génesis relativamente autónoma de estos pliegues, respecto al sinclinal principal.

- c) Posteriormente a estos fenómenos se originan pliegues y fracturas radiales que no tienen una expresión notoria en el marco de la Hoja, si exceptuamos las fracturas que afectan al siguiente conjunto de materiales discordantes.

4.4. LA ESTRUCTURA TARDIHERCINICA DEL ESTEFANIENSE

Es un hecho conocido desde antiguo el condicionamiento tectónico que poseen los afloramientos de materiales estefanienses en la Zona Cantábrica tanto en su génesis como en su localización cartográfica actual y son numerosas las discusiones sobre su origen en cuencas aisladas o en una única cuenca cuyos retazos observamos en la actualidad.

La primera cartografía de la cuenca la proporciona ALMELA (1951). Los trabajos cartográficos y tectónicos más recientes son los de PASTOR (1964) y STAALDUINEN (1963). HEWARD (1978) admite una génesis de estos depósitos ligada al movimiento de fallas normales con delimitación de cuencas en los "graben".

Es difícil precisar las estructuras condicionantes de la delimitación de las cuencas estefanienses, en este caso podemos afirmar que son estructuras claramente posteriores a las enumeradas en el capítulo

anterior pues ninguna de estas fases parece afectar a estos materiales y datos paleogeográficos parecen indicar unas lineaciones estructurales. ONO, E-SE, que cortan claramente las direcciones hercínicas anteriores. Probablemente se trata de fracturas asociadas a los movimientos de "desgarre" de las fallas de León y Sabero-Gordón o a sus rejuegos verticales posteriores, o bien al rejuego de alguna superficie anterior (cabalgamiento en el Precámbrico).

La estructuración actual de la cuenca en un sinclinal de dirección E-O, con el flanco sur parcialmente destruido y cobijado hacia el N por el Precámbrico y las complicaciones del mismo tipo en su borde N, parecen ligadas a movimientos verticales de las direcciones tectónicas sinsedimentarias; el sinclinal, como los pliegues de menor entidad observados (anticlinal volcado al N de Garaño), parecen claramente ligados genéticamente a estos movimientos sin necesidad de admitir ningún tipo de fase compresiva post-estefaniense B.

4.5. LOS MOVIMIENTOS ALPINOS

Con posterioridad y/o simultáneamente al depósito de los materiales terciarios del conjunto inferior (formaciones Vegaquemada y Candanedo), se inicia el levantamiento del bloque paleozoico de la Cordillera Cantábrica mediante el desarrollo de una o varias superficies de fractura que en algunos casos aprovechan accidentes anteriores. Por datos geofísicos VAN STAALDUINEN (1973) deduce que el plano principal de fractura es básicamente vertical con un fuerte buzamiento al N en algunos sectores (del orden de 60 ó 70°).

El movimiento de este accidente se debe haber producido de forma más o menos continua durante el depósito de todo el Terciario con algunas pulsaciones importantes, como la responsable de la discordancia entre las formaciones Candanedo y Vegaquemada.

4.6. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Al margen de la fase de deformación precámbrica, de la que no se puede precisar nada más, los principales episodios hercínicos tienen lugar antes del depósito del Estefaniense B de la cuenca de La Magdalena.

La existencia de depósitos de origen turbidítico en el Namuriense más bajo (formación Cuevas) parece indicar una cierta inestabilidad en la cuenca quizá relacionada con los primeros momentos de emplazamiento de los Mantos.

Los datos de otros sectores de la Cordillera parecen indicar que los Mantos se encontraban en un estado avanzado de su emplazamiento en el Westfaliense A (TRUYOLS *et al.*, *in lit.*) y, que los demás acontecimientos se desarrollan prioritariamente antes del Cantabriense (JULIVERT 1971 a).

Durante este período y hasta el Estefaniense B se desarrollan las fracturas que condicionan los depósitos de esta edad, produciéndose los accidentes que los deforman en una edad tardihercínica, posiblemente pérmica.

Los primeros movimientos alpinos son posiblemente simultáneos al

depósito de la formación Vegaquemada, es decir, Paleocenos. Durante el Stampiense se produce una pulsación importante que debe corresponder a la fase "pirenaica", y los sedimentos posteriores, con discordancias progresivas hacia el S, parecen indicar una acción constante hacia el Mioceno medio. El conjunto detrítico superior parece igualmente condicionado por movimientos de este accidente hasta el Mioceno superior.

4.7. PETROLOGIA. METAMORFISMO

El metamorfismo en esta Hoja está limitado a los afloramientos del Precámbrico y Cámbrico más meridionales. Es un metamorfismo regional de grado muy bajo a grado bajo, es decir, facies de esquistos verdes. En estos materiales se ha producido una neoformación de minerales simultánea a la deformación tectónica que ha dado lugar a una reorientación total de la roca, clasificándose los detríticos finos como filitas y los más gruesos como metaareniscas o cuarcitas; en éstos últimos el metamorfismo ha dado lugar a la recrystalización del cuarzo que suele aparecer con bordes poligonales dando lugar a estructuras granoblásticas.

La paragénesis más común es cuarzo-moscovita-clorita, es decir dentro de la zona de la clorita.

