



IGME

77

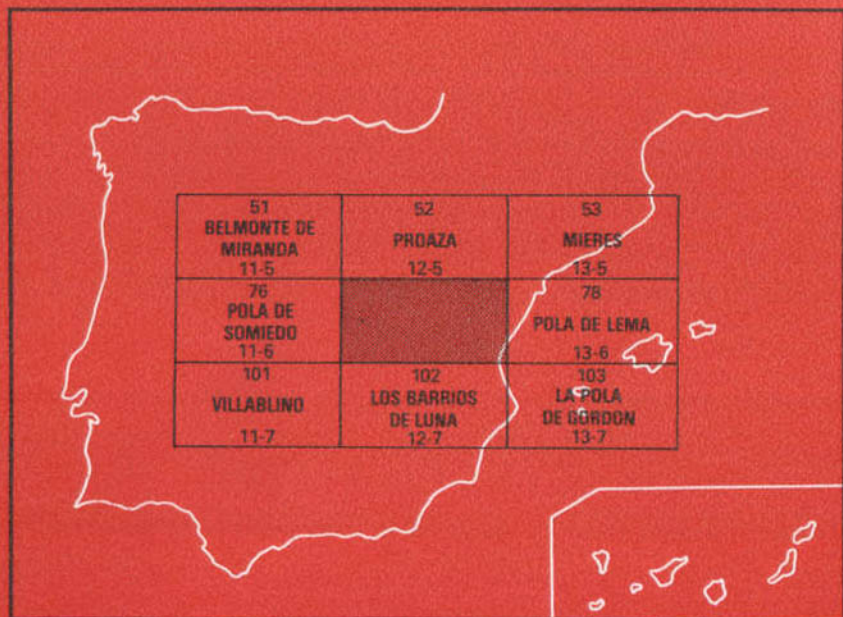
12-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA PLAZA (TEVERGA)

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LA PLAZA (TEVERGA)

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja ha sido realizada por el Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E.

Autores:

Cartografía: A. Marcos, A. Pérez-Estaún, J.A. Pulgar, F. Bastida, J. Aller, J.L. García-Alcalde y L.C. Sánchez de Posada.

Memoria: J. Truyols, M. Arbizu, J.L. García-Alcalde, S. García-López, M.L. Martínez-Chacón, I. Méndez-Bedia, C. Méndez-Fernández, J.R. Menéndez, L.C. Sánchez de Posada, F. Soto, M. Truyols-Massoni y E. Villa, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

A. Marcos, A. Pérez-Estaún, J.A. Pulgar, F. Bastida y J. Aller, del Departamento de Geotectónica de la Universidad de Oviedo.

P. Lorenzo, del Departamento de Geología de la Universidad de León.

Supervisión I.G.M.E.: L.R. Rodríguez Fernández.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-25294-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

INTRODUCCION

*A la memoria de Santiago García Fuente,
geólogo tevergano, autor de la primera edición
de esta misma Hoja.*

Hasta mediados del siglo actual, el territorio acotado en la Hoja «La Plaza», figuraba entre aquéllos más deficientemente conocidos desde el punto de vista geológico, de toda la Cordillera Cantábrica. Por lo que se refiere a la cartografía, si exceptuamos los planos existentes de las zonas objeto de labores mineras, apenas si se disponía de más información que la suministrada por el mapa de ADARO de la región central asturiana (ADARO y JUNQUERA, 1916), que afectaba en parte a esta área, y por un sencillo, pero fundamental, esquema estructural de GOMEZ DE LLARENA (1946). La aparición de la primera edición de esta Hoja (GARCIA FUENTE, 1959), precedida de trabajos cartográficos parciales del mismo autor (GARCIA FUENTE, 1952, 1956), supuso tal progreso en el conocimiento geológico de la zona, que pasó paradójicamente a ser una de las estudiadas con más detalle, de todo el ámbito cantábrico.

Un esfuerzo de este tipo, en una zona agreste y difícil, efectuado en unos años en los que no se disponía todavía del inestimable auxilio de la fotografía aérea, sólo podía ser llevado a feliz término por quien, como GARCIA FUENTE, precisamente natural del país, estuviese familiarizado con los detalles de la geología de estos valles. La cartografía obtenida, basada en las escalas litoestratigráficas de BARROIS y de COMTE, proporciona una información clara de la estructura regional, lo que supone, veinte años más tarde, un difícil reto para los autores de esta segunda edición, que han podido operar naturalmente con más medios de los que disponía GARCIA FUENTE en su tiempo trabajando en solitario.

SITUACION GENERAL

Dentro de la Hoja 13-05 («La Plaza de Teverga»), queda enmarcada un área de la Cordillera Cantábrica que incluye el ángulo SW de la Cuenca Carbonífera central y parte de la denominada Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1965), que la bordea por el oeste y el sur. En ella, aparte los depósitos cuaternarios de superficie, están representados exclusivamente materiales diversos de la serie paleozoica, desde el Cámbrico inferior al Carbonífero superior, bien datados desde el punto de vista paleontológico.

La zona comprendida en la Hoja, posee un relieve muy acusado. Más del 78 por 100 de la superficie de la Hoja está situada por encima de los 1.000 m. de altura sobre el nivel del mar, incluyendo puntos tan elevados como Peña Ubiña (2.417 m.), el pico más alto de la Cordillera al oeste del Macizo de Picos de Europa. El límite provincial entre Asturias y León, sigue dentro de la Hoja la divisoria hidrográfica. Al Sur, los derrames afluyen a los tributarios del Duero a través del Luna, con cursos de escasa pendiente; en el extremo SW, el río de La Cueta constituye el auténtico curso alto del Sil, originado en las estribaciones de Cuetos Albos. Estos valles elevados constituyen las comarcas de la Alta y Baja Babia. En el resto de la Hoja, los cursos que tributan al Caudal, al Nalón y al Narcea, presentan pendientes acusadas y originan frecuentemente valles estrechos al atravesar epigenéticamente áreas de duro roquedo («foces», «escobios»), determinando la existencia de zonas muy agrestes. La disimetría en el relieve es manifiesta, ya que mientras en el borde septentrional los cursos fluviales descienden hasta los 460 m. (San Martín de Teverga), en el meridional no bajan de los 1.270 m. cerca de San Emiliano.

Fisiográficamente las dos vertientes presentan aspecto diferente, debido a la desigual pendiente y a la distinta importancia de la cubierta vegetal. Sin embargo, la densidad de población, es igualmente reducida, lo mismo en la Babia que en los altos valles de Teverga y Quirós. En ambas partes, el medio tradicional de vida está basado en el cultivo de pastos y la ganadería; la minería no ha adquirido localmente un cierto desarrollo sino hasta los tiempos modernos. La red de comunicaciones es escasa, servida por carreteras que discurren por los valles. El eje Teverga-San Emiliano cruza toda la Hoja en sentido N-S y constituye una de las vías ordinarias de penetración a Asturias desde las tierras altas de Castilla a través de Puerto Ventana (1.587 m.). Durante la antigüedad y en realidad hasta el siglo XVII la entrada se efectuaba, no siguiendo el valle sino más al oeste, a lo largo del cordal de la Mesa, por el puerto de este nombre (1.782 m.).

En la fig. 1 están representadas las distintas unidades estructurales que aparecen en el marco de la Hoja. En la parte occidental, el Manto de Somiedo cabalga sobre las Cuencas de San Emiliano y Teverga, que forman parte de otra unidad alóctona más oriental, la de La Sobia, que a su vez cabalga la Cuenca de Quirós. Un importante accidente, la falla de León, desplaza cartográficamente la unidad de La Sobia de su prolongación meridional, la unidad



Figura núm. 1.

de Bodón. Dentro de la Región de Pliegues y Mantos, el Manto de Somiedo pertenece a la unidad más occidental, es decir, la de Somiedo-Correcilla, y La Sobia, a la denominada unidad de La Sobia-Bodón. La Cuenca de Quirós es una subunidad de la Cuenca Carbonífera central.

En las unidades pertenecientes a la Región de Pliegues y Mantos, la sucesión estratigráfica comprende la serie paleozoica bastante completa. En cambio, en la Cuenca de Quirós, que ocupa buena parte de la superficie de la Hoja, los únicos materiales presentes pertenecen al Carbonífero pre-estefaniense.

ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

El escaso conocimiento geológico de la zona anterior a 1950, no supone en ningún caso la carencia de antecedentes bibliográficos sobre la misma. En particular, las explotaciones de carbón de Teverga, Quirós y Puerto Ventana y de hierro en los lagos de Somiedo, han suministrado literatura intermitente desde mediados del siglo pasado. Así hay que citar los trabajos de PAILLETTE y BEZARD (1849), SCHULZ (1858), HEIM (1961), ABELLA y CASARIEGO (1877), MONREAL (1879), etc. Si bien BARROIS, en su gran Memoria (1882), apenas extendió sus observaciones estratigráficas de esta zona, GROSCHE (1911) aplicó la escala de este autor en su estudio local del valle de Saliencia y ADARO y JUNQUERA (1916) hicieron lo propio para toda la región.

La primera imagen geológica de la zona figura en el mapa de SCHULZ (1858), reproducida posteriormente sin apenas modificaciones en las ediciones sucesivas del mapa general de España, y sólo se dan algunas nuevas precisiones en el de ADARO (ADARO y JUNQUERA, 1916), ligeramente modificado más tarde por PATAC (1920).

Cuando apareció la primera edición de esta Hoja (1959), se empezaban a conocer datos estratigráficos y paleontológicos más precisos. Las aportaciones de MADARIAGA (1928) y de RUIZ-FALCO y MADARIAGA (1931-33), sobre flora y de DELEPINE (1943) sobre faunas carboníferas, las de HERNANDEZ SAMPELAYO (1944) y de GOMEZ DE LLARENA (1946-1948) sobre faunas cámbricas y silúricas, especialmente, y las notas estratigráficas de COMTE (1936-39) que, a pesar de estar referidas a zonas situadas inmediatamente al S y SE de la Hoja, tenían directa aplicación a ella, permitieron el establecimiento de una sucesión que cubría prácticamente el ámbito completo de este área.

El trabajo de GARCIA FUENTE (1959), publicado el mismo año que la memoria estratigráfica de COMTE, supone un punto básico de referencia en el conocimiento de la geología de la región. El mapa es muy expresivo desde el punto de vista estructural, y da cuenta también, del mismo modo que el esbozo cartográfico de GOMEZ DE LLARENA (1946), de la existencia de los mantos de corrimiento hercinianos, no figurados todavía en los trabajos anteriormente publicados.

Los últimos veinte años, han sido pródigos en publicaciones que afectan a la zona. Desde el punto de vista de los estudios de Geología regional con aportación cartográfica hay que citar los trabajos de SITTER (1962), JULIVERT *et al.* (1968), MARCOS (1968a), MARTINEZ ALVAREZ *et al.* (1968), VAN DEN BOSCH (1969), etc. Los estudios bioestratigráficos y paleontológicos son muy numerosos, debiéndose citar los de LOTZE y SDZUY (1961), referido al Cámbrico, de BALDWIN (1978) al Ordovícico, de COMTE (1959) y TRUYOLS *et al.* (1974) al Silúrico, de LYS y SERRE (1958), KULLMANN (1962, 1963a, 1963b), BUDINGER y KULLMANN (1964), WAGNER (1959, 1962, 1966), de STOCKMANS y WILLIERE (1965), RACZ (1965), VAN GINKEL (1965), WINKLER PRINS (1968), CACHAN (1978), MARTINEZ CHACON (1979), etc., al Carbonífero. Estudios sedimentológicos son debidos a OELE (1964), ZAMARREÑO (1972), GIETELINK (1973), BOWMAN (1979), y otros.

Para terminar aún deben mencionarse algunas publicaciones referidas a Geomorfología y a Cuaternario: HERNANDEZ-PACHECO (1962), HERNANDEZ-PACHECO *et al.* (1957), STICKEL (1929), VIDAL BOX (1959), NUSSBAUM y GIGAX (1953), JULIVERT (1954), etc.

ESTRATIGRAFIA

Dentro del ámbito de la Hoja, con la salvedad de algunos materiales recientes de edad cuaternaria, existen representados tan solo terrenos paleozoicos. La secuencia estratigráfica es bastante completa, con la excepción del Pérmico que hasta ahora no se ha podido caracterizar. En el conjunto que va del Cámbrico inferior al Carbonífero superior, existe únicamente una importante laguna estratigráfica, generalizada para todo el área, que cubre el lapso correspondiente al Ordovícico medio y superior y al Silúrico más bajo. En el Manto de Somiedo, la serie devónica es, efectivamente, completa salvo quizá alguna pequeña laguna en el Devónico superior. Pero en la unidad de La Sobia falta, generalmente, el Devónico superior y parte del medio, y aún a lo largo de la misma se presentan cambios, ya que en su prolongación meridional, en la zona de Tuiza, se pierden lateralmente los tramos correspondientes al Devónico medio. En la Cuenca central (zona N de Tuiza), la laguna alcanza todo el Devónico medio y superior. La serie carbonífera es prácticamente completa hasta el Westfaliense, que en algunos núcleos sinclinales no llega a aparecer. La discordancia mayor del plegamiento hercínico determina que el Carbonífero más alto (Estefaniense) aparezca en disposición disconforme sobre los materiales más antiguos.

El Cámbrico

Los terrenos más antiguos que figuran en la Hoja son de edad cámbrica. Su existencia en la misma no fue reconocida sino hasta 1943 por HERNANDEZ SAMPELAYO, y ha sido objeto de estudios y descripciones locales por

parte de GOMEZ DE LLARENA (1946), GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948), LOTZE y SDZUY (1961) y ZAMARREÑO (1972). De las tres formaciones sucesivas que integran el Cámbrico de la Cordillera Cantábrica (Herrería, Láncara y Oville) falta la inferior en toda el área de la Hoja, pero las demás están representadas en el frente de los diversos mantos y escamas. GARCIA FUENTE (1959), fue el primero en representar correctamente su distribución cartográfica en dichos frentes, precisamente en la edición anterior de esta misma Hoja.

— Caliza de Láncara (CA_{1,2})

En la serie cámbrica de la Cordillera Cantábrica, la Caliza de Láncara fue establecida como formación por COMTE en 1937 (LOTZE la llamó, en 1961, Caliza de León, pero este nombre no se ha impuesto) para designar a la serie carbonatada que sucede estratigráficamente a la Arenisca de la Herrería, que no está presente en esta Hoja. La parte superior de esta última formación está ocupada por tramos pizarrosos (Capas de Barrios, de LOTZE, 1961), que constituyen el nivel básico de despegue de las escamas y mantos de la Cordillera (véase más adelante). Esta circunstancia determina que en el frente de los cabalgamientos aparezca representada casi siempre la Caliza de Láncara, apoyada, en consecuencia, sobre formaciones más modernas. En la cartografía, la Caliza de Láncara aparece pues, con un trazado que determina el frente cabalgante, lo mismo en la unidad de La Sobia, que en el manto de Somiedo.

Por su posición frontal, la formación no siempre aparece completa, y aún en algunos casos si el frente corta ligeramente en bisel a la serie estratigráfica, puede incluso faltar. Donde la sucesión existe completa o casi, puede observarse constituida de manera característica por dolomías amarillentas en la base y por calizas nodulosas rojas (la llamada «griotte» cámbrica) en la parte superior, alcanzando espesores del orden de los 80 a los 120 m. Examinados al detalle distintos cortes de esta serie carbonatada, se observan variaciones según se trate de secciones de la unidad de La Sobia o del Manto de Somiedo. De la primera de estas unidades, es la sección de Tuiza de Abajo a Riospaso con un miembro inferior formado por dolomías amarillentas, grises o negras, laminadas hacia el techo, que posee un espesor de unos 90 m., y un miembro superior por calizas nodulosas de unos 30 m. (ZAMARREÑO, 1972). Sección parecida es la de Ricabo, con 71 y 12 m., respectivamente. En la unidad de Somiedo-Correcilla, en la parte alta del miembro inferior suelen presentarse birdeseyes en calizas grises (ZAMARREÑO, 1972), pero la mayor parte de secciones incluídas en la Hoja resultan incompletas o son de observación defectuosa. A poca distancia del borde S de la Hoja, dentro ya de la vecina, «Barrios de Luna», la sección de la Majúa, permite observar la presencia de 28 m. de calizas grises con birdeseyes por encima de las dolomías del miembro inferior que presentan localmente un espesor mayor que el ordinario por escamación del frente cabalgante. ZAMARREÑO (1972), diferencia

ambos tipos de secciones con los nombres respectivos de «tipo Arintero» y «tipo Barrios» y les da una interpretación particular.

El medio bajo el cual se depositó el miembro inferior de la formación, debió ser intermareal o supralitoral, por la presencia de dolomías con laminaciones y calizas con birdeseyes. El miembro superior indica, en cambio, condiciones de mayor profundidad, con la presencia de fauna bentónica de Trilobites y Braquiópodos.

La edad de la formación puede establecerse bien, gracias al contenido paleontológico del miembro superior. Aunque dentro del marco de la Hoja los hallazgos paleontológicos de este nivel solamente han proporcionado datos insuficientes (*Nisusia* sp., *Obolus* sp., *Paradoxides* sp.), está claro que han de pertenecer al Cámbrico medio. Hallazgos efectuados fuera de la Hoja permiten establecer mayores precisiones. El miembro inferior corresponde todavía al Cámbrico inferior, posiblemente a su parte más alta, atendiendo al hallazgo en el valle del Esla de *Arqueociatos* del Leniense, por debajo de la caliza nodulosa. En cambio, el miembro superior ha proporcionado sistemáticamente en todas partes formas del Cámbrico medio. El detallado estudio de su contenido en Trilobites, efectuado por SDZUY (1967), ha logrado establecer una secuencia de formas que permiten apreciar un diacronismo en el techo de dicho miembro. Con estos datos, ZAMARREÑO (1972) ha mostrado que en las secciones de tipo Arintero, que aquí corresponderían al frente de la unidad de La Sobia, el techo de la formación se sitúa dentro de los llamados subpisos de *Badulesia* o de *Pardailhanian*, mientras que en las de tipo Barrios, es decir, las del Manto de Somiedo, lo hace dentro del de *Solenopleuropsis*. De este modo, puede afirmarse que en el Manto de Somiedo, la sedimentación de la «griotte» cámbrica concluyó cuando en la de La Sobia se había iniciado ya el depósito de la formación siguiente.

— Pizarras y Areniscas de Oville (CA₂-O₁)

Bajo este nombre, COMTE (1937) describió la formación que se superpone constantemente a la anterior en el frente de las escamas de cabalgamiento de la Zona Cantábrica (Capas de Cerecedo, de LOTZE, 1961).

Se trata de una serie pizarroso-detrítica con espesores que a veces superan los 150 m., que presenta con frecuencia un tránsito gradual a la serie carbonatada de Láncara por medio de margas rojizas y verdosas. A lo largo de la formación, aparecen areniscas pardas alternando con pizarras generalmente verdosas; es característica la presencia constante de glauconita en los tramos detríticos de toda la formación. En la parte superior, predominan ampliamente los bancos de cuarcita que suelen pasar, sin solución de continuidad, a las cuarcitas masivas de la formación siguiente. En algunos puntos, aparecen interstratificadas rocas volcánicas constituyendo sillars de hasta 100 m. de espesor, que pueden considerarse formadas por diabasas olivínicas (doleritas, según COMTE, 1959), que generalmente se presentan muy alteradas. En otros puntos, son rocas piroclásticas en las que predomina la fracción sedimentaria.

En la unidad de La Sobia, la sección de Tuiza de Abajo posee unos 150 m. de espesor, de los cuales los 11 inferiores corresponden a pizarras verdes con nódulos calcáreos, señalados ya por ZAMARREÑO (1972) para dicha unidad. En la de Somiedo, la sucesión está casi totalmente representada por 80 m. de pizarras, con sólo algunos bancos de areniscas o cuarcitas.