Un problema que se plantea en esta Hoja es trazar el límite del metamorfismo. En este sentido es interesante el estudio de la cristalinidad de la illita realizado por PEREZ-ESTAUN (1973) en una serie de muestras en el sector al N de la falla de Cornombre La Urz, (en esta Hoja equivalente al sector N del Estefaniense) de las que se deduce que este área se encuentra aún en la zona metamórfica aunque muy cerca de la anquime-tamórfica.

En cuanto a la evolución temporal se observa que hay cristales de neoformación de clorita precinemáticos con la primera fase, ya que tienen halos de presión con cristalización de cuarzo, aunque continúa la cristalización de moscovita, clorita y cuarzo sincinemáticamente.

Todos los cristales están deformados por la crenulación de la tercera fase, por lo que puede concluir que el metamorfismo es sincinemático con la primera fase y la aparición de la esquistosidad, aunque se prolonga en un periodo más amplio apareciendo los primeros cristales en un estadio precinemático.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos aflorantes en el marco de la Hoja corresponden al Precámbrico. Poco se puede decir sobre su distribución y ambiente por las limitaciones tectónicas de su afloramiento, básicamente se puede afirmar que son depósitos mayoritariamente de origen turbidítico, que son deformados con anterioridad al depósito del Cámbrico.

El Cámbrico se deposita discordantemente sobre una superficie que corta angularmente a los materiales precámbricos y que en muchos puntos se observa rubefactada, lo que puede interpretarse como indicativo de una emersión y exposición subaérea anterior al depósito del Cámbrico.

Desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico existe regionalmente, continuidad estratigráfica y el medio es básicamente sublitoral, son oscilaciones desde facies intermareales con fuerte influencia continental (Fm. Herrería), hasta depósitos de plataforma carbonatada abierta (Fm. Láncara), y fuerte influencia deltáica en las Fms. Oville y Barrios.

Durante el Ordovícico Medio y Superior, se atestigua en el ámbito de la Zona Cantábrica, la existencia de una laguna estratigráfica interpretada como producto de ascensos y descensos epirogenéticos. En este sector, por el contrario, se mantienen las condiciones de plataforma con continuidad de depósitos intermareales y sublitorales en las "facies de transición" encontrándose una mayor profundización en la cuenca hacia el Ordovícico Superior, con depósitos turbidíticos de forma similar a lo que ocurre en la Zona Asturoccidental-Leonesa.

El paso al Silúrico se produce sedimentariamente de forma gradual y conservándose las condiciones de plataforma estable hasta el Devónico Superior.

La sedimentación pelágica del Silúrico da paso a una alternancia de formaciones siliciclásticas (S. Pedro, Huergas, Nocado) y carbonatadas (La Vid, Santa Lucía, Portilla) con un carácter común sublitoral y con una gran variedad de ambientes: intermareal, plataforma abierta, arrecifal, euxínico, etc., y donde los aportes provienen constantemente del área emergida situada al NE.

La presencia de un borde costero próximo y un área emergida en el

sector centro-oriental de la Zona Cantábrica, ha sido reconocido prácticamente por todos los autores. La línea de costa ha estado sujeta a migraciones a lo largo del Devónico, aunque con una tendencia general regresiva. Estos hechos, junto con la mayor o menor disponibilidad de aportes del área madre, han condicionado los cambios en la sedimentación durante el Silúrico-Devónico.

El Devónico Superior representa el inicio de un nuevo sedimentario ligado ya al depósito de los materiales carboníferos. Efectivamente, la formación Ermita y en este sector la parte superior de la formación Fueyo, representan la extensión a toda la Zona Cantábrica de un ambiente marino poco profundo durante Frasnense y Fameniense. Este hecho ha sido interpretado históricamente como una transgresión generalizada durante el Fameniense.

En el Carbonífero Inferior se produce el depósito de series condensadas con relaciones entre ellas, localmente erosivas, lo que parece indicar la existencia de extensas áreas con sedimentación en una plataforma estable con escasos aportes.

El inicio de la sedimentación turbidítica de la formación Cuevas parece indicar los primeros síntomas del ciclo orogénico herciniano, con la individualización de surcos, ligados al emplazamiento de los mantos, que por sus propias características migran en el tiempo y en espacio y condicionan la sedimentación de los conjuntos carbonatados en etapas de mayor estabilidad.

La existencia de depósitos turbidíticos, y por lo tanto sintectónicos, de edad cada vez más antigua hacia el antiformal del Narcea, parece indicar una migración de la inestabilidad tectónica desde la Zona Asturoccidental-Leonesa a la Zona Cantábrica en el tiempo, de hecho la litología de los clastos, en los conglomerados de la Formación Cuevas, parece indicar la existencia de erosión en un área emergida al Oeste durante el Namuriense.

Los mantos Cantábricos, deformados por pliegues durante el Westfaliense Superior, condicionan la compartimentación del dominio sedimentario en esta edad y la aparición de algunas discordancias a partir del Westfaliense más bajo.

En el ámbito de la Hoja, la primera discordancia corresponde a los materiales estefanienses, que con un carácter fluvial y lacustre, se depositan condicionados por el rejuego de superficies tardihercínicas y son, por lo tanto, depósitos de tipo molásico. Las fracturas que los deforman, constituyen el último episodio tardío del ciclo herciniano en esta zona.