El medio de depósito parece corresponder al de una llanura mareal con un régimen de tipo deltaico, por lo menos en algunos puntos, de acuerdo con OELE (1964). En el valle del Luna, más al S de la Hoja (GIETELINK, 1973) se han distinguido en la formación hasta cuatro miembros, que corresponden a secuencias sedimentarias completas.

La serie es fosilífera tan solo en su parte inferior, donde las pizarras basales (pizarras verdes de Oville) suelen poseer una fauna rica en Trilobites, frecuentemente asociada a Hiolites y Carpoideos. Ello permite fijar su edad dentro del Cámbrico medio. Las primeras citas paleontológicas en la zona proceden de HERNANDEZ SAMPELAYO (1944) y de GOMEZ DE LLARENA (1946), y se refieren al Manto de Somiedo (Villanueva de Teverga, Puerto de Ventana, Genestosa, etc.). LOTZE y SDZUY (1961), citan en Genestosa la presencia de *Solenopleuropsis simula* SDZUY, *Paradoxides pradoanus* VERN. y BARR., *P. brachyrhachis* LINN. *Peronopsis fallax* (LINN.), etc. En Puerto Ventana, hemos encontrado una fauna análoga, conteniendo además *Condylopyge* cf. *rex* (BARR.) y *Decacytis hispanica* GISL.; y en Villanueva de Teverga, *Paradoxides* sp., *Solenopleuropsis* sp. y *Condylopyge rex* (BARR.). Esta fauna corresponde, por tanto, al subpiso de *Solenopleuropsis*, de acuerdo con la zonación establecida por SDZUY (1967). Si atendemos a las conclusiones formuladas por ZAMARREÑO (1972), las secciones de la unidad de La Sobia deberían en cambio encontrarse, por lo menos en parte, dentro de los subpisos de *Badulesia* o de *Pardailhania*; desgraciadamente no hemos podido efectuar en las secciones que corresponden a esta unidad hallazgos paleontológicos que sean significativos a este respecto.

El resto de la formación no ha proporcionado, hasta ahora, restos faunísticos en ningún punto de la Cordillera Cantábrica salvo algunos icnofósiles aislados, citados fuera del ámbito de la Hoja. Dado que la formación siguiente: la Cuarcita de Barrios, posee edad ordovícica, parecería lógico admitir que en la Formación Oville estuviese representado además del Cámbrico medio, todo el Cámbrico superior. Sin embargo, un estudio icnostratigráfico comparativo efectuado por BALDWIN (1978), parece mostrar que el Cámbrico superior apenas si está representado en varias de las secciones examinadas en toda la Zona Cantábrica; la presencia de *Cruziana barbata* SEIL., en los tramos altos de la formación así lo hace pensar. De ser así, habría que atribuir prácticamente toda la formación al Cámbrico medio, con solo algunos tramos de la parte alta para el Cámbrico superior. El tipo de sedimentación, que presenta frecuentes hiatos (GIETELINK, 1973) podría permitir la explicación del fenómeno.

EL ORDOVICICO

La existencia de terrenos de edad ordovícica («Silúrico inferior» de los autores españoles anteriores a 1960) en la Cordillera Cantábrica, es conocida de antiguo (PRADO, 1857; SCHULZ, 1858), si bien no en toda su verdadera extensión. En el mapa de SCHULZ (1858), los terrenos ordovícicos situados dentro del marco de esta Hoja figuraban como de edad devónica. MONREAL (1879), mencionó su presencia en zonas vecinas, pero no es sino hasta ADARO y JUNQUERA (1916) en que el Ordovícico aparece correctamente delimitado en la cartografía geológica de este área.

En casi toda la Zona Cantábrica, el Ordovícico se presenta en sucesión incompleta, reducido a una formación única, la Cuarcita de Barrios. Una importante laguna estratigráfica abarca todo el Ordovícico medio y superior y aún la base del Silúrico.

— Cuarcita de Barrios (O)

Creada por COMTE en 1937 (Capas de Boñar, de LOTZE, 1961), esta formación está muy bien definida desde el punto de vista litológico ya que consta de una masa compacta de grandes bancos de cuarcita, que destacan en el relieve por formar crestones importantes; su potencia oscila entre 250 y 450 m. Por su misma naturaleza, no siempre es fácil separarla de la formación precedente (cuya parte superior es también cuarcítica), por lo menos a nivel de afloramiento. De todos modos, en la Formación Oville, los bancos cuarcíticos son más delgados aunque existe tránsito gradual con la Cuarcita de Barrios. La formación se corresponde con la Cuarcita armoricana, nombre clásicamente utilizado por los geólogos españoles que han trabajado sobre el macizo herciniano.

Los materiales que integran esta formación son ortocuarcitas masivas de tonos claros o rosados en fractura, y de una coloración gris sombría en los afloramientos por meteorización; localmente, se presentan tramos de conglomerados. En algunas secciones existen intercalaciones pizarrosas de color verdoso, siempre de reducido espesor. Como sección representativa de esta formación puede tomarse la de Tuiza de Abajo, en la unidad de La Sobia-Bodón, que alcanza los 340 m. de espesor.

El régimen sedimentario es el mismo de las Pizarras y Areniscas de Oville, propio de un medio deltaico (OELE, 1964); pese a la relativa uniformidad litológica del conjunto, GIETELINK (1973) llega a distinguir varios miembros en algunas secciones situadas fuera del ámbito de esta Hoja, y como culminación de una fase regresiva, sedimentos de tipo fluvial y algunos hiatos con ausencia de depósito de materiales.

Los únicos restos paleontológicos presentes son icnos, entre los cuales se han citado en distintos puntos, *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Rusophycus*, *Skolithos*, etc. La presencia más o menos constante de *Cruziana rugosa* ORB. y de *C. goldfussi* (ROUAULT), indica la existencia del Arenig, edad que ge-

neralmente se atribuye a toda la formación. Pero en la parte inferior de la misma y en algunos puntos fuera de la Hoja, se han localizado (BALDWIN, 1978) formas como *C. semiplicata* SALTER, que indicaría además la existencia del Tremadoc. Para la sección de Barrios de Luna, en la Hoja situada al S de la de «La Plaza», parece que la mayor parte de la Formación hay que atribuirle al Tremadoc, pero en otros puntos, el hallazgo de *C. goldfussi* (ROUAULT), del Arenig, en niveles bajos hace pensar en un diacronismo del muro o en la existencia de hiatos en el régimen sedimentario. En la sección de Tuiza de Abajo, dentro de la unidad de La Sobia, la presencia de *C. furcifera* ORB., en la mitad superior de la formación, no aporta ningún dato nuevo, ya que dicha pista es común a Tremadoc y a Arenig. Pero su presencia asociada a *C. goldfussi* (ROUAULT) en la sección de Genetosa, sí permite asegurar la edad Arenig para un nivel situado a la mitad de la formación.

EL SILURICO

El Silúrico («Silúrico superior» de los autores españoles anteriores a 1960) no fue correctamente identificado en esta zona, sino hasta mediados del siglo actual (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1944; GOMEZ DE LLARENA, 1948; GARCIA FUENTE, 1959; COMTE, 1959).

Como para gran parte de la Zona Cantábrica, el Silúrico se presenta bastante completo. No obstante, faltan los tramos más bajos del mismo que, al igual que todo el Ordovícico medio y superior, entra a formar parte de la laguna estratigráfica mencionada anteriormente. De manera constante el Silúrico cantábrico está representado por dos formaciones sucesivas: las Pizarras de Formigoso y las Areniscas de Furada-San Pedro, si bien debe señalarse que la parte superior de esta última posee ya edad devónica.

— Pizarras de Formigoso (S ^{A-B}₁₂₋₁₁)

Las Pizarras de Formigoso (COMTE, 1937), constituyen una formación bien definida desde el punto de vista litológico, formada por pizarras muy oscuras y delgados bancos de areniscas, que originan sobre el terreno zonas deprimidas en contraste con los materiales precedentes. Entre la Cuarcita de Barrios y las Pizarras de Formigoso, existe una laguna estratigráfica importante que no se traduce por la presencia de una discordancia angular; el contacto entre las dos formaciones es paraconforme. El espesor de las Pizarras de Formigoso se mantiene bastante constante en sus distintas secciones y no suele superar los 120 m.

Frecuentemente, pueden distinguirse en la formación dos miembros distintos. El inferior está constituido por pizarras muy oscuras o incluso negras, que contienen Graptolites y microplancton en abundancia, junto a otras formas pelágicas menos frecuentes, particularmente en las capas basales. KEGEL (1929) las denominó Pizarras del Bernesga. El miembro superior está

constituido por pizarras más compactas, que alternan con bancos de arenisca de grano fino, ricas en pistas sedimentarias y pobres en fósiles. Son las Capas de Villasimpliz, de KEGEL (1929). Ambos miembros suelen tener espesor parecido y su separación es probablemente diacrónica, aunque el paso es gradual y no se ha establecido con seguridad la edad de las correspondientes capas de tránsito.

El medio sedimentario supone una ruptura total con el existente para las formaciones precedentes. Se trata aquí de una sedimentación pelágica, en un medio poco agitado y no demasiado alejado del litoral. La parte superior de la formación, por el significativo aumento en materiales detríticos, supone ya un paso insensible a la siguiente.

La abundante fauna de Graptolites, presente en los tramos bajos de las Pizarras del Bernesga, permite precisar bien la edad de las mismas. Todas las formas encontradas indican edad Llandovery, tanto las citadas por los autores precedentes (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1944, en Puerto Ventana: COMTE, 1959, en Tuiza de Abajo; TRUYOLS *et al.* 1974, en Puerto Ventana, Peña de Azmón, Genestosa y Tuiza de Abajo), como las localizadas por nosotros en el curso de este trabajo (Villamarcel, Ricabo, La Ferreirúa, Genestosa, Tuiza de Abajo, etc.). Así por ej., en Genestosa se han encontrado *Monograptus concinnus* LAPW., *M. gregarius* LAPW., *M. jaculum* LAPW., *M. variabilis* PERNER y *Pseudoplegmato-graptus obesus* (LAPW.); en Puerto Ventana, *M. circularis* E. y W., *M. cf. concinnus* LAPW., *M. convolutus* HIS., *M. lobiferus* M'COY, *M. sedgwicki* PORTL., *Petalograptus altissimus* E. y W.; en Tuiza de Abajo, *M. concinnus* LAPW., *M. jaculum* LAPW., *M. regularis* TORNO., *M. runcinatus* LAPW., *M. tenuis* PORTL., *M. variabilis* PERNER, *Rastrites fugax* BARR. Este material pertenece esencialmente a las zonas 20 y 21 de la escala de ELLES y WOOD (zonas de *-convolutus* y *-sedgwicki*), si bien existen también representantes de la 19 (*-gregarius*), de la 22 (*-turriculatus*) y aún de la 23, aunque ello es más excepcional. En una misma muestra, pueden encontrarse ejemplares pertenecientes a varias de estas zonas. El hecho es de carácter general para toda la Zona Cantábrica y ha sido citado por TRUYOLS *et al.* (1974). Se puede afirmar, por tanto, que el depósito de las capas basales del miembro inferior: Pizarras del Bernesga, tuvo lugar durante el lapso temporal que abarca la parte más alta del Llandovery inferior y la más baja del Llandovery superior (es decir, los pisos galeses, Idwiense y Froniense). La laguna estratigráfica ordovícico-silúrica abarca pues el Ordovícico medio-superior y el piso más bajo del Llandovery (Rhuddaniense).

Por lo que se refiere a la parte más alta de las Pizarras del Bernesga, no se han podido encontrar restos que permitan dar datos concretos. Por lo que sabemos del resto de la Zona Cantábrica, en ningún caso se sobrepasa la zona de *-crispus*, todavía dentro del Llandovery.

Tampoco poseemos información local de edad sobre el miembro superior: las Capas de Villasimpliz. Hallazgos de *Monograptus cf. vomerinus* NICH., en el valle del Luna y de *M. priodon* BRONN, en el del Bernesga (TRUYOLS *et*

al. 1974), fuera de la Hoja, pero en zonas no alejadas, indican edad Wenlock inferior. Probablemente deba referirse una edad Llandovery terminal-Wenlock inferior para el conjunto de las Capas de Villasimpliz.

En definitiva, el conjunto de las Pizarras de Formigoso comprende pues, desde la parte más alta del Llandovery inferior al Wenlock inferior sin mayores precisiones.

— Areniscas de Furada-San Pedro ($S_{12}^B - D_{11}^1$)

Con el nombre de Areniscas de Furada, BARROIS (1882) estableció una formación en la costa asturiana, que consideró como formando parte de la sucesión devónica. Análogamente COMTE (1936a) dio el nombre de Areniscas de San Pedro a la formación que, en la vertiente leonesa, seguía a las Pizarras de Formigoso. El propio COMTE (1959) observó la correspondencia de ambas, que con frecuencia han sido consideradas como una sola, reuniendo los dos nombres (TRUYOLS *et al.* 1974). Existe, en efecto, en la cartografía geológica regional una única formación, que no justifica dos denominaciones.

Las Areniscas de Furada-San Pedro se superponen, sin solución de continuidad, a las Pizarras de Formigoso. El tránsito es gradual por progresivo enriquecimiento en areniscas del miembro superior de estas últimas. En conjunto, la formación está constituida por gruesos bancos de areniscas rojas y pardas, aunque es la tonalidad roja la que domina en el conjunto, a causa de la presencia de minerales ferruginosos y algún nivel de hierro oolítico, especialmente en la parte baja. En algunos puntos existen tramos con cierta participación volcánica. El vulcanismo sería de carácter subaéreo, según EVERS (1967). Con frecuencia hay niveles pizarrosos que, a veces, pueden tener un espesor apreciable. La potencia de la formación oscila entre 80 y 150 m. La sección de Villamarcel, en el frente de La Sobia, puede ser representativa. La participación volcánica se manifiesta especialmente en el tercio inferior de la sucesión, que alcanza aquí unos 130 m. de espesor. Las pizarras, de colores verdosos, rojizos y hasta negros, ofrecen mayor desarrollo en la parte alta, con intercalaciones de bastante grosor.

El medio de sedimentación de estos materiales, es el propio de una plataforma litoral. Se trata de un depósito en aguas agitadas, especialmente por lo que se refiere a la parte inferior de la formación; en la parte alta, en cambio, el ambiente debe corresponder a una zona más restringida con aguas tranquilas.

La fauna de esta formación es escasa, limitada en algunos puntos a la presencia de icnofósiles. Se ha señalado, por ej., la existencia de *Planolites* sp., *Bifungites* sp.; *Diplichnites* sp., *Zoophycos* sp., etc., en la sección de Genestosa. Pero en las capas pizarrosas se han encontrado, en ocasiones, Graptolites, Braquiópodos, Bivalvos y Trilobites (COMTE, 1959; POLL, 1963; TRUYOLS *et al.*, 1974) y un elevado contenido en palinomorfos (CRAMER, 1964a, 1964b, 1966a, 1966b; CRAMER y DIEZ, 1978; RODRIGUEZ, 1978).

Gracias a estos restos se ha podido documentar bastante bien la edad de la formación, aunque gran parte de ellos procedan de otras zonas de la Cordillera. La mayor parte de la formación ha proporcionado fósiles de edad silúrica. En la zona de Belmonte, por ej., fueron citados Graptolites del Ludlow (POLL, 1963) y dentro de esta Hoja hemos localizado la presencia de *Ancillotoechia* cf. *nucula* SOW. en la parte baja de la sección de Villamarcel, que indicaría esta misma edad. Pero, en cambio, la parte alta de la formación ha proporcionado en diversas localidades (COMTE, 1959; TRUYOLS *et al.* 1974), Braquiópodos y Trilobites de edad devónica (Gediniense inferior). Así pues, las Areniscas de Furada-San Pedro supondrían una formación de tránsito silúrico-devónica, aunque en su mayor parte correspondería al Silúrico. A las mismas consecuencias se ha llegado con el estudio de palinomorfos (Quitinozoos, Acritarcos, mioesporas), ya que han podido ser identificadas asociaciones locales que van del Wenlock medio al Gediniense inferior. CRAMER, por ej., ha conseguido diferenciar de este modo un Wenlock superior con *Cyathochitina campanulaeformis* EIS., un Ludlow inferior con *Cyathochitina dispar* BEN. y TAUG. y *C. elenitas* CRAMER, y un Ludlow superior con *Leiofusa estrecha* CRAMER y *Neoveryhachium carminae* CRAMER, además de tramos con elementos gedinienses (CRAMER, 1966a, 1977; CRAMER Y DIEZ, 1978; RODRIGUEZ, 1978). La sección de Torrestío, en el Manto de Somiedo, es representativa a este respecto por el material proporcionado. Seguramente techo y muro de las Areniscas de Furada-San Pedro son dia-crónicos.

EL DEVONICO

Conocido desde antiguo el Devónico en la Cordillera Cantábrica, gracias a los estudios paleontológicos de VERNEUIL que han llegado a ser clásicos a nivel mundial (PAILLETTE, VERNEUIL y ARCHIAC, 1846; PRADO y VERNEUIL, 1850), su presencia en el ámbito de la Hoja no fue bien establecido, sino hasta bien entrado el siglo actual, a pesar de figurar ya claramente en el mapa de SCHULZ (1858). Los primeros datos estratigráfico-paleontológicos de la zona se deben a GROSCH (1911) y a ADARO y JUNQUERA (1916), y de treinta años más tarde son los de GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) primero, y los de GARCIA FUENTE (1952, 1956, 1959) después.

El Devónico de este sector, está muy bien representado y con un elevado contenido paleontológico, que permite la identificación de todos sus pisos y sus más finas subdivisiones. La sucesión es prácticamente continua y está representada por diversas formaciones, para cuya denominación pueden seguirse los términos de las escalas de BARROIS (1882) o de COMTE (1936a, 1959). Aunque la mayor parte del territorio de la Hoja pertenece a la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica, donde suele emplearse la nomenclatura de formaciones de BARROIS, la realidad litoestratigráfica de la zona

muestra que ésta es realmente un área de tránsito, en la que algunas formaciones se ajustan más al modelo de BARROIS y otras al de COMTE. Por ello en cada caso se utilizarán aquellos términos que más concuerden con la naturaleza de las distintas formaciones. De abajo a arriba, pueden reconocerse pues, el Grupo de La Vid, las Calizas de Moniello-Santa Lucía, las Pizarras de Huergas (o Areniscas del Naranco), las Calizas de Portilla, y las Areniscas del Devónico superior. Este último término (utilizado ya en JULIVERT *et al.* 1968), resulta cómodo cuando en el conjunto así denominado no pueden deslindarse las tres formaciones de COMTE: Areniscas de Nocedo, Pizarras de Fuego y Areniscas de la Ermita. En la sucesión devónica hay que añadir además, como ya se indicó anteriormente, las Areniscas de Furada-San Pedro, cuyos 50 m. superiores han proporcionado habitualmente elementos faunísticos (y palinoflora) del Devónico más bajo.

En el Manto de Somiedo, la sucesión devónica es completa, pero no sucede lo mismo en la unidad de La Sobia, donde falta prácticamente todo el Devónico superior y parte del medio. El hecho no es exclusivo del área de la Hoja, sino que se trata de un fenómeno generalizado que atestigua la existencia de una historia paleogeográfica diferente para cada una de las dos unidades.

— **Grupo de La Vid** (D ¹⁻²₁₁₋₁₂ , D ²⁻¹₁₂₋₁₃ , D ¹⁻³₁₃ , D ¹⁻³₁₁₋₁₃)

Bajo el nombre de Pizarras y Calizas de La Vid o Complejo de La Vid, COMTE (1936b, 1959), describió la Unidad que sigue a las areniscas anteriores por cambio gradual en su litología y que contrasta con ellas por su tono pardo claro dominante. Su mitad, inferior aproximadamente, es de naturaleza carbonatada (dolomías, calizas); la otra mitad es de naturaleza predominantemente terrígena, si bien en la parte alta existen tramos claros bioclásticos de menor espesor. En algunas secciones los aportes carbonatados de la parte alta, adquieren mayor importancia, como sucede en general en las de esta Hoja. La potencia del Grupo varía en general entre 200 y 300 m. En la sección de Villamarcel, de esta zona, alcanza excepcionalmente más de 500 m.

De manera bastante constante, el Grupo (GARCIA-ALCALDE *et al.*, 1979) de La Vid, es de naturaleza dolomítica en su parte inferior, con dolomías arenosas en grandes bancos, seguidas de una alternancia de dolomías y margas. A continuación, se presentan calizas grises, y más arriba calizas y pizarras negras. A partir de este momento suele cambiar el régimen sedimentario: la serie pasa a ser terrígena, con presencia de pizarras pardas muy fisibles, que en su parte alta alternan con delgados bancos calcáreos ricos en fauna. El extremo superior de la serie suele estar representado por calizas encriniticas grises o rojas, alternando con pizarras pardas o rojizas. En definitiva, estos materiales pueden agruparse en cuatro conjuntos, que GARCIA-ALCALDE *et al.* (1979) han llamado unidades 1, 2, 3 y 4, y que vienen a coincidir con los miembros establecidos en otra área por VILAS MINONDO (1971): las Dolomías de Felmín, las Calizas de La Vid, las Pizarras de Valpor-

quero y las Calizas superiores. Sin embargo, por cuestiones de representación cartográfica, en la Hoja no se han distinguido más que tres partes en el Manto de Somiedo, no diferenciándose los dos términos superiores, mientras que en las restantes unidades todo el Grupo de La Vid, se ha representado como un solo término.

Las distintas secciones de la Hoja presentan caracteres litológicos en su parte inferior, bien asimilables a los del estratotipo del Grupo de La Vid, con dolomías y calizas, que forman un conjunto de unos 200 m. en las secciones de Villamarcel (unidad de La Sobia) y de Endriga (Manto de Somiedo), y de algo más de 100 m. en la del Puerto de la Cubilla (unidad de La Sobia). Pero la parte superior de la formación, posee aquí mucha más riqueza en contenido calcáreo que la mayor parte de las secciones típicas de la misma, por lo que su semejanza con la parte alta del Complejo o Grupo de Rañeces de la costa asturiana (BARROIS, 1882) es bastante acusado, hasta el punto de que la unidad 3 (las pizarras pardas fisibles) apenas si conserva su característica individualidad.

Los tramos inferiores de la serie, corresponden a sedimentos depositados en un medio litoral o supralitoral. El medio se hace sublitoral en el resto de la sucesión. Las pizarras corresponden a una sedimentación en aguas pobres en oxígeno, propias de un medio restringido. En cambio, los tramos finales con calizas encriníticas debieron depositarse en un medio de energía relativamente elevada.

Si los tramos dolomíticos y las pizarras astillosas apenas si presentan contenido paleontológico apreciable, los restos fósiles suelen abundar en cambio en los demás tramos, donde se encuentran Braquiópodos, Briozoos, Rugosos, Tabulados, Crinoideos, Trilobites, etc. Diversos niveles han proporcionado, además, Conodontos y palinomorfos. Todo ello permite el establecimiento de una detección bastante segura de los distintos tramos del Grupo. Por lo que se refiere a las capas más bajas, aunque no presentan restos faunísticos hay que considerarlas como del Gedinense, probablemente Gedinense superior, por estar en continuidad con las Areniscas de Furada-San Pedro. Las faunas más bajas se encuentran en el término calcáreo que, en su base, presenta (Puerto de La Cubilla): *Acrospirifer primaevus* (STEIN.), *Athyris undata* (DEFR.), *Platyorthis cf. circularis* (DREV.), etc., que indican el Siegenense superior. En otros puntos, las faunas más antiguas son ya de edad emsiense a pesar de encontrarse en la misma base de las calizas, probablemente por diacronismo entre ambos términos. Así sucedió en el propio estratotipo de La Vid y en las secciones de Endriga y Villamarcel, dentro de la Hoja, con *Uncinulus cf. tenuistriatus* SCHUM., *Acrospirifer fallax* (GIEB.), *Hysterolites latestriatus* (MAURER), *Vandercammenina trigeri* (VERN.), *Schizophoria provulvaria* (MAURER), etc.

El resto del Grupo posee clara edad emsiense. En la parte más alta del término calcáreo y en las pizarras interestratificadas de las diversas secciones de la Hoja, hemos encontrado *Arduspirifer arduennensis* (SCHNUR), *Euryspirifer pellicoi* (VERN. y ARCH.) *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTH.),

Leptostrophliella explanata (SOW.), *Leptaenopyxis* cf. *kerfornei* RACHB. *Arbizustrophia diaphragmata* G. ALC., *Meganteris archiaci* (VERN.) XANA (?), *oehlerti* (DREV.), *Anathyris ferronesensis* (VERN.), *A. ezquerrai* (VERN.), *Fistulipora maculosa* (HALL), *Barrandeophyllum* cf. *cantabricum* KULLM., *Adradosia barroisi* BIR. y SOTO, *Synaptophyllum multiseptatum* SOTO, *Pleurodictyum problematicum* (GOLD.) etc. Esta fauna indica diferentes momentos del Emsiense. Por último, la fauna de los tramos encriníticos finales y pizarras asociadas, con *Anathyris ezquerrai* (VERN.), *Triathyris mucronata* (VERN.), *Triblyocrinus flatheanus* GEIN., etc., corresponden netamente al Emsiense superior.

En definitiva pues, en el conjunto del Grupo de la Vid están representados el Gediense superior, el Siegeniense y el Emsiense. Pese a que las investigaciones palinológicas realizadas por DIEZ y CRAMER (1978) parecen dar a entender que los tramos más altos de la formación (en secciones fuera de la Hoja) poseen ya asociaciones del Devónico medio, teniendo en cuenta que las capas más bajas de la formación que sigue, las Calizas de Moniello-Santa Lucía, poseen en todas sus secciones una macrofauna de edad todavía Emsiense superior, esa opinión requiere una confrontación crítica con la información suministrada por los restantes grupos paleontológicos.

No existen pruebas de que el techo del Grupo sea diacrónico.

— Calizas de Moniello-Santa Lucía (D³⁻¹)

A la formación anterior, sigue una serie de calizas grises que pueden reconocerse bien en toda la Región de Pliegues y Mantos, que fueron denominadas Calizas de Moniello en la costa asturiana por BARROIS (1882) y, mucho más tarde, Calizas de Santa Lucía en el valle del Bernesga por COMTE (1959). Se trata de una formación de carácter arrecifal, constituida por caliza gris clara bastante compacta, con tramos dolomíticos y otros margosos, que presenta cambios laterales y distintos espesores en las diferentes unidades. En la de La Sobía, dentro del marco de la Hoja, no alcanza los 200 m. mientras se acerca, en cambio, a los 300 en el Manto de Somiedo.

Su aspecto y composición es distinta según los puntos. En varias secciones de la unidad de La Sobía, como Villamarcel y Puerto de la Cubilla (aunque ésta es incompleta), dominan los niveles con birdeseyes y localmente se presentan laminaciones y hasta mudcracks. En cambio en otros puntos, como en las secciones del Manto de Somiedo, los birdeseyes prácticamente no se presentan o están acantonados en la parte media, mientras los tramos restantes poseen una cierta riqueza en fauna bentónica. Estas diferencias son debidas a la posición de cada una de las secciones respecto del borde de la cuenca, y en áreas fuera de la Hoja se presentan además sucesiones de carácter intermedio. DE COO *et al.* (1971) diferenciaron para esta formación tres facies en la vertiente S. de la Cordillera (facies de birdeseyes, facies packstone, facies grainstone) que se corresponden con los tipos de sucesiones indicadas. Las tres facies coinciden, asimismo, con los tipos establecidos por

MENDEZ-BEDIA (1976) en la vertiente septentrional (en los que se tiene en cuenta además la evolución temporal de la sedimentación en cada sección) y poseen disposición aproximadamente concéntrica respecto al arco en cuyo interior debería situarse el área emergida. Así pues, las secciones de la unidad de La Sobia corresponden al que MENDEZ-BEDIA (1976) denomina «tipo Las Ventas» (facies de birdeseyes, de DE COO *et al.*, 1971) y las del Manto de Somiedo (Endriga, La Cueta) al «tipo Moniello» (facies packstone, de DE COO *et al.*, 1971).

El tipo que pertenece a un medio más interno, es visible en el corte de Villamarcel, que posee un miembro inferior con calizas dolomíticas y dolomías de 35 m. de espesor, un miembro medio con pizarras y margas alternantes, de 88 m., y un miembro superior de calizas grises, asimismo con birdeseyes, de 65 m. Este mismo carácter posee el corte de Puerto de La Cubilla, aunque probablemente es incompleto. El tipo perteneciente al medio más externo está representado por el corte de Endriga, con 65 m. de calizas grises masivas, 65 m. de calizas tableadas y nodulosas y 160 m. de calizas encriníticas. El primer tipo representa, probablemente, una sedimentación en la zona lagunar del arrecife, y el segundo, en una zona de mar abierto sometida a fuerte oleaje y a la acción de las corrientes marinas.

La edad de la formación, por lo que se refiere al corte de Endriga, puede ser bien establecida a partir del abundante material paleontológico que alberga. La base presenta asociaciones con *Glossinulus mimicus* (BARR.), *Zdimir hercynicus* (HALF.), *Telaeshaleria subtetragona* (ROEMER), *Synaptophyllum multiseptatum* (SOTO) etc., del Emsiense superior, edad que también ha sido fijada para estos niveles en otras áreas de la Cordillera. Asociaciones del Emsiense más alto se encuentran también en el miembro medio y en parte del miembro superior. Sin embargo, en el tercio final de la formación aparecen ya faunas típicas del Eifeliense, con *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER), *Alatiformia variabilis* (BIERN.), *Schizophoria interstitialis* BIERN., *Luanquella cantabriensis* G. ALC. y RACHB., *Anathyris alejensis* COMTE, *Ucninulus orbignyanus* (VERN. y ARCH.), *Oligoptycherhynchus hexatoma* (SCHNUR), *Mesophyllum macrocystis* (SCHLOTH.), *Hapsiphyllum cf. subguillieri* (KULLM.), etc. La sección del Puerto de La Cubilla, por su parte, contiene en sus tramos más altos *Icriodus retrodepressus* BULT., que indica también la base del Eifeliense.

En definitiva, las Calizas de Moniello-Santa Lucía, como para todo el ámbito cantábrico, se desarrollan aquí en el Emsiense superior y parte baja del Eifeliense. Su techo es normalmente diacrónico.

— Areniscas del Naranco-Pizarras de Huergas (D¹⁻²₂₁₋₂₂)

Encima de la formación carbonatada anterior se dispone una sucesión silicoclástica, que representa un importante cambio en el régimen sedimentario. La formación es predominantemente terrígena y detrítica, constituida por bancos de areniscas amarillentas o rojizas alternando con pizarras verdosas o

negras generalmente provistas de nódulos. En la vertiente leonesa, la forma-COMTE (1936) como Pizarras y Areniscas de Hurgas. Pero más al N., se calaciones pizarrosas constituyendo el modelo de la Arenisca de *Gosseletia*, de presenta como una sucesión de areniscas pardas o rojizas, con algunas intercalaciones pizarrosas contituyendo el modelo de la Arenisca de *Gosseletia* de BARROIS (1882) o Arenisca del Naranco con que habitualmente se la conoce (ADARO y JUNQUERA, 1916; DELEPINE, 1928). Por ser la de la Hoja una zona de transición entre ambos dominios, participa de las características de los dos: en la parte baja predominan las areniscas, mientras que en la alta el predominio es de las pizarras. Hay que destacar, además, la existencia de calizas en la parte inferior de la serie, interestratificadas con areniscas. La presencia de estos tramos calcáreos muy cerca del techo de las Calizas de Moniello-Santa Lucía puede determinar imprecisiones en el momento de tomar una decisión sobre la colocación del límite entre formaciones; nosotros hemos adoptado el criterio de establecerlo a partir de la aparición de los primeros niveles silicoclásticos, que es de carácter netamente diacrónico en el ámbito de la Hoja.

En la unidad de La Sobia existe un moderado espesor de areniscas de esta formación, de la que falta seguramente la mitad superior. En su prolongación meridional, en la zona de Tuiza y Puerto de La Cubilla, falta totalmente. En el Manto de Somiedo está bien representado, con predominio de las areniscas en la mitad inferior y de las pizarras en la parte alta; sin embargo, en el Sinclinal de La Cueta situado en el extremo SW de la Hoja, dominan ampliamente las pizarras, por lo que la formación adquiere ya el aspecto típico de las Pizarras de Hurgas. De todos modos, en ambos casos se mantiene la existencia de niveles carbonatados en la parte baja.

La sección representativa se sitúa al W de Torrestío, cerca del lago de Calabazosa, con 440 m. de espesor. En los 100 m. inferiores se encuentran calizas rojas y grises interestratificadas con areniscas amarillentas, y descansando sobre 15 m. de arenisca basal. A estos tramos siguen 180 m. en los que las areniscas amarillentas y rojizas predominan sobre las pizarras y 160 en los que las pizarras verdosas constituyen el elemento dominante. En la sección de La Cueta, de 350 m. de espesor, los niveles con predominio calcáreo ocupan los 80 m. inferiores.

El medio bajo el cual se sedimentaron estos materiales, corresponde a un área no demasiado alejada de la costa, sometida a una cierta inestabilidad, que determinaba aportes detríticos del continente, alternando con etapas de mayor tranquilidad, con aguas quietas y seguramente poco oxigenadas.

La fauna es relativamente poco abundante, pero permite establecer una datación para toda la formación. En las capas calcáreas de la parte inferior, la fauna es comparable a la de la parte alta de la formación precedente, con *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEM.) y *Oligoptycherhynchus hexatoma* (SCHNUR), indicadores del Eifeliense. En las areniscas interestratificadas con las pizarras de la parte alta, se presenta una fauna todavía eifeliense, con *Mucrospirifer thedfordensis* (SHIM. y GRAB.), *Alcaldops alcaldei* ARB., *An-*

gustiphyllum cuneiformis ALT., etc., y algo más arriba, la presencia de *Devo-nochonetes* cf. *kerfornei* (REN.) y *Procteria granulifera* (BARR.) indicaría ya la proximidad del límite con el Givetiense. Efectivamente, unos metros más arriba, la fauna es ya givetiense, con *Eleutherokomma diluvianoides* BIERN., *Megastrophia praviata* G.ALC., *Crassicyclus densiseptatus* SOTO, etc. El límite Eifeliense-Givetiense discurre, pues, por el interior de la formación, como ya indicaba COMTE (1959) y han comprobado GARCIA-ALCALDE y ARBIZU (1976) en el valle del Bernesga. En la sección de Torrestío, los tramos givetienses ocuparían los 100 m. finales de la serie; en la de La Cueta solamente los últimos 50.

— **Caliza de Portilla** (D ²⁻¹ ₂₂₋₃₁)

La Caliza de Portilla (COMTE 1936c), es una formación de naturaleza carbonatada, constituida en su mayor parte por calizas arrecifales depositadas a continuación de la serie silicoclástica de las Pizarras de Huergas o Areniscas del Naranco. Ordinariamente, la formación posee un espesor reducido, comprendido entre 60 y 200 m., aunque excepcionalmente puede ser mayor. Dentro de la Hoja, aparece solamente en el manto de Somiedo; en el Sinclinal de los lagos de Saliencia su espesor es de 190 m. (Torrestío), en el de La Cueta, de 170. Con frecuencia pueden distinguirse tres miembros: el inferior posee una composición variada pero predominan las calizas blancas junto con margas y pizarras, el medio (que forma una zona ordinariamente deprimida en el relieve) está constituido por dolomías arenosas, pizarras y margas, y el superior por calizas blancas masivas. Este último miembro es el que presenta un marcado carácter arrecifal con fauna característica. El medio de depósito corresponde a una plataforma de escasa profundidad. El miembro superior representaría localmente la instalación del complejo arrecifal, mientras el medio se habría depositado en condiciones de tipo intermareal o sublitoral.

La edad de la formación es Givetiense-Frasniense. Aunque el límite entre ambos pisos no se ha podido señalar con seguridad, se situaría muy probablemente en el miembro medio. Efectivamente, la fauna encontrada en el miembro inferior es en todos los puntos de edad givetiense. La sección de La Cueta, que es la que ha proporcionado mayor y más variada fauna, contiene en estos tramos, *Schizophoria* ex gr. *schnuri* STRUVE, *Xystostrophia umbra-cula* (SCHLOTH.), *Eostrothalosia* cf. *varians* (BIERN.), *Dagnachonetes* cf. *supragibbosus* (SOB.), *Radiomena irregularis* (ROEM.), *Pterorrhiza* cf. *margi-nata* (GOLDF.), *Temnophyllum majus* WALTHER, *Dicricoconus* cf. *mesode-vo-nicus* (LJASH.), etc. En la mayoría de secciones de la Hoja (La Cueta, Torrestío, Lago del Valle, etc.) o de fuera de ella, se han extraído en estas capas Conodontos de la zona de —*varcus*: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *P.* cf. *xylus* STAUF., *Icriodus eslaensis* ADR.B., *Latericriodus latericrescens latericrescens* (BR. y M.) etc. Esta última forma, que constituye un horizonte muy constante en la parte alta del Devónico medio, se ha

encontrado a 6 m. de la base de la formación en el Sinclinal de los lagos.

En cambio, en el miembro superior las asociaciones son ya de edad frasniese. En puntos diversos se ha encontrado una fauna con *Apousiella bouchardi* (MURCH.), *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuli* (MURCH.), *Undispirifer undiferus* (ROEM.), *Adolfia* aff. *faniensis* VAND., *Spinatrypa comitata* COPPER, *Athyris concentrica* (BUCH), *A.* aff. *oscarenensis* VEEV., *Thamnophyllum caespitosum* (GOLDF.), *Phillipsastrea* cf. *ananas* (GOLDF.), *Frechastrea* aff. *frechi* (WEYER), *Homoctenus* ex gr. *tenuicinctus* (ROEM.), etc. La edad frasniese es segura pero, probablemente, tal como sucede en otros puntos de la Cordillera Cantábrica, está solo representado el Frasniese inferior. Un cierto diacronismo del techo debe ser considerado como probable.

— Areniscas del Devónico superior (D ¹⁻³₃₁₋₃₂)

En el Manto de Somiedo sobre la Caliza de Portilla y poniendo fin a su régimen arrecifal, existe una serie silicoclástica (areniscas, cuarcitas, niveles pizarrosos), de espesor variable y con escaso contenido fosilífero, que representa el final de la secuencia devónica.

En el valle del Bernesga, COMTE (1936a, 1959) había establecido tres formaciones consecutivas: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita, todas ellas dentro del Devónico superior. Las Areniscas de Nocedo son areniscas con cemento calcáreo provistas de tramos pizarrosos interestratificados, las Pizarras de Fueyo, pizarras oscuras, fisibles, con nódulos, y las Areniscas de la Ermita, cuarcitas y areniscas con algunos niveles de microconglomerados. Entre esta última formación y la anterior, parece existir un hiato sedimentario de cierta importancia. Por otra parte, la distribución cartográfica de las Areniscas de La Ermita dentro de la cuenca sedimentaria, descansando sobre materiales de edad diversa, determinaron que COMTE (1959) las considerase como transgresivas. El hiato sedimentario en el valle del Bernesga (sinclinal de Alba) podría llegar a comprender el Fameniese inferior y medio (GARCIA-ALCALDE *et al.*, 1979) y un lapso temporal aun mayor en otros puntos.