No se tiene constancia regional próxima de la existencia de depósitos posteriores al Carbonífero Superior y anteriores a la transgresión Cretácica. Por ello se puede pensar que la zona quedó emergida con posterioridad al Estefaniense, hasta el Cretácico Superior.

Durante el Albiense Superior y hasta el Cenomaniense se instala en la zona un régimen fluvial continental, con aportes terrígenos provenientes esencialmente de masas graníticas y metamórficas, situadas al S y al SO. Este régimen fluvial meandriforme, de llanura de inundación, con desarrollo local de zonas pantanosas, que dan lugar a las capas de lignitos y/o lutitas ricas en materia orgánica, evoluciona gradualmente a un ambiente costero. En zonas próximas, este hecho queda reflejado por la transgresión

marina del Cretácico Superior representada por los depósitos carbonatados con abundante fauna de esta edad. En el marco de la Hoja sólo pueden observarse en el extremo oriental escasos metros de dolomías que desaparecen rápidamente a la altura de Candanedo de Fenar. Estos depósitos representan la sedimentación inter y supramareal originada en ambiente hiposalino equivalentes a los depósitos del Cretácico Superior anteriormente citados.

Con posterioridad y en esta zona la cuenca sufre un nuevo período erosivo que no puede aquilatarse cronológicamente al no disponer de datos paleontológicos.

Durante el Paleógeno, los movimientos epirogenéticos se acentúan de tal forma que el complejo Vegaquemada se deposita en ligera discordancia regional sobre los sedimentos anteriores. El ambiente sedimentario presenta una evolución lenta desde un medio de llanura de inundación a un sistema de redes "braided" posiblemente ligados a abanicos aluviales cuyas zonas apicales estarían más al Norte. Es de señalar que a nivel de este complejo se invierte el sentido de aportes a la cuenca de sedimentación pasando a convertirse en área fuerte las zonas situadas al Norte, incluidos los sedimentos Mesozoicos. Esta red "braided" evoluciona en la vertical desde la zona de distribución, con mayor o menor densidad de canales, a zonas proximales de abanicos aluviales, como lo demuestra la progresiva interpenetración de los subtramos finales del Complejo Vegaquemada con los conglomerados masivos del Complejo Candanedo.

Este proceso de progradación de Norte a Sur del sistema de abanicos debe estar relacionado con las distintas pulsaciones epirogénicas (Fase Sávica y Stirífrica) que afectan a la Cordillera reactivando fracturas y provocando nuevos levantamientos generalizados. El resultado de todo ello es que durante el Paleógeno Superior-Neógeno Inferior la sedimentación en la zona estuvo ligada a sistemas complejos de abanicos aluviales con gran desarrollo en la vertical y horizontal.

Este intenso proceso erosivo, que en este caso, actúa de forma importante sobre la orla Mesozoica situada inmediatamente al Norte de las zonas apicales de estos abanicos, origina una planificación del relieve, con retroceso del frente montañoso que actuaba de área fuente directa en la formación Candanedo.

Nuevamente se da en la cuenca un período de estabilidad tectónica, lo que unido a un posible cambio climático y una aproximación al perfil de equilibrio logrado con los depósitos del complejo anterior, se favorece en la zona el desarrollo de procesos edáficos en las zonas semidistales de los abanicos del Candanedo, con desarrollo de caliches de espesor variable a la vez que se dan procesos de erosión fluvial en los sedimentos anteriormente depositados.

Una nueva pulsación tectónica en el Mioceno inferior provoca la elevación y acercamiento a la cuenca de los relieves paleozoicos a la vez que deforma los abanicos anteriormente depositados.

Simultáneamente a estos procesos, se desarrolla un nuevo sistema de abanicos de constitución eminentemente silícea que fosilizan el paleo-relieve anterior y acercan nuevamente la cuenca al perfil de equilibrio, hasta su ruptura por el encajamiento de la red fluvial actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Las posibilidades mineras de esta Hoja se centran en los materiales Estefanienses de la cuenca hullera de La Magdalena, ya que el afloramiento de Ordás es muy estrecho y sólo se han observado socavones y calicatas.

En cuanto a la minería metálica, en la actualidad no hay ninguna explotación, ni se han observado indicios, aunque a finales del siglo pasado, se intentó explotar unos filones de cobre y manganeso en Santa María de Ordás. Asimismo en 1933-34 se realizaron investigaciones y sondeos en los aluviones del río Luna y Omaña, para la investigación de oro.

La cuenca de La Magdalena, es conocida desde mediados del siglo pasado, y desde entonces ha estado siempre en producción, con periodos de auge esporádicos, sin embargo en la actualidad no existe todavía un estudio definitivo de la cuenca.

La primera cita de esta cuenca, que aparece en el Boletín de Estadística Minera, es del 1863, en la que se dice, que en ese año, se extrajeron 10.600 quintales métricos. Después se interrumpe la producción hasta el 1900, en que empiezan a abrirse las principales minas (Carmen, Irene, Margarita y Luisa) que empiezan una producción importante hacia 1924, con las interrupciones causadas por las guerras, alcanzan su máxima producción hacia el primer lustro de los 50, con 100.000 toneladas actuales. Este debió ser su mejor momento ya que en la actualidad sólo existen tres concesiones, y de entidad sólo la de Florentino Lorenzano, que ocupa la parte central, desde Otero de Dueñas a Quintanilla y además está en fase de investigación, por lo que la producción es muy reducida.