En la serie detrítica del Devónico superior representada en esta Hoja, es imposible distinguir las tres formaciones descritas por COMTE debido a la ausencia de las Pizarras de Fueyo, incluídas seguramente en la laguna sedimentaria indicada. La presencia de una serie aparentemente continua, de las dos formaciones restantes, con caracteres litológicos no muy bien diferenciables, dificultan en el Sinclinal de La Cueta el trazado del límite entre ambas, que se dificulta aún más por la inexistencia de faunas representativas en los distintos niveles. Por otra parte, en el Sinclinal de los lagos de Saliencia sobre la Caliza de Portilla aparece tan solo un conjunto detrítico de poco espesor, que además tiende a desaparecer lateralmente hacia el SE, cuyas características permitieron asignarlo a las Areniscas de La Ermita (idea abonada además por la presencia de algunos elementos faunísticos del Fameniese superior).

Por estas razones, hemos preferido utilizar para el conjunto detrítico que corona la sucesión devónica de la Hoja el término comprensivo de Areniscas del Devónico Superior, expresión que, por otra parte, ya fue utilizada en la misma área por JULIVERT *et al.* (1968) y otros autores.

En la sección de La Cueta, los primeros 60 m. aproximadamente de la serie están constituidos por areniscas con cemento calcáreo, cuarcitas y pizarras, mientras que el resto comprende 100 m. de cuarcitas blancas y rojizas y algunos niveles de pizarras. Entre ambos conjuntos parece advertirse, por lo menos en algunos puntos (flanco occidental del Sinclinal, fuera del marco de la Hoja), una discontinuidad sedimentaria que puede tomarse como separación entre las Areniscas de Nocado y las de La Ermita. En favor del empleo de este límite, podría aducirse que en la sección del flanco E del Sinclinal de Vega de los Viejos, situado todavía más hacia el SW, por debajo de una posible discontinuidad a altura parecida (si bien allí la sección tiene en cambio 255 m. de espesor) existe una fauna con *Apousiella* ex gr. *belliloci* (RIG.), *Cyrtospirifer* sp., *Nervostrophia* sp., etc., que indicaría el Frasnense superior. En la sección de La Cueta, faunas semejantes no han sido halladas, y ello podría quizá indicar que la laguna estratigráfica es mayor. Esta suposición adquiere fuerza si se tiene en cuenta que en el Sinclinal de los lagos de Saliencia, las Areniscas del Devónico Superior pierden progresivamente espesor hacia el E, hasta desaparecer prácticamente en su borde sudoriental. En Torrestío, la serie alcanza 93 m. de potencia; a los 45 m. de la base existe un nivel de microconglomerados por encima del cual se encuentra un banco de calizas arenosas que ha suministrado Conodontos, con *Bispathodus costatus* (BR.) y *B. spinulicostatus* (BR.), que indican netamente el Famenense superior (zona de *—costatus*, quizá parte media).

En la unidad de La Sobia, no parecen existir las Areniscas del Devónico Superior. Los materiales de edad carbonífera se apoyan directamente sobre las Areniscas del Naranco, como ya hemos indicado anteriormente, si bien no puede excluirse totalmente que la parte más alta de la formación no pertenezca ya de hecho a la Arenisca de La Ermita, con la que puede haberse confundido por similitud litológica. En todo caso su espesor sería mínimo.

Dentro de la Cuenca Carbonífera central, en la zona situada al N de Tuiza de Arriba, el Carbonífero del Pico Fariñento se apoya sobre los materiales del Grupo La Vid por intermedio de un delgado nivel de areniscas. En El Portillín, estas areniscas poseen uno o dos metros de espesor y contienen *Cleiothyridina* sp., por lo que su pertenencia a las Areniscas de la Ermita puede darse por segura.

EL CARBONIFERO

Los terrenos de edad carbonífera ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja «La Plaza», prácticamente los dos tercios de la misma. Por este motivo, y más especialmente por la importancia económica que poseen sus

materiales, existe una bibliografía relativamente nutrida sobre este Carbonífero. Las primeras referencias concretas sobre la zona comprendida dentro de la Hoja proceden de mediados del siglo pasado: PAILLETTE y BEZARD (1849), SCHULZ (1858), HEIM (1861), ABELLA CASARIEGO (1877), MON—REAL (1879), BARROIS (1882), etc. De estos autores son los primeros datos disponibles sobre las Cuencas de Teverga, Quirós y San Emiliano y sobre los conglomerados que se extienden de Páramo a Puerto Ventana. Entrado ya el siglo actual, aparecieron diversos trabajos que se refieren concretamente al área considerada o que proporcionan datos que interesan a la misma: REVILLA (1906), ADARO y JUNQUERA (1916, 1926), PATAC (1920), CORUGEDO (1932), GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948), etc. Con las monografías paleontológicas de MADARIAGA (1928), RUIZ FALCO y MADARIAGA (1931-33) y DELEPINE (1943) se inicia la investigación moderna del Carbonífero de la Hoja.

Este Carbonífero se presenta bastante completo. Una discordancia importante en el Carbonífero superior separa el conjunto de materiales de esta edad en dos grupos muy desiguales en extensión y potencia: el Carbonífero pre-estefaniense, que en la Hoja supone la mayor parte de la superficie cartografiada, y el Estefaniense, constituido por materiales adosados a la falla de León. El primero se presenta en continuidad con las sucesiones del Paleozoico inferior y medio, por lo que aparece localizado en las mismas unidades estructurales, sin más interrupción que la determinada por la laguna estratigráfica anteriormente citada. El segundo conjunto es independiente del anterior y posee una distribución geográfica aparentemente sin relación con las estructuras previas. Entre ambos está la fase principal de la orogénesis hercyniana, la fase astúrica.

El carbonífero pre-estefaniense no se presenta de manera totalmente uniforme desde el punto de vista litoestratigráfico en las diversas áreas donde aflora. La uniformidad se mantiene realmente para el Carbonífero inferior y en parte para el Namuriense, pero el resto presenta características distintas dentro del régimen sedimentario según sea la unidad estructural a la que pertenezca. De este modo debe distinguirse entre el Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos (sinclinal de Somiedo, cuencas de Teverga y San Emiliano) y el de la Cuenca de Quirós. A pesar de ello, el Carbonífero de esta última cuenca, que está en continuidad cartográfica con el de la Cuenca carbonífera central de Asturias, no deja de presentar particularidades que la aproximan al de las cuencas de Teverga y San Emiliano.

Las formaciones que se van a describir dentro del Carbonífero pre-estefaniense son las siguientes: Formación Baleas, Caliza Griotte, Caliza de Montaña, Formación San Emiliano, Formación Lena, Formación Sama. Aparte se describirá el Carbonífero estefaniense de Puerto Ventana.

— **Formación Baleas** ($D_{32}^3 - H_{11}^A$)

Por encima de los últimos materiales devónicos citados suele presentarse una formación de muy poco espesor (de 2 a 10 m.), constituida por calizas

blancas, con frecuencia recristalizadas y dolomitizadas en su base, que suponen el comienzo de la sedimentación carbonífera, si bien parte de la formación es todavía de edad devónica (Fameniense). Los primeros datos sobre la misma proceden de WAGNER *et al.* (1964), BUDINGER Y KULLMANN (1964) y PELLO (1968), que la describieron y en parte la dataron, sin darle nombre particular. Se la conoce actualmente como Formación Baleas (WAGNER *et al.*, 1971), si bien por lo que se refiere a la vertiente asturiana se emplea para ella ordinariamente el nombre de Caliza de Candamo (PELLO 1972).

El medio de sedimentación de estos materiales correspondería a un ámbito de cierta energía perteneciente a una plataforma costera muy tendida, originada tras el depósito de las Areniscas de la Ermita. Aparte de los macrofósiles que contiene y que ordinariamente son indeterminables dado su estado de fragmentación, su edad ha podido ser determinada por la presencia de abundantes Conodontos.

La Formación Baleas existe en la Cuenca Carbonífera (Cuenca de Quirós) y en la unidad de La Sobia-Bodón; falta en cambio en el Manto de Somiedo, donde existe un hiato que en algunos puntos (borde SE del sinclinal de los lagos de Saliencia) se uniría a la laguna estratigráfica pre-fameniense por ausencia de las Areniscas de la Ermita.

La sección del Portillín, ai NW de Tuiza de Arriba, en la Cuenca central, posee un espesor de unos 4 m., constituidos por calizas blancas bioclásticas. En la misma base aparece *Bispathodus stabilis* (BR. y M.) y medio metro más arriba, *B. aculeatus* cf. *aculeatus* (BR. y M.), *B. cf. jugosus* (BR. y M.), *B. costatus costatus* (BR.), *B. spinulicostatus* (BR.), etc. Ambos niveles pertenecen a la zona *-costatus* (el último quizá en el límite entre la parte inferior y la media de la misma), es decir al Fameniense superior. Pero en los niveles más altos visibles del corte, la presencia de *Siphonodella* cf. *sulcata* (HUDDLE) entre otros elementos, indica probablemente ya el inicio del Tournaisiense.

En la unidad de La Sobia, la formación posee también horizontes cro-noestratigráficos análogos. En el corte de Entrago, situado ya fuera de la Hoja, en su borde septentrional, se han citado faunas famenienses y tournaisienses desde BUDINGER y KULLMANN (1964). La sección posee 9 m. de espesor y está constituida por calizas biomicríticas. En la parte media, BUDINGER y KULLMANN (1964) obtuvieron una asociación con *B. costatus* (BR.) y *B. spinulicostatus* (BR.), propia del Fameniense superior y en la parte más alta asociaciones atribuibles probablemente al Tournaisiense. Por nuestra parte hemos encontrado junto al techo *Siphonodella sulcata* (HUDDLE), *Bispathodus aculeatus anteposicornis* (SCOTT), *Polygnathus communis communis* BR. y M., etc., formas cuya asociación es propia de la zona de *-sulcata*, como en la parte más alta de la sección del Portillín.

Estos hechos son comunes prácticamente a todas las secciones de esta formación, que en algunos puntos fuera de la Hoja alcanzan sin embargo edades ligeramente más altas, ya que está presente además la zona de *-an-*

choralis. La edad de la Formación Baleas queda pues establecida comprendiendo la parte más alta del Fameniense y la mayor parte del Tournaisiense. En las secciones en que además están presentes las Pizarras de Vegamián (que no afloran en ningún punto de esta Hoja), por suponer esta formación un cambio lateral de parte de la Formación Baleas, ésta no suele alcanzar entonces los niveles de edad carbonífera, debiéndose atribuir totalmente al Fameniense.

— **Formación Alba (= Genicera)** (H ^{A-Ba}_{11,1})

En la base del Carbonífero de la Cuenca cantábrica destaca por su coloración una formación de calizas nodulosas cuyo espesor no suele exceder los 50 m. y que tradicionalmente se conoce como Caliza «griotte». BARROIS (1882) la llamó Mármol Griotte, COMTE (1959), Griotte de Puente de Alba, VAN GINKEL (1965), Formación Alba, y WAGNER *et al.* (1971), Formación Genicera. BARROIS (1882) la consideró como representante del Carbonífero inferior, pero fue DELEPINE (1943) quien obtuvo los primeros datos precisos sobre su edad, apoyándose en su contenido en Cefalópodos. Hoy día los Conodontos, obtenidos en abundancia de esta formación, han permitido establecer una buena zonación bioestratigráfica.

En las áreas de la Hoja donde existe como elemento carbonífero basal la Formación Baleas, la Caliza griotte se presenta a continuación de ella. Pero donde ésta falta, la Caliza griotte se apoya por medio de una discontinuidad sedimentaria sobre materiales de edad más antigua; así, por ej., en el Manto de Somiedo lo hace a continuación de las Areniscas del Devónico superior, y hasta sobre las Calizas de Portilla en algunos puntos aislados.

La formación está constituida típicamente por calizas margosas nodulosas, ordinariamente de color rojo fuerte, en bancos gruesos, y que suelen poseer una importante intercalación de radiolaritas de tonos vinosos oscuros. Ello determina que en estos casos se le pueda subdividir en tres miembros, que WAGNER *et al.* (1971) han denominado Gorgera, Lavandera y Canalón, respectivamente. El último de dichos miembros pierde su coloración fuerte en los últimos tramos, manteniendo en cambio su carácter noduloso y forma transición ordinariamente con la formación que sigue, la Caliza de Montaña.

La Caliza griotte, que contiene esencialmente fauna de carácter pelágico, es una serie de tipo «ammonítico rosso» y debió depositarse de manera condensada a profundidad moderada. Su posición tras el depósito de las Areniscas de la Ermita y la Formación Baleas, atestigua el proceso de paulatino hundimiento de la cuenca sedimentaria.

Si bien inicialmente (DELEPINE, 1943) se creyó que la formación representaba solo el Viseense superior, las investigaciones posteriores efectuadas sobre Cefalópodos y Conodontos (KULLMANN, 1961, 1962, 1963; WAGNER, 1963; WAGNER-GENTIS, 1963; HIGGINS *et al.* 1964; HIGGINS, 1971), han mostrado claramente que está representado en la Caliza griotte todo el Viseense y la parte inferior del Namuriense (Namuriense A). En muchos puntos

incluso puede estar presente el Tournaisiense más alto, si bien la existencia de un «hard ground» en la base determina ordinariamente en las primeras capas una mezcla de faunas, cuya interpretación requiere un examen cuidadoso de las mismas. Debido a que la serie aparece tan fuertemente condensada, las zonas representadas poseen muy reducido espesor.

La sección del Portillín, en el borde de la Cuenca central, posee una potencia no superior a los 30 m., de los cuales el tercio inferior está representado por los miembros Gorgera y Lavandera. La base de la sección no está expuesta y los términos más bajos visibles contienen *Gnathodus typicus* COOPER, *Gn. texanus pseudosemiglaber* (THOMP. y FELL.), *Polygnathus bischoffi* (RHOD., AUST. y DR.), *P. inornatus* BR. y M. Una fauna análoga conteniendo además *Gnathodus homopunctatus* ZIEGL., aparece en el techo del miembro inferior. Estas formas son propias de la zona de —*typicus*, y hay que admitir por lo tanto que a ella pertenece por lo menos toda la parte visible de este miembro en la sección del Portillín. Del miembro Lavandera no poseemos fauna alguna y su edad debe ser establecida en función de la de los dos restantes miembros. En el miembro Canalón, muy cerca de su base se encontró *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUND.), que indicaría la zona de este nombre, y algo más arriba, *Paragnathodus nodosus* (BISCH.) y *P. monodosus* (RHOD., AUST. y DR.), propios de la zona de —*nodosus*. El miembro Canalón por lo tanto abarcaría esas dos zonas, es decir, la de —*bilineatus bilineatus* y la de —*nodosus*, que representan todo el Viseense superior. En los indicados tramos de tránsito a la formación siguiente, la Caliza de Montaña, se ha encontrado *Gnathodus bilineatus bollandensis* HIG. y BOUCK. (por lo menos su parte más alta), indicador de la zona de este nombre, que pertenece ya al Namuriense A (piso segundo de *Eumorphoceras*, E₂). La presencia del Namuriense A inferior (E₁) por debajo de estos últimos niveles, no ha podido ser documentada paleontológicamente hasta ahora.

Una potencia parecida posee la sección de Entrago, en la unidad de La Sobia, fuera ya del ámbito de la Hoja. Asimismo en ella, los dos miembros suponen una tercera parte del espesor total. Un fino muestreo de esta sección (MENEDEZ, 1978) ha permitido reconocer las zonas de —*carina* (con formas removilizadas a causa del «hard ground») y de —*typicus* (parte inferior) en el miembro Gorgera, y las de —*bilineatus bilineatus* y —*nodosus* en el miembro Canalón. También aquí, las capas de tránsito a la Caliza de Montaña han proporcionado Conodontos de la zona de —*bilineatus bollandensis*, es decir, perteneciente al Namuriense A, piso E₂.

En el Manto de Somiedo, debido a las deficientes condiciones de afloramiento, es difícil obtener una buena sección. En esta área, la Caliza griotte descansa sobre las Areniscas del Devónico superior y sus tramos basales parecen contener una fauna más antigua. En efecto, la presencia de *Scaelognathus anchoralis* BR. y M. y de *Doliognathus latus* BR. y M., sitúa estos niveles en el Tournaisiense más alto, zona de —*anchoralis*, subzona de —*latus*. Una edad análoga ha sido citada en otros puntos fuera de la Hoja

(HIGGINS, 1971, 1974). La formación sería pues diacrónica, y por lo que se refiere al interior de la Hoja su depósito se habría anticipado en el Manto de Somiedo al de las restantes unidades. La parte superior no ha podido ser muestreada; está dolomitizada en gran parte y aún la dolomitización continúa en los materiales de la formación que sigue.

En algunos puntos situados fuera de la Hoja, *Gnathodus bilineatus bollandensis* HIGG. y BOUCK. se ha reconocido en las últimas capas de la Caliza griotte. El paso gradual de las capas rojas a las de tránsito a la Caliza de Montaña debe determinar un cierto diacronismo, que sitúa el comienzo del Namuriense dentro de la Caliza griotte en algunos puntos y en otros dentro de las capas de tránsito.

— Calizas de Montaña (H ^{Ba-B}₁₋₂₁)

La Caliza de Montaña es una de las formaciones geológicas más representativas del relieve cantábrico, a la que pertenecen sus mayores alturas y sus más profundos desfiladeros. Constituye una potente formación calcárea, con frecuencia masiva, especialmente en su parte superior, que descansa sobre las capas de la formación precedente, con la que existe un tránsito gradual. Su nombre parece proceder de una expresión informal de EZ-QUERRA DEL BAYO; SCHULZ (1885) la denominaba Caliza carbonera (aunque integrando además lo que después se llamó Caliza griotte) y BARROIS (1882), Caliza de los cañones. Tradicionalmente sin embargo ha sido siempre llamada Caliza de Montaña, si bien BROUWER y VAN GINKEL (1964) introdujeron para ella el término de Formación Escapa. En su parte inferior suele ser oscura y fétida y se presenta generalmente bien estratificada, mientras su parte superior es más clara y aparece en forma masiva sin apreciarse a veces la estratificación. Este hecho es bastante general y determinó que varios autores hayan distinguido dos unidades dentro de la Caliza de Montaña (DELEPINE, 1943; WAGNER, 1963; EVERS, 1967; WINKLER PRINS, 1968). WAGNER *et al.* (1971) establecieron dos formaciones independientes, con los nombres de Formación Barcaliente y Formación Valdeteja.

Dentro de la Hoja no se han distinguido ambas formaciones en la cartografía, por no aparecer suficientemente diferenciadas. Dentro del sector correspondiente a la Cuenca Carbonífera Central, está representada la Caliza de Montaña por el macizo de Ubiña y su prolongación N, por el de Peña Rueda y, en el borde septentrional, por el extremo S de la sierra del Aramo. En la unidad de La Sobia-Bodón constituye el macizo de La Sobia, y en la de Somiedo, el sinclinal de los lagos de Saliencia. La potencia de la formación es variable, siendo normalmente del orden de los 1.000 m. En los lagos de Saliencia sobrepasa bastante esta cifra, habiéndose evaluado como de unos 1.500 m., por lo menos en el flanco NE del sinclinal. En la Sobia, PELLO (1976) le concede tan solo 700 m., y ya fuera de la Hoja puede aun alcanzar valores más bajos.

El escaso contenido paleontológico de la formación no permite grandes

precisiones acerca de su edad, en franco contraste con lo que sucedía en la formación precedente. En efecto, las calizas negras fétidas, con alto contenido en materia orgánica reveladora del depósito de estos materiales en un medio reductor, apenas si han proporcionado restos fósiles apreciables. Los que se han encontrado proceden en su mayor parte de las calizas grises superiores (Formación Valdeteja), en tramos que contienen con frecuencia niveles silicificados. Gracias a ellos es posible establecer horizontes cronoestratigráficos que, aunque aislados, son útiles como referencia para la datación. Los tramos más altos han suministrado generalmente restos atribuibles al Namuriense B; el techo no obstante es con frecuencia diacrónico, y en algunos puntos alcanza niveles tan bajos que la formación está representada por un mínimo espesor de materiales. El conocimiento de la edad precisa de esta formación es relativamente reciente, ya que hasta DELEPINE (1943) se creía que correspondía al Carbonífero inferior (BARROIS, 1882; ADARO y JUNQUERA, 1926).