Aunque los datos no son muy precisos, parece que se han explotado varios paquetes, uno a unos metros de la base con varias capas, y el resto en la zona central, que está compuesta de tres paquetes con un total de 12

capas, con nombres locales y una potencia que va de 0,30 a 3,5 m, aunque esta capa, (Esquistera), es una excepción. La producción de esta cuenca, en sus diversas minas, está destinada en su totalidad a las centrales térmicas. No se tiene actualmente ningún análisis de los carbones. Hay que señalar que se han observado en varios puntos, en las arenas de Utrillas, capas de lignitos, aunque poco potentes y de poca extensión.

En cuanto a las canteras, existen varias en explotación industrial, la más occidental, la de la F. Láncara, al N de Mora, actualmente está parada y se han obtenido calizas para uso ornamental. Las más importantes en producción están en los alrededores de La Robla, en las calizas de la F. Cuevas, sobre todo al N de Olleros y Llanos de Alba. Se utilizan como graveras y para la fábrica de cementos de La Robla, aunque no parecen muy apropiadas para este uso, por su alto contenido en azufre proveniente de la materia orgánica; también son importantes, al E de La Robla, la instalada en el sinclinal de Peña del Asno y la de Alcedo, todas en calizas del Carbonífero. Actualmente está en preparación otra cantera en las calizas de Santa Lucía, al N de Carrocera. Por último, hay canteras abandonadas en las arenas de Utrillas del valle de Fenar, cuyo aprovechamiento se basa en las arcillas para tejares, es probable que se haya explotado en el extremo oriental, también para caolines.

6.2. HIDROGEOLOGIA

La Hoja se sitúa en una zona con precipitaciones irregulares pero abundantes la mayor parte del año, con cantidades de precipitaciones del orden de 900 mm anuales. Siendo de nieve en los altos. El clima es continental con inviernos prolongados. Está recorrida por tres ríos importantes, que marcan el nivel del drenaje de la zona, nacen en la cordillera y circulan con caudal abundante sin que lleguen a secarse en todo el año, se trata del Torio, el Bernesga y el Orbigo que empieza en la confluencia con el Luna y el Omaña.

Los materiales paleozoicos no presentan buenas condiciones como acuíferos. Los detríticos del Precámbrico y Estefaniense han sufrido metamorfismo y/o compactación, por lo que han perdido su porosidad eficaz, quedando reducida la circulación de aguas a las discontinuidades tectónicas, como fallas y diaclasas; en este sistema, las más importantes, sirven como colectores de las demás y es posible situar pozos en ellas, siempre con pocas cantidades de agua. En cuanto a la Zona Cantábrica, en los materiales detríticos, sirve lo dicho anteriormente; son mucho más favorables las formaciones calcáreas, pero dada su posición tectónica, son de escaso interés como acuíferos; no obstante, acumulan suficiente agua para alimentar los pequeños arroyos que fluyen todo el año. En definitiva, predomina la escorrentía en los materiales paleozoicos, y como acuíferos aprovechables no presentan ningún interés.

Los sedimentos del Cretácico (formación Utrillas), reúnen excelentes características como acuífero por su porosidad, alternancia de capas permeables e impermeables y posición geográfica, pero dada su estructura en monoclinal con buzamientos subverticales las captaciones son mínimas.

Los sedimentos del Terciario inferior, (formaciones Vegaquemada y Candanedo), presentan características similares a la formación Utrillas, con alternancia de tramos permeables e impermeables pero igualmente su posición estructural, subverticales en la formación Vegaquemada y con fuertes buzamientos y cementación, en los sectores septentrionales, para la formación Candanedo, descartan prácticamente la posibilidad de grandes acuíferos en estas zonas.

Actualmente, existen pequeñas captaciones, mediante pozos de obra, en las llanuras aluviales y terrazas bajas, para el aprovechamiento de aguas subálveas y del drenaje de las laderas, hacia los aluviones de los valles. Su caudal está muy influido en los periodos estacionales y el caudal de los ríos siendo en todos los casos de poca importancia.

7. BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN (1967).—Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leidse Geol. Meded.*, 39 pp. 130-189.
- AERO SERVICE LTD. (1967).—Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000. *Inst. Nacional de Colonización e Inst. Geológico y Minero de España*. Madrid.
- ALMELA, A. (1949).—Estudio geológico de la reserva carbonífera de León. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* LXII, pp. 401-486.
- ALMELA, A. (1951).—Delimitación del Carbonífero de la zona de La Robla-Vegarienza (León). *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, LXIII, pp. 219-296, 2 mapas.
- AMERON, H.W.J. VAN (1965).—Note préliminaire sur quelques flores stéphanienues de la bordure Nord des Léoniides dans les Montagnes Cantabriques (Espagne du Nor-Ouest). *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 151-156.
- (1965).—Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of Leon (Northern Spain). *Pollen et Spores*, 7, 1, pp. 89-93.
- y DILLEWIJN, J. VAN (1963).—Note sur le bassin houiller de Ciñera-Matallana. *Leidse Geol. Meded.*, 29, p. 303-312.
- BALDWIN, C.T. (1978).—A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones, NW Spain. *Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico*. (Edic. Homenaje a I. Parga Pondal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, pp. 43-78.
- BARROIS, CH. (1982).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. du Nord*, 2, 1, 630 pp.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., ARBOLEYA, M.L. y MENDEZ, I. (1976).—La Unidad de Peña Cordada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW España). *Brev. Geol. Ast.*, 20, 4, pp. 49-55.

- BATALLER, JR. y SAMPELAYO, P.H. (1944).—Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa. *Notas y Comun. Inst. Geol. Min. Esp.* nº 13, pp. 21-35.
- BECKER, G. (1976).—Oberkarbonische Entomozoidee (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). *Senckenbergiana. lethaea*, 57, 2-3, pp. 201-223.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954).—Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la peninsule Iberique. *Mem. et Doc. Centre Doc. Cart. Geogr. (C.N.R.S. Paris)* nº 4, pp. 7-61.
- BOSCH, W.J. van den (1969).—Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.* 44, pp. 137-225.
- BOSCHMA, D. y STAALDUINEN, C.L. van (1968).—Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 221-232.
- BROWER, A. y GINKEL, A.C. van (1964).—La Succession carbonifere dans le partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V. Congress Strat. Géol. Carbonifere*, Paris 1963, 1, pp. 307-319.
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J. (1964).—Zur Frage von Sedimentation sunterbrechungen im Goniatiten und Conodontenführenden-Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Palont., Mh.* (1964), 7, pp. 414-429.
- CALLEJA, B. (1924).—Estudio del seno hullero recubierto de La Robla. *Ingeniería y Construcción*.
- CARBALLEIRA, J. (1969).—El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Brev. Geol. Astur.* 13, pp. 41-45.
- CIRY, R. (1939).—Estude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León, et Santander. *Bull. Soc. Hist.*
- COLMENERO, J.R. (1976).—Estratigrafía y Sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León). Tesis Doctoral. Univ. Oviedo (inérito).
- COMTE, P. (1936 a).—Le Dévonien inférieur du León. *C.R. Séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- (1936 b).—Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne). *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.*, (1936), pp. 138-139.
- COMTE, P. (1936 c).—Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne). *C.R. Séances Ac. Sci. Paris*, 203 pp. 1198-1200.
- (1937).—La série cambrienne et silurienne du León. *C.R. Séances Ac. Sci. Paris*. 204, pp. 604-606.
- (1938).—Les facies du Dévonien supérieur dans la Cordillere Cantabrique. *C.R. Séances Ac. Sci. Paris*, 206 pp. 1496-1498.
- (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60 pp. 1-440.
- CORRETGE, L.G. (1969).—El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Inst. Min.* LXXX (4) pp. 289-306.
- CORRETGE, L.G. y CARPIO, U. (1968).—Los ortoneísicos básicos de Pola de Allande (Asturias). *Brev. Geol. Astur.* año XII (1), pp. 14-16.

- CRAMER, F.H. (1964 a).—Microplankton from three Paleozoic formations in the Province of Leon (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 253-361.
- (1964 b).—Some Acritarchas from the San Pedro Formation (gedinnian) of the Cantabrian Mountains in Spain. *Bull. Soc. belge Geol.*, 73, pp. 33-38.
- 8 (1966 a).—Additional morphographic informations on some characteristic Acritarchas of the San Pedro and Furada Formations (Silurian-Devonian boundary) in Leon and Asturias, Spain. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 83, pp. 27-48.
- (1966 b).—Palynomorphs from the Siluro-Devonian boundary in NW Spain. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 85, pp. 71-82.
- y DIEZ DE CRAMER, M.C. (1975).—Earliest Devonian Miospores from the province of Leon, Spain. *Pollen et Spores*, 17, 2, pp. 331-344.
- CRESPO, A. (in litt).—Memoria y Hoja Geológica nº 76 (Pola e Somiedo). Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, 2.ª serie(MAGNA). *I.G.M.E.*
- CRIMES, T.P., LEGG, I., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1977).—Late Precambrian Lower Cambrian trace fossils from Spain. *Trace Fossils*, 2, (*Geol. J. Spec. iss.*, 9), pp. 91-138.
- CRUSAFONT PAIRO, M. y TRUYOLS SANTONJA, J. (1960).—El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Comun. IGME*, nº 60, pp. 127-140.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970).—Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Petro. Geol.* v. 18, nº 3, pp. 332-406.
- ESPEJO, R.; TORRENTE, J. y ROQUERO DE LABURO, C. (1973).—Contribución a la caracterización de niveles superiores a terrazas fluviales en ríos españoles. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. (Geol.)*, tomo 71, pp. 231-236.
- EVERS (1976).—Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers, Cantabrian mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.* nº 41, pp. 83-151.
- FABER, A. y JARITZ, N. (1964).—Die Geologie des Westasturischen Kustengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb.* t. 81, pp. 679-738, 3 figs. 4 láms. Hannover.
- GANDL, J. (1973).—Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 1) Die Trilobiten der Vegamián Schichten (Ober-Tournai). *Senckenbergiana lethaea*, 54, 1, pp. 21-63.
- GANDL, J. (1977).—Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 2) Die Trilobiten der Alba-Schichten (Unter-Visé bis Namur A). *Senckenbergiana lethaea*, 58, 1-3, pp. 113-217.
- GARCIA ALCALDE, J. y ARBIZU, M. (1977).—Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord.* 96, 4, pp. 407-412.
- GARCIA ALCALDE, J.L., ARBIZU, M. GARCIA-LOPEZ, S. MENDEZ BEDIA, I (1979).—Guidebook of the field trips. Meeting of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy. *Servicio de Publicaciones Univ. Oviedo.*