La base de la Caliza de Montaña se observa de manera clara tan solo en la sección del Portillín y en la de Entrago donde las calizas nodulosas claras que forman tránsito con la Caliza griotte infrayacente han suministrado Conodontos pertenecientes al piso E₂ del Namuriense A. Hallazgos de Cefalópodos en otros puntos fuera de la Hoja, concuerdan con esta asignación cronoestratigráfica (KULLMANN, 1962; WAGNER-GENTIS, 1963). A continuación de estos tramos siguen los materiales atribuibles a la Formación Barcaliente, con calizas tableadas negras, frecuentemente dolomitizadas. En algunos puntos presentan mineralizaciones de hierro, que han sido objeto de explotación. Encima se encuentran las calizas masivas propias de la Formación Valdeteja. En el marco de la Hoja, es la sucesión del sinclinal de los lagos de Saliencia la que ha proporcionado más información cronoestratigráfica.

El sinclinal de los lagos de Saliencia presenta el flanco NE constituido exclusivamente por Caliza de Montaña mientras el flanco opuesto posee una intercalación importante de pizarras, areniscas y conglomerados, con carácter turbidítico, como sucede en otros sinclinales de la unidad de Somiedo-Correçilla. Pero es difícil obtener una sección en la zona a causa del recubrimiento cuaternario, con depósitos de origen glaciar y otros derrubios.

El tratamiento de muestras de la Formación Valdeteja ha permitido fijar en esta sección algunos puntos de referencia cronoestratigráfica. Así a los 830 m. de la base pudo obtenerse una asociación con *Declinognathodus noduliferus inaequalis* (HIGG.), que indicaría como mínimo la parte más alta del Namuriense A (piso de *Homoceras*, H₁). Pero 440 m. más arriba, es decir, ya en la parte superior de la formación, la presencia de *Idiognathoides attenuatus* (HARR. y HOLL.) muestra la probable pertenencia de este horizonte a un Namuriense B superior (piso de *Reticuloceras*, R₂). Esto revelaría que el conjunto de la Caliza de Montaña supone no solamente la parte alta del Namuriense A sino también todo el Namuriense B (pisos de *Homoceras* y *Reticuloceras*).

Esta edad parece confirmarse con el hallazgo de Foraminíferos en estos

tramos. Muestras recogidas entre los 600 y los 1.300 m. (es decir, cubriendo prácticamente el mismo espesor limitado por los dos niveles puntuales anteriormente indicados con fauna de Conodontos), han proporcionado *Nodosarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) sp., *Eolasiiodiscus* sp., *Pseudostaffella* sp., etc.; aunque se trata tan solo de citas genéricas, el conjunto es realmente indicativo del Bashkiriense, en términos de la estratigrafía rusa. La macrofauna asociada, constituida por Braquiópodos, Gasterópodos, Rugosos, Crinoideos, etc., parece apoyar asimismo la datación. Efectivamente, de la parte alta es una fauna con *Dictyoclostus pinguis* (M. WOOD), *Rhipidomella michelini* (LEV.), *Syringopora* sp., *Chaetetes* sp., etc., asociación cuyos miembros se han hallado con frecuencia en tramos considerados como del Bashkiriense procedentes de diversas secciones de la Cordillera Cantábrica.

MOORE *et al.* (1971) establecieron en el valle del Bernesga una edad máxima para la Caliza de Montaña, como Namuriense B, es decir, Bashkiriense inferior, basándose en el hallazgo de *Retites semiretia* MC, CALEB en las capas situadas inmediatamente por encima de la formación. Ello no puede llevarnos sin embargo a generalizar este dato para otras secciones de la formación. En efecto, se ha reconocido la existencia de un considerable diacronismo en el trazado del techo de la Caliza de Montaña, incluso en puntos relativamente próximos entre sí, aunque dada la relativa escasez de fauna significativa en muchos sectores, a veces resulta difícil documentar dicho diacronismo desde el punto de vista paleontológico. A pesar de ello podemos afirmar que por lo que se refiere a las secciones examinadas dentro del marco de la Hoja, en todas ellas el techo no parece nunca rebasar los límites del Bashkiriense inferior.

Así en Fresnedo (congesto de la Estrechura), dentro de la unidad de La Sobia, una muestra recolectada en la parte superior de la Caliza de Montaña ha proporcionado *Nodosarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) ex gr. *bashkiricus* (KR. y THEOD.), *Eostaffella prisca ovoidea* R. CHERN. sp., etc. Y en otra sección del mismo sinclinal, en Entrago, ya fuera de la Hoja, una macrofauna recogida en el techo de la serie indica la misma edad. DELEPINE (1943), que la descubrió, le había atribuido una edad Moscoviense, pero revisiones ulteriores (WINKLER PRINS, 1968; MARTINEZ CHACON, 1979) han mostrado que la edad ha de referirse realmente al Bashkiriense, seguramente al Bashkiriense inferior. Nuevas colecciones (MARTINEZ CHACON, 1979) han proporcionado *Avonia aculeata* (SOW.), *Productus concinnus* SOW., *Echinoconchus punctatus* (SOW.), *E. elegans* (M'COY), *Fluctuaría undata* (DEFR.), *Camerisma* (*Callaiapsida*) *alcaldei* M.CH., etc., que abonan la anterior suposición. También en la sección del Gamoniteiro, dentro de la unidad del Aramo, el techo ha proporcionado Conodontos con *Idiognathodus delicatus* GUNN., *Idiognathoides sinuatus* (HARR. y HOLL.), etc., que indican asimismo una edad Namuriense B.

— Formación San Emiliano (H ^{Bc-B}₁₋₂₁)

En la unidad de La Sobia-Bodón, por encima de la Caliza de Montaña, aparece una formación constituida por calizas, margas y pizarras, con tramos

de areniscas, más frecuentes en su parte alta, que se conoce como Formación San Emiliano (BROUWER y VAN GINKEL, 1964). Precisamente el estratotipo de la formación fue establecido en la Babia baja, es decir, en la cuenca de San Emiliano, que aflora al S de la Hoja. En realidad se extiende también en la vertiente N, constituyendo la cuenca de Teverga. En el sinclinal de los lagos de Salencia los tramos más altos corresponden a la Caliza de Montaña, y turbiditas asociadas. Para la cuenca de Quirós, si bien los materiales y su distribución estratigráfica son parecidos a los de la unidad de La Sobia, se utiliza para ellos la nomenclatura formacional de la Cuenca Carbonífera Central asturiana, de la que forma parte.

La edad de la formación ha sido establecida como del Bashkiriense superior (Namuriense B superior a Westfaliense A), con algunas fluctuaciones según el criterio de los autores (BROUWER y VAN GINKEL, 1964; RACZ, 1964; VAN GINKEL, 1965; WINKLER PRINS, 1968; VAN DEN BOSCH, 1969; MARTINEZ CHACON, 1979; BOWMAN, 1979). La posible edad Westfaliense A, procede del material continental extraído de los niveles carbonosos de la parte superior.

En realidad la serie es una sucesión terrígena, que en la cuenca de San Emiliano posee un cierto número de intercalaciones calcáreas (calizas puras en unos niveles, margosas en otros) formando ciclos. En la parte superior desaparecen prácticamente los niveles calcáreos y en cambio predominan los bancos de arenisca, con niveles carbonosos. La sucesión, bastante potente, ya que supera en varios puntos los 2.000 m., corresponde a una sedimentación rápida sobre una plataforma costera de escasa profundidad. El depósito de los distintos ciclos obedecería a cambios energéticos del medio. El papel desempeñado por las algas en la fijación de los sedimentos calcáreos ha sido subrayado por BOWMAN (1979), que describe en la sección de San Emiliano la existencia de biohermos de *Donzella* en los tramos carbonatados. El hallazgo de oncolitos sugeriría la existencia temporal de episodios intermareales en la serie. VAN DEN BOSCH (1969) menciona en áreas situadas fuera del ámbito de la Hoja condiciones propias de un régimen turbidítico. En la parte más alta de la sucesión, la existencia de lechos carbonosos junto con el depósito de materiales detríticos supone un cambio en la sedimentación hacia un régimen de continentalidad. La fauna y la flora existentes en los distintos tramos (Braquiópodos, Gasterópodos, Rugosos, Foraminíferos, Ostrácodos, Conodontos, Algas Calcáreas, plantas vasculares, etc.), permite su correcta datación, si bien la rapidez en la sedimentación ocasiona dificultades en el momento de diferenciar cronoestratigráficamente los diversos horizontes.

La serie tipo se sitúa en la cuenca de San Emiliano, aunque la mayor parte de ella quede fuera de los límites de la Hoja. La sucesión más adecuada se encuentra entre San Emiliano y Candemuella y cubre un espesor de 2.000 m. En ella se encuentran hasta 22 capas calcáreas, cuyo espesor oscila entre 0,60 y 20 m., integrando varios ciclos sedimentarios. La base es diacrónica y en algunos puntos las capas más bajas de la formación pasan lateralmente a integrar las más altas de la Caliza de Montaña. En la parte superior desapa-

recen prácticamente las calizas, sustituidas por areniscas que forman parte de ciclos que terminan con sendas capas de carbón. El espesor de este conjunto alto es de unos 700 m.

Los niveles margosos de techo de las calizas han suministrado abundantes restos de macrofauna. GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) habían citado dentro de estas capas *Choristites mosquensis* (FISCH.), *Martinia glabra* (MART.), *Bellerophon navicula* SOW., *Naticopsis collombi* BARR., *N. nodosa* MECK, *Pleurotomaria* sp., etc. WINKLER PRINS (1968) estableció la edad Bashkiriense superior con el hallazgo de una fauna de Braquiópodos, entre los cuales estaban *Alitaria nasuta* (PAECK.), *Karavankina wagneri* W. PRINS, *Eomarginifera setosa* (PHILL.), etc. Por su parte MARTINEZ CHACON (1979) cita una fauna análoga, en la que además figuran formas representativas, como *Ovatia laevicosta* (WHITE), *Cancrinella craigmakensis* (M. WOOD), *Camerisma (Callaiapsida) paucicostata* M. CH., *Orulgania schulzi* M. CH., *Brachythytina pinica* M. CH., etc. Además en el curso de los trabajos de levantamiento de esta Hoja se han encontrado diversas formas de Corales, como *Cyathaxonia cornu cantabrica* DE GROOT, *Koninckophyllum gentisae minor* DE GROOT, *Rotiphyllum exile* DE GROOT, *Bradyphyllum bellicostatum* GRABAU, etc. Examinada en su conjunto, esta fauna apunta hacia un Bashkiriense superior, sin que pueda excluirse que las últimas capas posean en rigor una edad más alta. Pero esta edad debe ser matizada si se tienen en cuenta los datos que proporcionan los hallazgos de Foraminíferos de estas capas. VAN GINKEL (1965) citó de las intercalaciones calcáreas bajas una asociación con *Pseudostaffella antiqua* (DUTK.), *Ps.* ex gr. *gorskyi* (DUTK.), *Millerella* ex gr. *parva* (MOELLER), *Profusulinella* ex gr. *parahomboides* R. CHERN., etc., y nosotros en niveles análogos hemos encontrado *Eostaffella* ex gr. *pseudostruvei* R. CHERN. y REITL., *Pseudostaffella antiqua* (DUTK.), *Ps.* cf. *varsanofievae* R. CHERN., *Ps.* cf. *variabilis* REITL., etc. De las capas de la parte alta, VAN GINKEL (1965) citó *Parastaffella* cf. *timanica* R. CHERN., *Millerella* cf. *mutabilis* (R. CHERN.), *Profusulinella* ex gr. *parahomboides* R. CHERN., *Verella* sp. etc., y nosotros, *Eostaffella* ex gr. *acuta* GROZD. y LEB., *Pseudostaffella* cf. *minor* R. CHERN., *Ps.* cf. *variabilis* REITL., *Verella* sp. Estas faunas permiten indicar que las intercalaciones bajas quizá pertenezcan todavía a la parte más alta del Bashkiriense inferior o formen parte de la parte baja del Bashkiriense superior, en tanto que las intercalaciones de la parte más alta de la sucesión serían sin duda del Bashkiriense terminal. De acuerdo con la zonación de VAN GINKEL (1965) todos los tramos presentes, o por lo menos su gran mayoría, pertenecerían a la subzona A de *Profusulinella*.

Las capas carbonosas que han originado alguna explotación local en Candemuela y Genestosa, proporcionaron una flora escasa que fue determinada por WAGNER (1959) y por STOCKMANS y WILLIERE (1965). El primero de ellos cita al S de Torrebarrio, *Neuropteris asturiana* JONGM., *N. gigantea densenervosa* JONGM., *Mesocalamites haueri* (STUR), *Sigillaria elegans* STERNB., *S. schlotheimi* BRONG., etc., y atribuye estos niveles al Namu-

riense C o al Westfaliense A inferior. Por su parte, STOCKMANS y WILLI-RE (1965) mencionan la presencia en Candemuela de *Annularia ramosa* WEISS, *Asterophyllites grandis* (STERNB.), *Calamostachys ramosa* (WEISS), *C. williamsoniana* (WEISS), *Sphenophyllum kidstoni* HEM., *Cordaicarpus parvecordai* STOCK. y WILL., *Paripteris gigantea* (STERNB.), *Rhodia lemayi* BROUSS. y BERTR., *Sphyropteris obliqua* (MARR.), etc., que sitúan claramente dentro del Westfaliense A. Así pues, tanto si estos tramos pertenecen al Namuriense terminal como al Westfaliense A, su edad resulta congruente con la de los niveles calcáreos de la parte inferior si éstos han de situarse de acuerdo con la escala estratigráfica de series marinas en un Bashkiriense más o menos alto.

Si nos trasladamos a la prolongación septentrional de esta área, es decir, a la cuenca de Teverga, podremos distinguir la presencia de dos sinclinales dentro de ella: el de Fresnedo y el de La Plaza-Villanueva. En Fresnedo, pese a que en la base el contacto con la Caliza de Montaña parece mecanizado, se han podido medir hasta 565 m. en el flanco E. del sinclinal. En esta sucesión se presentan siete bandas calcáreas cuyo espesor oscila entre 1 y 20 m. En los niveles margosos se encuentra una fauna de Braquiópodos que recuerda notablemente por su contenido la que hemos citado de San Emiliano, con *Brachythyris pinica* M. CH., *Alitaria nasuta* (PAECK.), *Eomartiniopsis* (?) *susanae* M. CH., *Eomarginifera setosa* (PHILL.), *Kozłowska bediae* M. CH. *Krotovia granulosa* (PHILL.), etc. Por tanto probablemente su edad puede ser también del Bashkiriense superior. Esta macrofauna está acompañada por Ostrácodos sin significación especial (*Roundyella* sp., *Acratia* sp., *Asturiella* sp., etc.), por Foraminíferos y por Conodontos. Una muestra procedente de un punto situado a 230 m. de la base ha proporcionado *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) sp., *Ozawainella* sp., *Idiognathoides sulcatus parvus* HIGG. y BOUCK., etc. Y otra, recogida 80 m. más arriba, libró *Profusulinella arta* LEONT., *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) *ex gr. bashkircicus* (KREST. y THEOD.), *Declinognathodus noduliferus inaequalis* (HIGG.), *Idiognathoides sulcatus sulcatus* HIGG. y BOUCK., *I. attenuatus* (HARR. y HOLL.), etc. Ambas muestras indican una edad análoga a la de la microfauna.

En el sinclinal de La Plaza-Villanueva es más alto el número de tramos carbonosos, que además son objeto de activa explotación. Sobre la Caliza de Montaña empieza la serie con pizarras, areniscas y bancos de calizas. Las capas de carbón aparecen incluso en los ciclos terrígeno-calcáreos de la parte inferior de la serie. Estos constituyen un conjunto de espesor no inferior a los 1.500 m., que contiene 11 capas de carbón de espesor variable, la primera a 850 m. por encima de la Caliza de Montaña. En la parte superior faltan prácticamente las calizas y predominan en cambio las areniscas. Existen 9 capas de carbón y este conjunto posee un espesor de 350 m. Ambas unidades pueden ser homologadas a paquetes, en el sentido empleado por GARCIA LOYGORRY *et al.* (1971) en la Cuenca carbonífera central, y han sido llamados respectivamente «Caleras» y «Generalas» por adopción de nombres de

dicha cuenca, lo que compromete una correspondencia estratigráfica que está lejos de ser cierta.

La flora encontrada en las pizarras y niveles de carbón indica una edad comparable a la de los tramos productivos de San Emiliano. WAGNER (1959) cita de La Cruz una flora con *Neuropteris asturiana* JONGM., *Alloiopteris cf. revelata* GOTHAN, *Asterophyllites unguis* JONG., *Mesocalamites cistiiformis* (STUR), *Lepidophyllum lanceolatum* LIND. y HUT., *L. anthemis* KOENIG, etc., que atribuye al Namuriense superior probable. En un estudio palinológico, CACHAN (1978) examina muestras de distintos niveles carbonosos de la cuenca de Teverga (Pozo San Jerónimo), de los que cita hasta 98 especies de palinomorfos entre los que predominan *Dictyotriletes birreticulatus* (IBRAHIM), *Crassispora kosankei* (POT. y KR.) y *Vestispora costata* (BALME), para llegar a la conclusión de que la edad de los dos paquetes ha de situarse en la parte más alta del Westfaliense A o tal vez en la base del Westfaliense B.

En síntesis, la Formación San Emiliano dentro del ámbito de la Hoja, abarcaría todo el Bashkiriense superior. El que además puedan estar representados en la base tramos del Bashkiriense inferior y en la parte alta donde predomina un régimen parálico, tramos de Westfaliense A y hasta del B, no puede excluirse del todo.

— Formación Lena (H $\begin{smallmatrix} Bc-B \\ 1-21 \end{smallmatrix}$) — Formación Sama (H $\begin{smallmatrix} B \\ 21-22 \end{smallmatrix}$)

En su estudio sobre el Paleozóico asturiano, BARROIS (1882) creó los términos de «Assise de Lena» y «Assise de Sama» para indicar los dos conjuntos litoestratigráficos sucesivos que en la Cuenca carbonífera central se superponen a la Caliza de Montaña. VAN GINKEL (1965) elevó estas unidades a la categoría de formaciones, que se diferencian entre sí por su composición litológica y su carácter sedimentario. En la formación Lena (que recuerda particularmente a la Formación San Emiliano) predominan las bandas calcáreas intercaladas en una serie pizarrosa, mientras que en la Formación Sama estas bandas están sustituidas por areniscas, que dominan de modo amplio. Las capas de carbón son frecuentes en la Formación Sama, si bien existen también en la parte superior de la Formación Lena.

En la cuenca de Quirós, que supone hasta cierto punto una prolongación occidental de la Cuenca Carbonífera central, más allá del frente de cabalgamiento del Aramo prolongado hacia el S hasta la zona de Peña Rueda, pueden distinguirse también dos conjuntos estratigráficos análogos, asimilables pues a las Formaciones Lena y Sama. El conjunto inferior es pizarroso-calcáreo y contiene además tramos de areniscas, formando diversos ciclos que en su parte alta presentan niveles carbonosos. Por su naturaleza podría equipararse también a la Formación San Emiliano de la unidad de La Sobia, pero aunque verdaderamente deben reconocerse semejanzas entre una y otra, la Formación Lena posee en general un contenido más alto en areniscas que aquélla. El conjunto superior carece prácticamente de niveles calcáreos y los

ciclos presentes están constituidos por areniscas y pizarras, culminando con niveles de carbón. Hasta cierto punto, el «paquete» superior de la Formación San Emiliano en la cuenca de Teverga, podría ser comparado en parte con esta unidad superior de la cuenca de Quirós.