- GARCIA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH. y FEYS, R. (1971).—El Carbonífero de la Cuenca Central Astúrica. *Trab. Geol.*, e, pp. 101-150.
- GIETELINK, G. (1973).—Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 125-144.
- FINKEL, AC. VAN (1965).—Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.
- HELMIG, H.M. (1965).—The Geology of the Valderrueda. Tejerina Ocejo and Sabero (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 77-149.
- HENKES., H. (1961).—Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne. *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 50-58.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1912).—Observaciones con motivo del descubrimiento de Mastodontes en el Cerro del Cristo de Otero (Palencia). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t., 12, pp. 68-69.
- (1915).—Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. *Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Comunicación de Inv. Paleont. y Prehist.*, nº 5.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—Explicación de Nuevo Mapa Geológico de España a escala 1: 1.000.000 T.I.:El Sistema Cambriano. *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 293-528.
- (1942).—Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000. T. 2: El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 1-848.
- HEWARD, A.P. (1978).—Alluvial and lacustrine sediments from the Stephanian A and 13 (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25, pp. 451-448.
- HIGGINS, A.C. (1971).—Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera. *Trab. Geol.*, 3, pp. 179-192.
- HIGGINS, A.C. (1974).—Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Inst. Sym. on Belgian Microp. limits. Namur*, 1974, Publ. 4, 17 pp.
- HIGGINS, A.C., WAGNER-GENTIS, C.H.T. y WAGNER, R.G. (1964).—Basal Carboniferous strata in part of Northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. belg. Geol.*, 72, 2, pp. 205-248.
- HOCQUARD, CH. (1975).—Etude sedimentologique des formations rouges miocens du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection des placers auriferes associes Thesis Univ. de Nancy. *Inst. Nat. Polit. de Lorraine ecole Nat. Sup. de Geologie appliquee.*
- I.G.M.E. (1978).—Síntesis geológica previa de la Cuenca del Duero (Proyecto Magna). (Inédito). Fondo Documental del IGME.
- I.G.M.E. (in litt).—Mapa geológico Nacional a escala de 1:50.000. Hoja y Memoria nº 130 (Vegas del Condado).
- I.G.M.E.—Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000. Hoja y Memoria nº 131 (Cistierna).

- I.G.M.E. (in litt).—Mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000. Hoja y Memoria nº 132 (Guardo).
- JIMENEZ FUENTES, E. (1974).—Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Boletín Geol. y Minero (IGME)*, tomo 85, Fasc. 5.
- JONG, J.D. de (1971).—Molasse and clastic wedge sediments of the southern Cantabrian Mountain (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geologie en Mijnbouw* 50, 3, pp. 399-416.
- JONKER, R.K. (1972).—Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische medelingen*, vol. 48, pp. 275-379.
- JORDAN, H. y BLESS, M.J.M. (1970).—Nota preliminar sobre los Ostrácodos de la Formación Vegamián. *Brev. Geol. Ast.* 14, 4, pp. 37-44.
- JULIVERT, M. (1960).—Estudio geológico de la cuenca de Beleño, Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica. *Bol. I.G.M.E.*, 71, pp. 1-346.
- JULIVERT, M. (1965).—Sur le tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 4, pp. 644-651.
- (1971 a).—Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain. *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—L'évolution structurale de l'arc asturien in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. I). *Publ. Inst. Fr. Pétr.*, Ed. Technip, pp. I, 2.1.—I. 2-28.
- (1978).—Hercynian Orogeny and Carboniferous Paleogeography in Northwest Spain: A Model of Deformation-Sedimentation Relationships. 2. *dt. geol. Ges.* 129 pp. 565-592, 7 figs. 3 pt. Hannover.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ GARCIA, E. (1967).—Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la Orogénesis Hercínica. *Acta. Geol. Hispánica*, año II, pp. 107-110, Barcelona.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1972).—La coupe de Cabo Peñas, une coupe reference pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C.K. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.
- JULIVERT, M., PELLO, J. y FERNANDEZ-GARCIA, L. (1968).—La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, nº 2 pp. 1-14, 15 figs. 1 mapa.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).—L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971).—Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies (in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". t. 2). *Publ. Inst. Fr. Pétr.*, Technip, pp: II, 1-II-34.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y GARCIA-ALCALDE, J. (1971).—Mapa geoló-

- gico de España, escala 1:200.000 (síntesis de la Cartografía existente). Hoja 10 (Mieres), 1ª ed. Memoria Explicativa. *Inst. Geol. Min. Esp.*, pp. 1-113.
- KARRENBERG, H. (1934).—Die postvariscische Entwicklung des kantabro-asturischen Gebirges. *Abh. Ges. Wiss. Gottingen, Math. Phys. K.*, 12, pp. 1-103 (Trad. esp. La evolución postvariscica de la Cordillera cántabro-astúrica. *Publ. Extr. Geol. España*, III, pp. 105-224).
- KEGEL, W (1929).—Das Gotländian in dem Kantabrischen Ketten Nordspanien. *Zeits. Deuts. Geol. Gesell.*, 81, pp. 35-62.
- KNIGHT, J. (1971).—The sequency and the stratigraphy of the Eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *Trab. Geol.*, 3, 193-229.
- (1974).—The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *7 Congr. Int. Str. Geol. Carb., Krefeld, 1971, C. Rend., Band. 3*, pp. 283-316.
- KULLMAN, J. (1961).—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I Stratigraphie. Palatologie der U.O.. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- (1962).—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Abh. Math. K. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6 pp. 1-119.
- (1963).—Die Goniatiten der Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Palaontologie dder U.O. Prolecanitina MILLER & FURNISCH. *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 116 3 pp. 269-324.
- KUYP, A.A. (1969).—Sedimentological studies of the Tertiary along the southern border of the Cantabrian Mountains in the province of León (Spain). *These. Dep. of Geol. Sedim. Geol. Sect. Leiden University.*
- LAUTENSACH, H. y MAYER, E. (1961).—Iberische Meseta und Iberische masse *Zeitschr. Geomorph. N.F.* Bd. 5 H. 3, pp. 161-181.
- LEGUEY, S. y RODRIGUEZ, J. (1969).—Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga I, II y III. *Ann. Edaf. y Agrob.* Tomo 28, nº 7-8, pp. 445-541.
- LOBATO, L. (1975).—La falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica). *Tierras de León*, 20, pp. 13-25.
- LOTZE, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Feotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92.
- (1956).—Das Prakambriums Spaniens. *Neves Jb. Geol. Palaont Mh.*, t.8, pp. 373-380 Stuttgart (trad. por J.M.ª Gómez de Llarena: El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España* nº 60 pp. 227-240. Madrid).
- (1958).—Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Geologie*, año 7, nº 3-6, pp. 727-750, Berlín (trad. por J. M.ª Gómez Llarena: Sobre la estratigrafía del Cámbrico de España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, nº 61, pp. 131-164. Madrid).
- y SDZUY, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. T. I: Stratigraphie. T. II: Trilobiten. *Abh. Math. K. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1961, 6-7-8 pp. 1-411.
- MABESOONE, J.M. (1959).—Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Cuero Bassin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 24, pp. 31-180.

- (1961).—La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de palencia) *Estudios Geológicos*, vol. 17, nº 2, pp. 101-130. (Resumen Tesis Doctoral).
- MALLADA, L. y BUITRAGO, J. (1878).—La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 177-194.
- MANJON RUBIO, M. (1969).—El Terciario de Herrera de Pisuerga. *Tesis de Licenciatura* (Inédito).
- MARCOS, A. (1968 a).—Nota sobre el significado de León Line *Brev. Geol. Ast.* 12, 3, pp. 1-15.
- (1973).—Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geol.* nº 6 pp. 3-113, Oviedo.
- MATTE, Ph. (1967).—Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les series précambrieunes plies internes de l'arc galicien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772.
- MENDEZ BEDIA, I. (1976).—Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.*, 9 pp. 92.
- MENSCHING, H. (1958).—Glacis-Fussflache-Pediment. *Zeit. fur Geomorph.*, 2, 165-186.
- MOHANTI, M. (1972).—The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, Prov. de León, Northwestern Spain: Carbonate facies and Rhynchonellid Palaeontology. *Leidse Geol. Meded.*, 48, pp. 135-205.
- MOORE, L.R., NEVES, R., WAGNER, R.H. & WAGNER-GENTIS C.H.T. (1971).—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, N.W. Spain. *Trabajos de Geología*, 3, pp. 307-363.
- OELE, E. (1964).—Sedimentological aspects of four lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 1-99.
- ORDÓÑEZ, S; LOPEZ AGUADO, F. y GARCIA DEL CURA, A. (1976).—Estudio Geológico de las "Facies rojas" plio-cuaternarias del borde SE de la cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), pp. 215-220.
- ORIQUL, R. (1984).—Las cuencas hulleras castellanas. *Revista Minera*, (C). XII, pp. 113-116.
- PANNEKOEK, A.J. (1970).—The application of graphical methods to the piedemont relief of the Cantabrian Mountains, Spain. *Zeirchr. Geomorph. Suppl.*, 10, pp. 83-103.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).—Problems and discussions on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula), *Geol. Rudschan.* vol. 61, pp. 44-69.
- PASTOR GOMEZ, V. (1963).—Mapa Geológico de España 1:50.000. Hojas y Memorias números 129 (La Robla) y 160 (Benavides). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1969).—Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria número 129 (Riello). *Inst. Geol. Min. Esp.*