Las semejanzas litológicas entre estas dos grandes unidades depositadas después de la Caliza de Montaña, en la Cuenca Carbonífera central y en la de Quirós, no tienen en cambio paralelo desde el punto de vista cronoestratigráfico. En la Cuenca Carbonífera central el total de ambas formaciones cubre un lapso que comprende el Bashkiriense superior y además todo el Moscoviense (DELEPINE, 1943; GARCIA LOYGORRI *et al.*, 1971), mientras que los datos que poseemos de la cuenca de Quirós, así como de la de Teverga o la de San Emiliano, muestran que en éstas el conjunto no sobrepasa el Bashkiriense, o a lo sumo llega a comprender además la parte más baja del Moscoviense. Si deben ser equiparados ambos conjuntos en los dos dominios, hay que admitir el carácter fuertemente diacrónico que con ello adquieren, lo cual habría conducido a la existencia de una mayor precocidad en la aparición del régimen continental para la unidad de La Sobia y la cuenca de Quirós respecto a la Cuenca Carbonífera central.

La sucesión estratigráfica del Carbonífero de la cuenca de Quirós, por encima de la Caliza de Montaña puede reconocerse en cortes que crucen los flancos de los sinclinales presentes. Dos son los sinclinales que se presentan en esta área: el del Collado del Oro, que constituye el núcleo productivo de la cuenca, y el del Canto de la Majada Vieja, al E de la prolongación del frente del Aramo. Desgraciadamente la presencia de fracturas y cabalgamientos secundarios y la espesa vegetación existente, dificulta en muchos casos la obtención de buenas secciones.

El borde NE del sinclinal del Collado del Oro, presenta un corte aceptable junto a la carretera que va del alto de La Cobertoria a la estación del Gamoniteiro, en parte en la Hoja situada más al N. En esta zona se ha obtenido una serie de 350 m., constituida por una alternancia de pizarras, areniscas y calizas, que no ha podido ser prolongada hasta su límite superior por la presencia de accidentes tectónicos. La fauna presente es comparable a la que existe en la Formación San Emiliano. La presencia de Arquediscidos desde muy cerca de la base, garantiza plenamente su edad bashkiriense. Más arriba, un tratamiento para Conodontos ha permitido reconocer la presencia de *Idiognothoides attenuatus* (HARR. y HOLL.), y a partir de los 220 m. de la base aparecen formas de un Bashkiriense superior, con *Pseudostaffella varsovievae* R. CHERN., *Ozawainella* sp., etc. En lo más elevado de la serie examinada, el hallazgo de *Profusulinella* ex gr. *prisca* (DEPR.), *Verella* sp., etc., es indicativo del Bashkiriense más alto. Y debe ser tenido en cuenta que la serie atribuida a la Formación Lena sigue todavía, aunque se encuentra tectonizada y resulta difícil reconstruir localmente la sucesión completa, que puede alcanzar un espesor notable. La fauna de Braquiópodos también indica un Bashkiriense alto, con *Choristites* cf. *aljutovenssis* IVAN., *Chonetinella crassiradiata* (DUNB. y COND.), *Rugosochonetes acutus* (DEM.), etc.

En la terminación perisinclinal de la misma unidad, una serie análoga puede situarse entre la ladera NW de Peña Rueda y Peña Pachón. En los tramos calcáreos se encontró una microfauna con *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) ex gr. *bashkiricus* (KREST. y THEOD.), *Endothyra spilliniformis evoluta* REITL., *Ozawainella* ex gr. *tingi* (LEE), *Oz.* cf. *angulata* (COL.), *Oz.* cf. *pseudorhomboidalis* R. CHERN., *Profusulinella rhomboides* (LEE y CHEN), *Pseudostaffella* ex gr. *gorski* (DUTK.) etc., a distintos niveles, que en conjunto es indicativo también del Bashkiriense superior.

En el núcleo del sinclinal del Collado del Oro la serie alcanza sus tramos más altos, con areniscas, pizarras y capas de carbón. La última capa calcárea señala el comienzo de la Formación Sama que, entre los ríos de Ricabo y de Lindes, encierra la parte más importante de la cuenca productiva de Quirós. El espesor de la sucesión continentaloide alcanza hasta 1.250 m. en Mina Mariquita, y consta de 16 capas de carbón de espesor variable, reunidos en cinco grupos o «paquetes», de los cuales el primero y el quinto son los más activamente explotados. Una pequeña flora en los tramos altos al W de Cienfuegos, con *Neuropteris obliqua* BRONG., y *Asterophyllites grandis* STERNB. indica una edad Westfaliense A o B probable. Esta debe ser seguramente la edad que hay que admitir para la Formación Sama en la cuenca de Quirós, ya que los niveles calcáreos más altos de la formación precedente habían llegado quizá hasta la misma base del Moscoviense.

La prolongación septentrional del sinclinal del Collado del Oro, suministra otra sección análoga que ha sido estudiada por JULIVERT (1960) entre San Salvador y Heros, ya fuera del marco de la Hoja. En esta transversal (Minas de Xagarín) se corta el conjunto de ambas formaciones, Lena y Sama, con un espesor total de casi 2.000 m., si bien el grosor de Sama no alcanza la mitad del que posee en Mina Mariquita en el centro del sinclinal. Sobre la Caliza de Montaña se sitúa una serie pizarrosa con algunos niveles detríticos, que llega a los 400 m. A continuación se encuentra un conjunto con pizarras y areniscas que contiene 10 capas de caliza intercaladas, alguna de las cuales alcanza los 10 m. de espesor, y que supone una potencia total de hasta 1.050 m. Estas dos unidades constituyen la Formación Lena, que en esta sección presenta 4 capas de carbón de escaso espesor. En la Formación Sama, la potencia es sólo de 520 m., y contiene 10 capas de carbón, alguna de las cuales posee un espesor de 2 m. En la parte inferior de la Formación Lena se encontró una pequeña flora (WAGNER, 1959; JULIVERT, 1960) con *Neuropteris asturiana* JONGM. y *Mariopteris acuta* BRONG., que WAGNER (1959) atribuye al Namuriense superior o Westfaliense A inferior. De ser seguras estas edades suministradas por las floras, y en el supuesto de que los mismos niveles productivos se sigan desde la zona de Xagarín hasta el interior del sinclinal del Collado del Oro, el conjunto de estas capas que incluyen a los niveles carbonosos representaría en el tiempo un lapso extendido como máximo entre el Namuriense más alto y la base del Westfaliense B, o bien pertenecer todos ellos al Westfaliense A.

Al E del cabalgamiento del Aramo y su prolongación meridional, el sinclinal del Canto de la Majada Vieja, permite reconocer una sucesión análoga a la de la unidad anterior y con edades totalmente comparables. Al W de Zureda, en el borde oriental de la Hoja, una sección practicada en el barranco de la Campa de la Gallina, ha proporcionado una serie de más de 500 m. de la Formación Lena, cuya base está ausente por quedar cortada oblicuamente por el cabalgamiento del Huerna. Esta serie está también constituida por pizarras y areniscas con intercalaciones calcáreas y presencia de algunos carbones. En su parte baja contiene una fauna de Braquiópodos con *Kozlowskia bediae* M. CH., *Crurithyris* sp., *Neospirifer dunbari* (KING), etc. En las bandas calcáreas se han encontrado Foraminíferos como *Novella evoluta* GROZD. y LEV., *Eostaffella* ex gr. *acuta* GROZD. y LEB., *Ozawainella* sp., *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) sp., etc. Todas estas faunas indican, como las anteriores, el Bashkiriense superior. Encima y constituyendo el resto del flanco oriental del sinclinal, puede apreciarse todavía más de 500 m. de serie que no ha librado fauna alguna, pero que por faltar ya en ella los niveles calcáreos ha de ser atribuida a la Formación Sama.

Muestras aisladas colectadas en el flanco opuesto del mismo sinclinal, en el camino de Cienfuegos a Cortes, a 1 km. antes de este último lugar, han proporcionado asimismo faunas diversas de edad bashkiriense. Entre los Braquiópodos presentes están *Choristites* ex gr. *priscus* (EICHW.), *Ch.* cf. *aljutovens* IVAN.; *Neospirifer* cf. *dunbari* (KING), *Dictyoclostus pinguis* (M. WOOD), *Globosochonetes waldschmidt* (PAECK.), *Chonetinella crassiradiata* (DUNB. y C.), *Plicatifera* cf. *sinecosta* M. CH. *Antiquatonia hindi* (M. WOOD), *Buxtonia* cf. *kaliyvaensis* (LICH.), *Karavankina* cf. *rakuszi* W. PRINS, *Stenoscisma* cf. *winkleri* M. CH., *Martinia* cf. *triquetra* GEMM., *Hystericulina* cf. *wabashensis* (NORDW. y P.), etc. Están presentes asimismo Foraminíferos, como *Ozawainella* sp., y Ostrácodos como *Amphissites* (*Ectodermites*) cf. *pataci* S. POS. y *Roundyella* ex gr. *simplicissima* (KNIGHT). Esta asociación está constituida por elementos diversos que en otras regiones del mundo se han encontrado a distintos niveles, desde el Viseense hasta el Moscoviense (incluso el Pérmico). Ahora bien, en la Cordillera Cantábrica, gran parte de estas formas aparecen en la Formación San Emiliano y deben poseer localmente una edad Bashkiriense superior. Pero no puede excluirse, sin embargo, el que incluso una asociación como ésta pueda alcanzar también la base del Moscoviense.

En definitiva pues, aunque debe quedar firmemente establecido que la Formación Lena, en estas unidades al W de la Cuenca Carbonífera central posee edad Bashkiriense superior, hay que tener en cuenta que sus tramos más altos pueden rozar plenamente el límite con el Moscoviense y hasta traspasarlo en algunos puntos. En esta situación se encuentran también las capas que han proporcionado material en el mismo borde oriental de la Hoja, cerca de Zureda y al E. del cabalgamiento del Huerna, ya que han dado junto con formas probablemente bashkirienses a Braquiópodos como *Reticulatia ivanovi* (LAP.) y *R.* cf. *huecoensis* (KING), y a Ostrácodos como *Asturiella*

limburgensis BLESS, cuya presencia en tramos del Moscoviense no es infrecuente. De niveles análogos (El Valle, etc.) proceden algunas de las citas paleontológicas de PAILLETTE y VERNEUIL en el siglo pasado (1846).

— Carbonífero post-astórico

La continuidad de la sucesión carbonífera descrita hasta aquí queda interrumpida a causa de la existencia de una discordancia importante que atestigua el proceso de levantamiento de la cordillera herciniana. Materiales todavía de edad carbonífera, pero posteriores a dicha discordancia se manifiestan en esta Hoja en un largo afloramiento que la cruza en su parte central en dirección NNW-SSE, estrechamente adosado a la prolongación de la falla de León y algunas fracturas con ella relacionadas, que debieron controlar su historia sedimentaria. Estos depósitos que por su origen deberían recibir la consideración de molasas, son aquí de carácter exclusivamente continental.

La serie posee un espesor máximo de 900 m. aproximadamente. En la parte septentrional del afloramiento (sector de Páramo) la sucesión está prácticamente constituida sólo por conglomerados. Los cantos son de cuarcita y se presentan en general bien redondeados, aunque en la base son heteromorfos y pueden alcanzar gran tamaño, indicando un depósito cercano al área fuente. El conglomerado está englobado en una masa areniscosa y en ocasiones aparecen capas de arenisca acompañadas por carboneros de escaso desarrollo. En la zona de Puerto Ventana en cambio, por encima de los conglomerados cuya base no es visible, existen 350 m. de una serie de arenisca con intercalaciones de pizarras, formando ciclos o secuencias que terminan en capas de carbón frecuentemente explotable. Esta serie que presenta en algunos tramos intercalaciones de conglomerado cuarcítico, constituye probablemente un paso lateral a las capas de la parte alta de la masa detrítica del extremo septentrional de la formación.

La sucesión posee en general el carácter típico de la sedimentación fluvial. Los tramos más bajos en los que predominan los grandes cantos dispuestos irregularmente, suponen un relleno de valle originado por los movimientos tectónicos del ciclo herciniano. La presencia de conglomerados bien redondeados que pasan al S a materiales más finos relacionados con las capas de carbón, atestigua un depósito de carácter fluvial que acaba en episodios lacustres temporales, como lo demuestra la flora encontrada. El modelo deposicional correspondería al que en líneas generales ha sido establecido para otras cuencas de la Cordillera Cantábrica por HEWARD (1978).

Aparte de algunos carboneros, el número de verdaderas capas de carbón existentes es de cuatro, conocidas con los nombres de «Pinta», «Ancha», «Sucia» y «Olga» (o «Esquistera»), de muro a techo. Estas capas poseen espesores que llegan a 2,5 m. («Ancha») y son objeto de una intensa explotación en el sector de Puerto Ventana.

Referencias sobre esta serie estratigráfica y la presencia en ella de niveles carbonosos, se conocen desde los tiempos de SCHULZ (1858), quien la com-

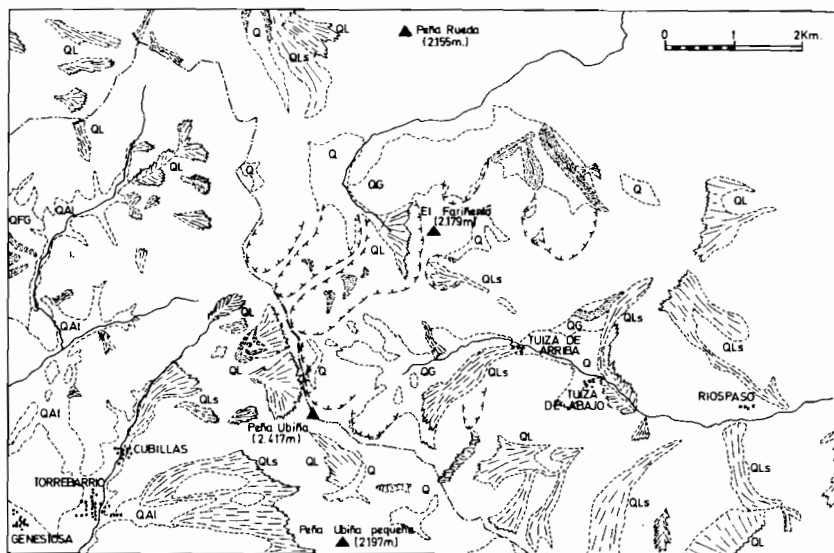
paró acertadamente con la de Tineo, en el Narcea. Diversos autores antiguos se ocuparon de la formación, como ABELLA (1877), BARROIS (1882), ADARO y JUNQUERA (1916) y PATAC (1920). Aunque los últimos autores la consideraron ya como del Carbonífero superior, fue MADARIAGA (1928) el primero en documentar paleontológicamente esta edad al describir una flora de *Pecopteris feminaeformis* SCHLOTH., *Annularia stellata* SCHLOTH., *Sphenophyllum oblongifolium* (GERM. y K.), etc. GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) citaron también diversas especies procedentes de la Mina Santa Fe, a 5 km. al N de Torrebarrio, en las que posteriormente WAGNER (1966) encontró *Neuropteris ovata* HOFFM., *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER), *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTH.), *Sphenopteris rotundiloba* NEM., *Polymorphopteris polymorpha* (BRONG.), *Annularia stellata* (SCHLOTH.), etc., que consideró del Estefaniense B. A esta conclusión llegó especialmente después de revisar la flora citada por GARCIA FUENTE (1959) y especialmente la recolectada por él mismo en la Mina «Bienvenida Segunda» de Puerto Ventana. En la larga lista de taxones que citó WAGNER (1966) destaca la presencia de formas como *Neuropteris praedentata* GOTH., *Odonopteris genuina* GR. W., *Alethopteris leonensis* WAGNER, *Pecopteris? leptophylla* BUNB., *Lobopteris corsini* WAGNER, *Pecopteris melendezi* WAGNER, *P. daubreei* ZEILLER y *Polymorphopteris subelegans* (POT.), que jamás han sido encontradas en niveles por debajo del Estefaniense B.

A estas mismas conclusiones hemos llegado con la recolección de flora por niveles. El tramo más bajo con flora, inmediatamente por encima de los conglomerados basales, suministró *Sphenophyllum alatifolium* RENAULT y *Callipteridium striatum* WAGNER. 25 m. por encima aparece un nivel muy típico con *Equisetites stockmansii* VETTER, que parece tener continuidad lateral por lo menos en una distancia de 1 km. En los tramos intermedios de la serie aparecen *Pecopteris subelegans* GOTHAN, *Alethopteris zeilleri* RAGOT, *Pecopteris corsini* WAGNER, *Mixoneura matallanae* WAGNER, etc. Los tramos con flora más altos presentan *Tacniopteris jejuna* BRONG., *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER), *Sphenophyllum oblongifolium* (GERM. y K.), etcétera. Todas estas asociaciones florísticas han de ser referidas, como ya indicaba WAGNER (1966), al Estefaniense B. Probablemente es a esta misma edad a la que hay que atribuir el comienzo del depósito de los cascajos basales de la serie detrítica, y en consecuencia, todos los materiales descritos pertenecerían a la serie post-astúrica.

EL CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios ocupan una extensión reducida en el marco de la Hoja, pero su papel, especialmente en la morfología superficial de aquellas áreas que sufrieron la acción glaciaria y en Hidrogeología, no puede ser negligido.

Los más importante son los depósitos de tipo glaciar, presentes en la zona de divisoria de aguas entre Asturias y León. El área más rica en materiales de este tipo es el nudo de Peña Ubija y sus estribaciones (fig. 2), pero también se encuentran en la zona de Puerto Ventana y en la de los lagos de Saliencia. Los glaciares cuaternarios fueron de tipo alpino, con lenguas de longitud corta. Para NUSSBAUM y GIGAX (1953), el glaciar del N de Torrebarrio, procedente de Puerto Ventana, habría poseído una lengua de 3 ó 4 km. de longitud.



QG-Depósitos glaciares removilizados; QL-Derrubios de ladera; QLS-Movimientos en masa; QFG-Depósitos fluvio-glaciares; QAI-Depósitos aluviales; Q-Cuaternario indiferenciado; ---Límite de circo glaciar; ---Morena glaciar; ---Límite de provincia.

Figura núm. 2.

En la zona de Peña Ubifia se presentan diversas morrenas (QMg), en relación con circos en buen estado de conservación orientados hacia el N o NE. STICKEL (1929), cita algunas de estas morrenas a 1.850 m. de altura. Tienen importancia también las de la zona de los lagos de Saliencia. Los lagos se encuentran en circos glaciares: el del valle del Lago y los del grupo de la Cueva, Cerveri y Calabazosa. Según HERNANDEZ PACHECO (1929), estos lagos tendrían un origen mixto, cárstico-glaciár; se trataría de dolinas agrandadas posteriormente por la acción de los glaciares (el lago de Calabazosa tiene 63 m. de profundidad).

Los depósitos glaciares removilizados (QG) en el valle de Tuiza, en la zona N del Fariñento y en el valle de Saliencia, ocupan una cierta extensión.

También han sido diferenciados en la cartografía derrubios de ladera (QL), movimientos en masa (QLs), conos de deyección (QCd). Los derrubios de ladera son frecuentes en las barras cuarcíticas que se encuentran en los frentes de cabalgamiento, como las que siguen el alto de La Mesa, por ejemplo.

Los depósitos morrénicos de Torrebarrio, enlazan con los materiales de relleno aluvial (QAI) de La Babia Baja, por intermedio de depósitos fluvioglaciares (QFG). En las inmediaciones de Torrebarrio, la red fluvial que drena la zona presenta un incipiente sistema de terrazas. También existen depósitos fluviales en el valle del río de Teverga (Valdesampetro), sin constituir niveles de terrazas.

En las cavidades cársticas, frecuentes en las zonas ocupadas por la Caliza de Montaña (LLOPIS *et al.*, 1954), la circulación subterránea determina la existencia de depósitos hipogeos de interés local. Ha sido particularmente estudiada a este respecto la cueva de Fresnedo, en el Sinclinal de La Sobia (JULIVERT, 1954).

Estos materiales cuaternarios no han proporcionado, hasta ahora, restos paleontológicos, por lo cual son de datación difícil, a no ser de manera indirecta por comparación con otras áreas de la Cordillera Cantábrica, mejor conocidas a este respecto. Sólo se han encontrado restos fósiles en los depósitos de cavernas. FRAGA (1958) menciona, por ej., la presencia de restos de *Cervus elaphus* L. en la citada cueva de Fresnedo, pero este hallazgo no posee significación cronoestratigráfica alguna.

TECTONICA

INTRODUCCION

Las primeras publicaciones que hacen referencia a la estructura geológica que presentan los materiales de la Hoja, son los de RODRIGUEZ ARANGO y GOMEZ DE LLARENA (1943), GOMEZ DE LLARENA (1946) y GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948). En estos trabajos se aportan al-

gunos rasgos básicos sobre la estructura de la región, en particular, sobre el área que corresponde al Manto de Somiedo. En los dos últimos citados se habla, por vez primera, de la existencia de un manto alóctono recubriendo la cuenca de San Emiliano y Teverga, aunque la idea ya había sido intuida antes por HERNANDEZ PACHECO (1929). Posteriormente, GARCIA FUENTE (1952, 1959) realiza la cartografía de la Hoja y describe sus características estructurales más importantes. Esta representación cartográfica fue incorporada por SITTER (1962) en su mapa de síntesis a escala 1:100.000 de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica.

De época más reciente, son otros trabajos que se refieren a la estructura de distintos sectores de la Hoja (JULIVERT *et al.*, 1968; MARCOS, 1968a, 1968b; VAN DEN BOSCH, 1968; SITTER y VAN DEN BOSCH, 1968; ALLER, *in litt.*). Todos los autores citados, han considerado que las estructuras dominantes en el marco de la Hoja son cabalgamientos y pliegues originados durante la orogénesis hercínica.

LA ESTRUCTURA DEL CONJUNTO

Dentro de la Hoja y con base a criterios estratigráficos y estructurales se pueden distinguir varias unidades, que de oeste a este son las siguientes:

- a) La unidad del Manto de Somiedo;
- b) La unidad de La Sobia-Bodón;
- c) La Cuenca Carbonífera central-Cuenca de Quirós (fig. 3).

Desde el punto de vista estratigráfico, estas unidades se caracterizan por presentar notables diferencias en cuanto a espesores y facies de las distintas formaciones a partir del Devónico, tal como hemos indicado anteriormente. Así, la unidad de Somiedo presenta un Devónico prácticamente completo, mientras que en la unidad de La Sobia faltan las formaciones correspondientes al Devónico superior y parte del Devónico medio, y en la Cuenca Carbonífera central, el Devónico se encuentra representado sólo por el Grupo de La Vid y unos pocos metros de las areniscas culminantes. Por otra parte, existen también importantes diferencias entre la sucesión carbonífera de la Cuenca central y la de las demás unidades.

Desde el punto de vista estructural, una sección transversal practicada a lo largo de la Hoja, muestra claramente la superposición de la unidad del Manto de Somiedo sobre la de La Sobia-Bodón, y a su vez la de ésta sobre la Cuenca Carbonífera central. De la observación del mapa geológico, así como de los cortes realizados, puede deducirse la existencia en estas unidades de varios tipos de estructuras superpuestas que, en orden de evolución de antiguo a moderno y en términos generales, son las siguientes:

1. Cabalgamientos y escamas cuya superficie tiende a ser, en buena parte de su trazado, paralela a la estratificación de la lámina cabalgante. Son las

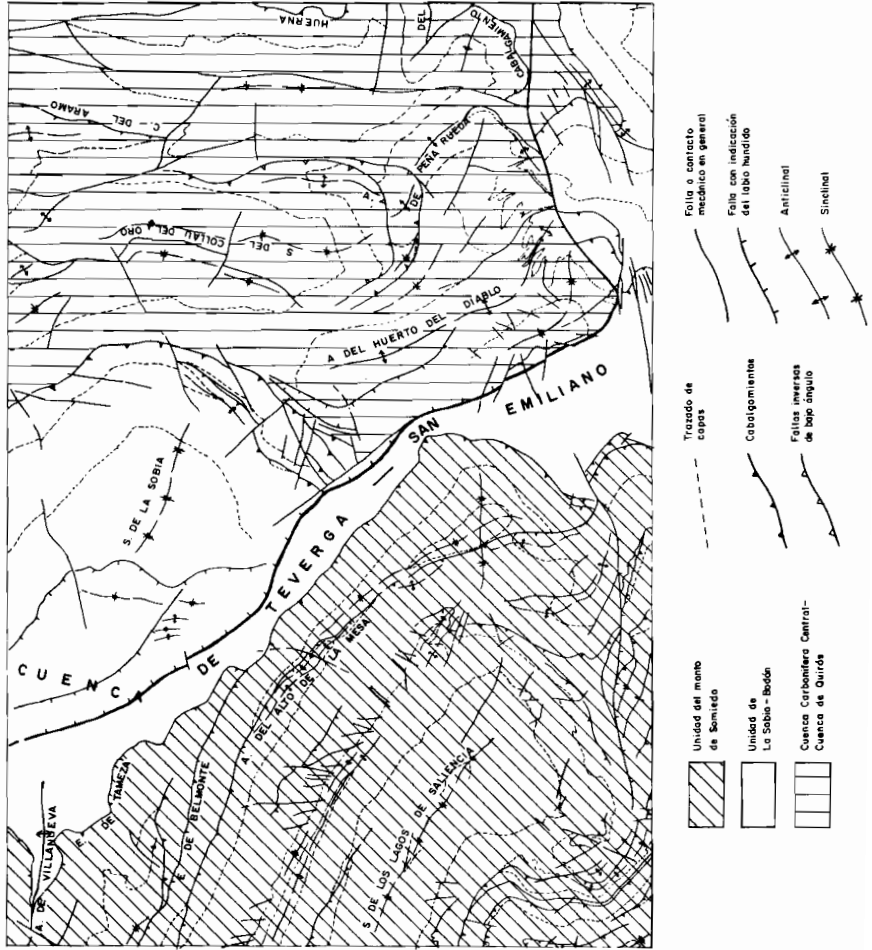


Figura núm. 3.

primeras estructuras existentes y en relación con ellas se desarrollan localmente pliegues de traza axial subparalela a su trazado.

2. Grandes pliegues de dirección aproximada NW-SE o N-S.

3. Una gran fractura para la que pueden deducirse movimientos verticales y en dirección (Falla de León) y sus estructuras asociadas.

4. Pliegues superpuestos a las estructuras anteriores, de trazado aproximado E-W.

5. Fallas subverticales tardías.

Esta sucesión de estructuras, es la comúnmente admitida para la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1971a), de la que forma parte el sector comprendido dentro de esta Hoja. En este sector, la deformación tuvo lugar en condiciones corticales superficiales, con ausencia de metamorfismo y estructuras menores penetrativas del tipo de la esquistosidad.

LOS CABALGAMIENTOS

Dentro de la Hoja existen varios cabalgamientos mayores, principalmente los de Somiedo, La Sobia-Bodón, Aramo y Huerna, que se encuentran limitando grandes unidades alóctonas, y asociados a los cuales se desarrollan escamas de menor envergadura. Sus características generales coinciden con las establecidas por JULIVERT (1971a) para los cabalgamientos situados en la Zona Cantábrica.

— Los cabalgamientos en la unidad del Manto de Somiedo

La superficie de cabalgamiento del Manto de Somiedo, pone en contacto la Caliza de Láncara con los materiales carboníferos de la cuenca de Teverga-San Emiliano. Esta superficie de fractura, paralela a la estratificación, de la Caliza de Láncara, se sigue de modo continuo desde Villanueva de Teverga hacia el S. pasando por Puerto Ventana hasta San Emiliano. Por encima de esta superficie de cabalgamiento, se coloca toda la sucesión paleozoica, desde el Cámbrico inferior, medio al Carbonífero. Todos estos materiales constituyen la lámina cabalgante que, en detalle, presenta una estructura relativamente complicada. Así, del trazado cartográfico del frente principal del manto, surgen numerosas escamas que dan lugar a una serie de imbricaciones que afectan fundamentalmente a las formaciones situadas por debajo del Grupo de La Vid, formando de este modo un «duplex». Este «duplex», se encuentra constituido por el conjunto formado por el cabalgamiento basal y las escamas que parten de él y ascienden hasta una superficie de despegue situada en los materiales incompetentes del Grupo de La Vid. Estas escamas que surgen de la superficie principal ascienden de un modo rápido, formando una rampa que presenta un fuerte ángulo con la estratificación de los materiales cabalgados y una forma cóncava hacia arriba (véase la cartografía de la parte SE del manto); al alcanzar la parte alta del Grupo de La Vid, la superfi-

cie de fractura cambia de inclinación hasta hacerse subparalela a las superficies de estratificación. El desplazamiento de los materiales que constituyen el alóctono sobre estas superficies conduce a la formación de un antiforme en la parte final de la rampa; así, muchos de los pliegues que se ven cortados por las escamas y muestran trazas axiales paralelas a éstas son, en realidad, simultáneos con su emplazamiento (por ej., el Anticlinal del Alto de La Mesa, los pliegues de la zona de Torrestío o los situados al S de esta última localidad). Una de estas escamas: la de Belmonte, adquiere mayor importancia hacia el N, fuera ya del ámbito de la Hoja, llegando a situar materiales cámbrios sobre el Carbonífero.

Aparte de las estructuras descritas, se generan durante el emplazamiento del manto, una serie de escamas intercutáneas en la lámina cabalgante, que afectan principalmente a los materiales competentes situados por encima del Grupo de La Vid. La existencia de estas escamas es un hecho relativamente frecuente en la Caliza de Santa Lucía y más esporádico en la Caliza de Portilla (véase extremo SW del mapa). El desplazamiento que comportan estas escamas, es pequeño (del orden de algunas decenas de metros) y se amortigua en los niveles competentes situados por encima y por debajo de estas formaciones.

Una estructura de gran interés dentro de la unidad cabalgante de Somiedo, es la terminación S del Sinclinal de los lagos de Saliencia que, como puede verse en el mapa, se trata de una terminación de trazado muy rectilíneo en la que las capas presentan ángulos de buzamiento muy elevados. A pesar de la existencia de pliegues cruzados, esta forma parece difícil de interpretar como debida exclusivamente a un fenómeno de interferencia. Una explicación alternativa, consistiría en considerar esta terminación como el reflejo superficial de una «tear fault» de dirección aproximada NE-SW en el autóctono, relacionada con el emplazamiento del manto. El límite entre la rampa de ascenso del manto por el NE (de dirección NW-SE) y la «tear fault» por el SE (de dirección NE-SW), condicionaría la presencia de una forma deprimida sinformal durante el emplazamiento del manto y la posterior formación del sinclinal de los lagos de Saliencia, durante los episodios de plegamiento posterior.

— Los cabalgamientos en la unidad de La Sobia-Bodón

Otro de los cabalgamientos importantes en la Hoja, es el de La Sobia-Bodón, que presenta un trazado discontinuo debido a la existencia de la Falla de León (MARCOS, 1968a, 1968b). En la unidad de La Sobia, este cabalgamiento conduce a la superposición tectónica de la Caliza de Láncara, sobre los materiales carboníferos de la cuenca de Quirós, en particular sobre los correspondientes a la serie inferior con calizas. Al igual que sucedía en la unidad del Manto de Somiedo, el trazado cartográfico de la superficie de cabalgamiento, es subparalelo a la estratificación de la lámina cabalgante. En la parte S de la zona de La Sobia, se observa cómo de la superficie principal

del manto se bifurcan varias escamas de poca importancia. Por otra parte, la terminación meridional del Sinclinal de La Sobia presenta una geometría análoga a la del Sinclinal de los lagos de Saliencia, por lo que su significado geológico puede ser también semejante.

La unidad de La Sobia, es cortada abruptamente por una fractura al N de Puerto Ventana. Al otro lado de esta fractura y varios kilómetros más al S., otra unidad alóctona de características comparables, la unidad de Bodón, es cortada por la misma de un modo semejante. Estos hechos han conducido a considerar la existencia de una única unidad alóctona, desplazada por una fractura: la Falla de León (MARCOS, 1968a, 1968b). Una discusión sobre las características de la falla de León se realizará más adelante.

— Los cabalgamientos en la Cuenca Carbonífera Central-Cuenca de Quirós

En la parte oriental de la Hoja y dentro de la Cuenca Carbonífera central, existen otros dos cabalgamientos: el cabalgamiento del Aramo y el del Huerna. En términos generales, estos dos cabalgamientos son los responsables de la individualización de las subcuencas denominadas por varios autores, de Quirós y de Riosa, de empleo frecuente en la terminología minera. El primero de estos cabalgamientos, es una estructura bien conocida más al N (PELLO, 1972, 1976), cuya prolongación en la presente Hoja ofrece grandes problemas debido a los desplazamientos producidos por las fracturas posteriores. Su trazado se sigue con facilidad al E del collado de La Cobertoria, pero su prolongación meridional, donde es cortado por varias fracturas, ofrece muchas dificultades. Por esta razón, en el presente trabajo se ha preferido no hacer hincapié en la individualización de estas subcuencas, denominando ordinariamente al conjunto Cuenca Carbonífera central-Cuenca de Quirós.

El trazado cartográfico del cabalgamiento del Huerna, solamente se puede seguir de modo parcial dentro del ámbito de la Hoja. En la parte SE de la misma, pone en contacto materiales carboníferos de la serie inferior y superior; su trazado es subparalelo a la estratificación de los materiales cabalgantes. El cabalgamiento del Huerna, como los anteriores, aparece afectado por los pliegues longitudinales y transversales. Debido a los primeros, fuertemente vergentes al W, la superficie de cabalgamiento presenta una inclinación hacia el E, es decir contraria a la inicial.

LOS PLIEGUES

— Pliegues asociados a los cabalgamientos

Las propias características geométricas de los mantos y escamas que se desarrollan en la Zona Cantábrica, condicionan la aparición de pliegues durante su emplazamiento. Así, es un hecho relativamente frecuente en esta

zona la existencia de pliegues situados en la parte frontal de las escamas y cortados por la superficie de cabalgamiento. Pliegues con estas características se encuentran en el ámbito de la Hoja, al N de los Puertos de La Mesa, en los alrededores de Torrestío y entre esta localidad y los Puertos de Triana, todos ellos en la unidad del Manto de Somiedo; y entre La Granda Mullida y El Posadoiro, en la de La Sobia. Se trata en todos los casos de pliegues cartografiados, aunque no de gran tamaño, que se identifican perfectamente en las formaciones más competentes.

Por otra parte, el movimiento de las unidades autóctonas sobre las «rampas de ascenso» (es decir, a lo largo de las fallas lítricas), condiciona la formación de un tumor antiformal por delante de la rampa y de una depresión sinformal por detrás. Las características geométricas de estas estructuras, resultan fuertemente modificadas durante la posterior deformación de los mantos, pero su importancia es muy grande, ya que controla la localización y el desarrollo de los pliegues posteriores. Así, algunos de los grandes pliegues a los que haremos referencia inmediatamente, tales como el Sinclinal de los lagos de Saliencia o el de La Sobia, se relacionan muy claramente con estructuras previas sinformales, situadas por detrás de la rampa de ascenso de los mantos a los que deforman.

— Pliegues longitudinales

Los cabalgamientos y escamas antes citados, se hallan afectados por pliegues, lo cual determina su trazado cartográfico ondulado. Así, el cambio en dirección del trazado del Manto de Somiedo a la altura de Puerto Ventana, la forma regularmente redondeada del cabalgamiento de La Sobia o el trazado arqueado de la unidad de Bodón al S de Tuiza, corresponden principalmente a terminaciones periclinales de pliegues. Esto mismo puede observarse en escamas y cuñas, aunque a menor escala.

La primera generación de pliegues, los pliegues longitudinales, presenta direcciones axiales NW-SE en la mitad occidental de la Hoja, que varían a N-S en la parte oriental de la misma. Entre estos pliegues, pueden destacar por su tamaño y continuidad el Sinclinal de los lagos de Saliencia, el del Collau del Oro, el Anticlinal de Peña Rueda y el del Huerto del Diablo. Se trata en general de pliegues abiertos, cuyos ángulos entre flancos varían entre 80 y 90°, vergiendo comúnmente hacia el W o verticales. En muchos casos, tal como se ha señalado, estos pliegues están condicionados por las estructuras previas; este hecho es particularmente claro en la región ocupada por el Manto de Somiedo y la unidad de La Sobia. La propia estructura del Sinclinal de los lagos de Saliencia y del de La Sobia (ver corte general, adjunto al mapa) está condicionada por la geometría de la lámina cabalgante de los mantos.

Cartográficamente, resaltan un grupo de pliegues longitudinales de tamaño medio situados en el valle de Tuiza; estos pliegues presentan ejes subverticales y trazas axiales algo anómalas en relación con los otros pliegues longitu-

dinales del mapa. Su disposición actual es debida fundamentalmente a los pliegues posteriores y al juego de la Falla de León.

— Pliegues transversales

Los elementos geométricos de los pliegues longitudinales antes citados, se encuentran modificados por un episodio de deformación posterior que da lugar generalmente a pliegues que han sido denominados regionalmente, pliegues radiales o transversales. Resulta muy difícil encontrar unas características comunes para este tipo de pliegues, ya que afectan a superficies que presentaban en el momento de su deformación posiciones muy diferentes. Así, sus trazas axiales son discontinuas y la posición de sus ejes y superficies axiales es muy variable y está en función de la posición originaria de las superficies de referencia. De este modo, en el ámbito de la Hoja se pueden observar pliegues transversales cuyos ejes varían de subverticales a suavemente inclinados (compárense, por ej., los pliegues del ángulo SW de la Hoja y el Anticlinal de Villanueva, en el ángulo NW), con mayor o menor grado de apretamiento y, en general, con trazas axiales de direcciones muy variables. Un estudio sobre las interferencias entre los pliegues longitudinales y transversales ha sido realizado por JULIVERT y MARCOS (1973), haciendo en algún caso concreto referencia expresa a estructuras del área que nos ocupa.

LA FALLA DE LEON

Siguiendo de NW a SE la cuenca carbonífera de Teverga-San Emiliano, existe una gran fractura que se inflexiona a la altura de Peña Ubiña, pasando a tomar desde este punto una dirección aproximada E-W. Es la falla de León, descrita, por primera vez, por SITTER (1962). Se trata de una falla subvertical, adosada a la cual se encuentran materiales estefanienses entre La Plaza y Peña Ubiña. De acuerdo con la disposición de estos materiales, el movimiento de dicha falla tuvo lugar en la vertical, con elevación alternativa de uno y otro labio. Sin embargo, un simple movimiento vertical no permite explicar la disposición de los afloramientos a uno y otro lado de la falla, lo cual revela que su historia debe ser mucho más compleja. Así, la falla corta en su bloque NE a la unidad de La Sobia (al N de Puerto Ventana) y, varios kilómetros más al S, a la de Bodón en el bloque SW (en el valle de Tuiza); si se asume —tal como puede deducirse del contexto regional— que ambas unidades son equivalentes, cabría suponer un movimiento de strike-slip sinistral de varios kilómetros y, teniendo en cuenta que la sucesión estratigráfica de ambas unidades no es exactamente la misma, una componente vertical de cierta importancia. La brusca inflexión que presenta esta fractura a la altura de Peña Ubiña ha sido interpretada como resultado de su deformación por los pliegues transversales (MARCOS, 1968a, 1968b). Sin embargo, es muy

posible que se trate incluso de una falla relacionada en parte con el desplazamiento lateral de los mantos de la vertiente S de la Cordillera Cantábrica (es decir, una «tear fault»), y en parte con la rampa de ascenso de la unidad de La Sobia, todas ellas removilizadas posteriormente. Esta fractura se prosigue varias decenas de kilómetros hacia el E, y un resumen de sus características e interpretación puede encontrarse en MARCOS (1979).