- PELLO, J. y PHILIPPOT, A. (1967).—Sur la présence du Llavirín au Puerto Sueve (Zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* fasc. 4, pp. 156-157, 1 fig. París.
- PEREZ ESTAUN, A. (1971).—La ventana tectónica de Villabandín (Anti-forme del Narcea, León). *Brev. Geol. Ast.*, 15, 1, pp. 7-13.
- (1975).—La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa (W. de León, NW de España). Tesis Doctoral Univ. Oviedo. (Inédito).
- PEREZ ESTAUN, A. y MARTINEZ, F.J. (1978).—El Precámbrico del anti-forme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España). *Trad. Geol. Univ. Oviedo*, 10, pp. 367-376.
- PEREZ GARCIA, L.C. (1977).—Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León. España) y prospección. *Tesis doctoral*. Universidad de Oviedo. (Inédito).
- POLL, K. (1963).—Zur stratigraphie des Altpalaozoikums von Belmonte (Asturien/Nordspanien). *N. Jb. Geol. Palant. Abh.*, 117, pp. 235-250. Stuttgart.
- PULGAR, F.J., PEREZ-ESTAUN, A., MARCOS, A. y BASTIDA, F. (1981).—La estructura del Manto de Somiedo. (Inédito). *Fondo Documental del IGME*. Madrid.
- RADIG, F. (1962).—Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord Spanien). *Geol. Rundschau*, 52 pp. 346-357.
- RAYNAL, R. y NONN, H. (1968).—Glacis étagés et formations quaternaires de Galicies orientale et de León: quelques observations et données nouvelles. *Rev. Géomorphol. Dyn.*, 3.
- READING, H.G. (1970).—Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern Flancs of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Ass.*, 81, pp. 1-41.
- REIJERS, T.J.A. (1972).—Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the Embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Ledise Geol. Meded.*, 47, pp. 163-249.
- REUTHER, C.D. (1977).—Das Namur im südlichen kantabrischen Gebirge (Nordspanien) *Clausthaler geologische abhandlungen*, pp. 122.
- RIEMER, W. (1966).—Datos para el conocimiento de la Estratigrafía de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España* nº 81, pp. 7-20.
- SDZUY, K. (1968).—Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol.*, 2, pp. 45-47.
- (1971).—La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I. Congreso Hisp. Lusoamer. de Geol. Económica*, Madrid-Lisboa, 1971, 2, pp. 769-782.
- SEILHACHER, A. (1970).—*Cruziana* stratigraphy of "non fosiilliferous" Palaozoic sandstones. In "Trace fossils", *Geol. J., speciss.* 3, pp. 447-476.
- SITTER, L.U. de (1957).—The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jb. Geol. Palaont. Abh.* 105, 3, pp. 272-284.
- (1961).—Le Precambrien dans la chaîne Cantabrique. *C.R. Somm. Soc. Geol. France* fasc. 9, pp. 253-254.

- (1962).—The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections, scale 1:100.000 *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 225-264.
- SLUITER, W.J. y PANNEKOEK, A.J. (1964).—El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW l'Espagne. *Leidse Geol. Meded.* 30, 141-181.
- STAALDUINEN, C., J. VAN (19 3).—Geology of the area between the Luna and Torio rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 167-205.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1976).—La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, nº8, pp. 5-30.
- TRUYOLS, J., PHILIPPOT, A. y JULIVERT, M. (1974).—Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 1, pp. 23-35.
- TRUYOLS, J., ALVAREZ, F., ARBIZU, M.A., GARCIA-ALCALDE, J.L., GARCIA LOPEZ, S., MARTINEZ CHACON, M.L., MENDEZ FERNANDEZ, I., MENENDEZ, J.R., SANCHEZ DE POSADA, L., SOTO, F., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. y LOBATO, L. (in litt).—Memoria de la Hoja nº 104 (BOÑAR) del Mapa Geológico nacional a escala de 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA). *IGME*.
- VELANDO, F., CASTELLO, R., ORVIZ, F. (1976).—Memoria de la Hoja nº 78 (POLA DE LENA) del mapa Geológico Nacional a escala de 1:50.000, (2.ª serie (MAGNA)). *IGME*.
- VILAS MINONDO, L. (1971).—El Paleozoico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 80, pp. 1-169.
- WAGNER, R.H. (1957).—Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Est. Geológicas*, 13 (35-36) pp. 229-239.
- (1962).—Sur le terrain houiller de Ciñera-Matallana León; Espagne). *C.R. séances Acad. Sci. Paris*, 254, pp. 2393-2395.
- (1965).—A general account of the Palaeozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León) NW Espagne. *Bol. IGME*. 74, pp. 163-331.
- (1964).—Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westfalian D-Stephanian A boundary. *C.R. V Congr. Int. Str. Geol. Carb., Paris*, 1963 2, p. 835-851.
- (1965).—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, pp. 1-169.
- (1970).—An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. *Congr. et Coll. Univ. Liege*, 55, pp. 429-463.
- WAGNER, R.H. y FERNANDEZ GARCIA, L. (1971).—The Lower Carboniferous and Namurian rocks North of La Robla (León). *Trab. Geol.* 4, pp. 507-531.
- WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.F. y RINDING, R.E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trab. Geol.* 4, pp. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C.H.Y. (1963).—Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Notas y Com. IGME.*, 69, pp. 5-23.

- WESTBROEK, P. (1964).—Systématique et importance stratigraphique des Rhynchonelles du Calcaire de Crémenes (Devonien supérieur, province de León, Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 243-252.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968).—Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and paleoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.
- (1971).—The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León), with a note on *Leonardophyllum geonense* sp. nov., by E. DE GROOT. *Trab. Geol.* j, pp. 677-686.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, 5, pp. 1-118.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS. 23 - 28003-MADRID