LAS ESTRUCTURAS TARDIAS

En todo el ámbito de la Hoja, pueden observarse fracturas tardías, difíciles de sistematizar en su conjunto, que cortan netamente las estructuras anteriores. De entre ellas, destacan por su importancia: las fallas N—S, que afectan a los materiales carboníferos de la parte oriental de la Hoja, la que determina el límite occidental de la Caliza de Montaña en el sinclinal de La Sobia, claramente visible por el contraste al que da lugar en el paisaje de la región y, finalmente, la falla que con trazado E-W corta el Manto de Somiedo entre la laguna de Las Verdes y los Puertos de Triana, en el borde meridional de la Hoja.

LA EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Los primeros materiales netamente discordantes que aparecen en el ámbito de la Hoja, son de edad Estefaniense B y son posteriores a los principales episodios de la deformación herciniana en este sector y, en general, en toda la Zona Cantábrica, lo cual constituye por tanto un límite superior de edad para dicha deformación.

El límite inferior de esta edad, es más difícil de establecer con precisión, con base a los materiales aflorantes en la Hoja. De éstos, los primeros que presentan un carácter sintectónico son las turbiditas y conglomerados interestratificados con la Caliza de Montaña en el flanco SW del Sinclinal de los lagos de Saliencia; su edad es Namuriense, tal vez Namuriense B, sin poder establecer por el momento más precisiones al respecto. El significado de estos materiales, corresponde a una inestabilidad en la cuenca y a una erosión de la cadena relacionada, sin duda alguna, con el emplazamiento de los mantos, que da lugar a la aparición de surcos y zonas elevadas que posteriormente se convirtieron en pliegues longitudinales.

Los materiales más modernos afectados por los cabalgamientos, pertenecen a la Formación San Emiliano (o a la Formación Sama); el carácter sintectónico de una parte de esta formación, viene constatado por la existencia de algunos olistolitos de gran tamaño próximos a la superficie de cabalgamiento en la unidad de La Sobia y especialmente en el Manto de Somiedo (Puerto Ventana). Esto nos indica que los mantos ya se encontraban en un estadio

avanzado de su emplazamiento durante el Westfaliense A (o Bashkiriense superior).

De acuerdo con los datos obtenidos en el resto de la Zona Cantábrica (véase, por ej., JULIVERT, 1971a), puede decirse que los demás acontecimientos tectónicos de la región tienen una edad intrawestfaliense (MARCOS, 1968a, 1968b, 1979). Con posterioridad al Estefaniense B, únicamente tiene lugar la aparición de algunas fallas y el reajuego de otras preexistentes, como es el caso de la Falla de León.

De todo lo anteriormente expuesto, podemos concluir que la deformación se inicia en el Namuriense con el movimiento de los mantos, prosigue durante el Westfaliense y finaliza esencialmente en el Westfaliense superior, teniendo lugar únicamente, con posterioridad a esta edad, el desarrollo de algunas estructuras de tipo frágil.

HISTORIA GEOLOGICA

La distribución cartográfica de las distintas formaciones dentro de la Hoja y sus relaciones mutuas, permite esbozar algunas ideas sobre la historia geológica de la zona. Estas ideas han de encontrar evidentemente su apoyo, en un contexto regional hoy día ya suficientemente conocido como para poder establecer conclusiones de una cierta validez.

Los terrenos más antiguos que afloran en la Hoja, pertenecen al Cámbrico inferior-medio y están presentes en todas las unidades estructurales que se han distinguido en la zona. Entre los materiales del Cámbrico inferior y los del Ordovícico inferior (Caliza de Láncara, Pizarras y Areniscas de Oville, Cuarcita de Barrios), existe una total continuidad estratigráfica. Se trata de formaciones de carácter intermareal a sublitoral, con predominio de materiales detríticos, cuya presencia atestigua la existencia de una considerable plataforma costera extendida por todo el ámbito actual de la Cordillera Cantábrica. Al iniciarse el Ordovícico medio, se presenta una laguna estratigráfica que se extiende hasta el Silúrico más bajo (Llandovery inferior). Esta ausencia de materiales, no seguida por una discordancia angular, debe corresponder seguramente a una emersión seguida de un nuevo hundimiento, como producto de sendos movimientos de ascenso y descenso de la corteza. El fenómeno es prácticamente general para toda la Zona Cantábrica (salvo para el borde NW de la misma), en la que se mantiene constante la presencia de dicha laguna estratigráfica (JULIVERT *et al.*, 1972).

Del Silúrico inferior al Devónico superior la sucesión es nuevamente continua, presentando los terrenos una gran variedad de facies, producto probable de los movimientos del substrato que determinarían leves elevaciones o hundimientos del mismo. En efecto, si bien la serie empieza con depósitos de carácter pelágico (Pizarras de Formigoso), la sedimentación adquiere prontamente un carácter costero muy marcado, con alternancia de formaciones detríticas (Areniscas de Furada-San Pedro, Areniscas del Naranco, Areniscas

de Nocedo) junto con otras en las que predominan las calizas construídas (Grupo de La Vid, Calizas de Moniello-Santa Lucía, Calizas de Portilla). El carácter costero de estos materiales, está evidentemente relacionado con la presencia de la citada área emergida, que ocuparía durante el Silúrico y el Devónico la parte centro-oriental de la Zona Cantábrica. La existencia de este área, fue supuesta por LOTZE (1961) por lo que se refiere al Cámbrico (aunque, en realidad, erróneamente en este punto) y reconocida por todos los autores posteriores. Es el «Bloque cantábrico», de RADIG (1962) o el «Geoanticlinal asturiano», de ADRICHEM BOOGAERT (1967).

La proximidad de la línea costera y las oscilaciones del zócalo, determinarían los cambios sedimentarios ocurridos en la zona, a lo largo del Silúrico superior y el Devónico. La cuenca silúrico-devónica debió cubrir la mayor parte de la Hoja, salvo quizá algún sector de la Cuenca Carbonífera central donde, por debajo de los materiales carboníferos, pudiera estar el borde costero. No obstante, solamente ha podido establecerse con relativa seguridad el trazado aproximado de la línea costera, para algunas formaciones del Devónico (Caliza de Moniello-Santa Lucía). La disposición de estas formaciones devónicas en las unidades estructurales de la Hoja da la impresión de que integran una serie regresiva, a causa de la desaparición de los términos estratigráficos superiores que parece producirse si nos desplazamos de SW a NE. En el Manto de Somiedo, por ej., la serie devónica es prácticamente completa y en cambio en la unidad de La Sobia existe una laguna estratigráfica que se extiende por todo el Devónico superior y parte del medio (salvo un delgado espesor de materiales que corresponde a las Areniscas de la Ermita) y aun es visible la pérdida lateral de términos desde Enrago, donde todavía existen las Areniscas del Naranco, hasta Tuiza, donde el Devónico superior descansa sobre el Grupo de La Vid. Pero el carácter regresivo es tan solo aparente, ya que probablemente se trata del resultado de una previa erosión en bisel de los materiales sedimentados antes del depósito del Devónico más alto.

La zona emergida se habría originado, probablemente, a causa de un suave abombamiento de la corteza, ya que a nivel de afloramiento no se han citado nunca discordancias angulares entre los materiales del Devónico superior y los anteriores al comienzo de la laguna estratigráfica. El Bloque cantábrico habría constituido el área fuente de los sedimentos costeros del Silúrico superior y del Devónico de la Región de Pliegues y Mantos, dentro de la Zona Cantábrica. La dirección de los aportes, estudiada en alguna de las formaciones detríticas, así lo demuestra.

La continuidad sedimentaria a lo largo de todo el Devónico y el carácter litoral o sublitoral de los depósitos de este período, muestra la existencia de una gran estabilidad de la cuenca mientras se estaba denudando totalmente el Macizo asturiano. La desaparición de éste como área fuente de la sedimentación, se produjo pues durante los últimos tiempos del Devónico. La formación devónica terminal, las Areniscas de La Ermita, cubre prácticamente toda el área geográfica de la Zona Cantábrica y manifiesta un carácter transgresivo, reconocido ya por COMTE (1959), determinando una dilatada plataforma

sobre la cual pudo instalarse la sedimentación carbonífera. El carácter transgresivo de la formación, puede reconocerse en el marco de la Hoja, ya que mientras en el Sinclinal de La Cueta y, parcialmente en el de los lagos de Saliencia, se dispone sobre materiales del Devónico superior, aparentemente en continuidad, en El Portillín, por ej., lo hace sobre los del Devónico inferior.

Los materiales del Carbonífero inferior, se depositaron pues sobre la nueva plataforma de la Zona Cantábrica. Un depósito lento de sedimentos pelágicos, determinó la existencia de series condensadas de calizas de grano fino durante el Tournaisiense y el Viseense. En los primeros tiempos del Tournaisiense, el depósito de materiales no alcanzó una total uniformidad dentro de la cuenca, lo que explica que en algunas áreas (como, por ej., el Manto de Somiedo, dentro de esta Hoja) no se hubiese producido la sedimentación de la Formación Baleas y, en cambio, estén presentes algunos hiatos de carácter local. Sin embargo, el depósito de la Caliza griotte se presenta generalizada por todo el ámbito de la Zona Cantábrica.

Un cambio importante se produce desde comienzos del Namuriense. Una inversión del relieve determinó que, una vez arrasado el Macizo astúrico, se originase una nueva área emergida de la Zona asturoccidental-leonesa. De este modo, en función del nuevo relieve la Cuenca carbonífera recibía los aportes de otras direcciones. Y es con este levantamiento cuando empiezan a producirse los primeros síntomas del ciclo orogénico herciniano, que se manifiesta en la desaparición de la uniformidad sedimentaria y en las propias características del régimen de sedimentación.

En efecto, si hasta el Carbonífero inferior las sucesiones estratigráficas se presentan con las mismas características aproximadamente en las distintas unidades estructurales, no sucede lo propio a partir de este momento, en que las series depositadas se diversifican, lo cual indica un proceso de compartimentación del dominio sedimentario. La columna estratigráfica propia de cada unidad, se diferencia de la de las restantes y ello constituye la expresión de una historia evolutiva de la sedimentación de una mayor complejidad, que deriva de su carácter esencialmente sintectónico. La existencia de depósitos de carácter turbidítico, en las unidades situadas en posición más externa respecto del arco asturiano (aquí representados por los materiales del Sinclinal de los lagos de Saliencia), es indicativa de la proximidad de un surco al pie del talud de borde de la zona emergida. Más hacia el E y NE, en cambio, los materiales contemporáneos (parte baja de las Formaciones San Emiliano y Lena) suponen un régimen de sedimentación marina más tranquila. La intensa erosión de la cadena, que se está elevando al Oeste, conduce a la irrupción en la cuenca de las primeras cuñas clásticas que, en la zona comprendida dentro de la Hoja, son de probable edad Westfaliense A-B, mientras que en la Cuenca Carbonífera Central propiamente dicha, sigue un régimen de tipo exclusivamente marino. En las capas más altas de la cuenca de San Emiliano, la existencia de olistolitos es correlativa del movimiento de avance y emplazamiento de los mantos de cabalgamiento. El carácter parálico de los

depósitos de la Cuenca Carbonífera Central, se produce más tarde que el de las cuencas de San Emiliano, Teverga y en parte Quirós, como expresión de un fenómeno temporal de desplazamiento progresivo hacia el Este de la sedimentación de carácter litoral, siguiendo una migración de la deformación en el mismo sentido.

Por lo que respecta a la historia tectónica de la región, ésta comienza, como ya se ha mencionado, en el Namuriense, con el desarrollo de los cabalgamientos (mantos, escamas y estructuras asociadas) y prosigue durante gran parte del Westfaliense, culminando con el desarrollo de dos sistemas de pliegues (sistemas longitudinal y transversal) que afectan a los cabalgamientos previamente formados. Posteriormente, solo tiene lugar la formación de diversas fallas o el rejuego de otras originadas anteriormente (por ej., Falla de León). El movimiento de estas fallas es, en muchos casos, posterior al Estefaniense que se encuentra afectado por ellas.

El levantamiento propiamente dicho de la Cordillera herciniana en la Zona Cantábrica, debió producirse durante el mismo Westfaliense, puesto que se han descrito distintas discordancias, seguidas por un depósito de conglomerados a partir del Westfaliense bajo. Pero en el ámbito de la Hoja, la primera discordancia es más tardía. Los materiales posteriores a la misma poseen edad Estefaniense, concretamente Estefaniense B. Son, por lo tanto, posteriores a la discordancia astúrica de STILLE. El depósito de un manto de conglomerados discordantes, de carácter predominantemente fluvial, supone una sedimentación de tipo molásico, postectónico, que cierra localmente el ciclo herciniano dentro de la zona.

La inexistencia de materiales mesozoicos y terciarios dentro de la Hoja, impide conocer gran parte de la historia geológica posterior de la zona. Por el contexto regional sabemos, no obstante, que, desmantelado el edificio herciniano a partir del Pérmico, volvió a rejuvenecerse el relieve en el ciclo alpídico, gracias al rejuego de antiguas fracturas y a la aparición de otras nuevas, que dió lugar a un nuevo levantamiento de la cadena. Los desniveles conseguidos determinaron la instalación de una red fluvial, a cuya acción así como a la del retoque glacial durante el Pleistoceno, se debe la morfología del relieve actual.

GEOLOGIA ECONOMICA

MINERIA

Desde antiguo se conoce la existencia de mineralizaciones en la zona comprendida dentro de la Hoja, que fueron ocasionalmente objeto de explotación. El cobre del Aramo, en realidad ya fuera de la Hoja, y el de la Alma-

grera en el mismo borde SE, fue conocido y explotado por los romanos (PAILLETTE y BEZARD, 1849; SCHULZ, 1858; DONY, 1893). La presencia de mineral de hierro se conoce también de tiempos antiguos en los puntos anteriores y en otros más, así como indicios de minerales diversos, como calamina, galena, cinabrio, etc.

La actividad minera moderna, se inició en el siglo pasado con el incipiente desarrollo industrial de la región, explotando especialmente el mineral de hierro y el carbón recién descubierto en los valles asturianos. La presencia de hierro sedimentario en las bandas de arenisca devónica (Arenisca de Furada-San Pedro) estimuló su explotación en varios puntos, así como el desarrollo de una pequeña industria siderúrgica en el valle de Quirós, que llegó a contar en Bárzana con tres altos hornos que funcionaron entre 1870 y 1890 (FUERTES ACEVEDO, 1884; ADARO y JUNQUERA, 1916). Paralelamente, se iniciaba la explotación de las capas hulleras existentes en las series carboníferas, especialmente en el mismo valle de Quirós y más tarde en Teverga. Este proceso, contribuyó a transformar hasta cierto punto el paisaje, y a modificar las características económicas de la zona, que llegó a contar con una línea férrea, ya inexistente, que la unía con Trubia, a fin de dar salida al mineral del interior de estos valles.

La reciente explotación de mineral de hierro en la zona se ha efectuado, no a partir del procedente de las areniscas devónicas, desgraciadamente demasiado rico en su contenido de sílice, sino del mineral existente en la base de la Caliza de Montaña en el flanco NE del sinclinal de los lagos de Salencia. En esta zona, se han beneficiado las mineralizaciones masivas en bolsas situadas en el área dolomitizada de la caliza (MARTINEZ ALVAREZ y DIAZ GONZALEZ, 1975). La Mina Santa Rita, de «Minas de Somiedo S.A.», inició sus labores de extracción en 1956 para cerrar en 1978, agotado prácticamente el yacimiento; la producción media era de unas 70.000 Tm. anuales de mineral (oligisto).

El carbón fue objeto de pequeñas labores en la cuenca de San Emiliano (Torrebarrio, Candemuela), abandonadas de hace muchos años; pero donde el beneficio de las capas carboníferas ha tenido importancia, ha sido en las cuencas de Teverga y Quirós y en los materiales post-astúricos de la zona de Puerto Ventana.

La extracción de carbón en la cuenca de Teverga la llevaba a cabo, hace años, «Minas de Teverga S.A.» y actualmente «Hulleras e Industrias S.A.» (HULLASA), que explota los paquetes del Sinclinal de Villanueva-La Plaza, en varios puntos, con una producción media de 85.000 Tm. por año. Las capas principalmente explotadas (Pozo San Jerónimo), son las G-3, G-4 y G-8 del tramo superior o «Paquete Generalas» y 5/6, 7/8, 9 y 11 del atramo inferior o «Paquete Caleras».

En la cuenca de Quirós, tras la euforia del siglo pasado, la explotación minera ha pasado por diversas vicisitudes, y varios de los antiguos pozos, tanto de la zona norte (Minas de Xagarín, fuera ya del marco de la Hoja)

como del flanco occidental del sinclinorio del Collado del Oro, han dejado de explotarse. Las antiguas concesiones de Mina Mariquita, y otras, han pasado a «Explotadora Minera de Quirós S.A.», que obtiene una producción anual del orden de las 40.000 Tm. Aunque se mantienen antiguas explotaciones en galería, la mayor parte de las labores actuales (1981) se efectúan a cielo abierto. El paquete más activamente explotado es el V, en el área central del sinclinorio, entre Cienfuegos y Cueto Prieto, aunque también es objeto de explotación el Paquete I en la zona de Villar de Cienfuegos.

Una mayor importancia ha adquirido, en los últimos años, la explotación del Estefaniense de Puerto de Ventana. Los activos trabajos de extracción en la zona, han conseguido elevar la producción a unas 130.000 Tm. anuales de hulla semigrasa, baja en volátiles. Las labores son mixtas; la mayor parte de ellas siguen siendo subterráneas, pero desde 1976 se ha iniciado una explotación a cielo abierto que supone una quinta parte de la producción total. Dos empresas benefician estos materiales: «Minas de Puerto Ventana S.A.», que inició sus trabajos en 1971 y que produce el 75% del tonelaje total, y la de Avelino García Iglesias que explota Bienvenida Segunda y otras minas de la vertiente N de Ventana, de las que es propietaria la «Minero-Siderúrgica de Ponferrada S.A.». Varias son las capas explotadas, particularmente la «Olga» (o «Esquistera», según denominación de la segunda empresa), que es la afectada en parte por las explotaciones de superficie, y la «Ancha» (o «María Olga»), que en algunos puntos supera los 2 m. de espesor.

Escasean las canteras dentro de la zona comprendida en la Hoja. Materiales canterables existen en diversos puntos, pero no son objeto de explotación por aparecer alejados de vías de comunicación que puedan darles fácil salida: es el caso de la cuarcita que, pese a su extensión superficial en la zona, no aparece cruzada en ningún punto por alguna de las carreteras de la Hoja. Otros materiales útiles como la caliza, apenas si han sido objeto de aprovechamiento en esta zona.

HIDROGEOLOGIA

La notable diversidad litológica de los materiales que aparecen en la presente Hoja, da lugar a comportamientos diferentes frente a la circulación y almacenamiento de aguas subterráneas. En líneas generales, puede decirse que las formaciones en las que predominan o abundan las pizarras son poco aptas como materiales acuíferos. Las formaciones arenosas presentan una porosidad variable, dependiendo de sus características texturales; en todo caso, se trata de materiales fuertemente compactados y cementados, en los cuales cabe prever una permeabilidad baja, que debe alcanzar su mínima expresión en la Cuarcita de Barrios. A estas condiciones litológicas desfavorables, se une el hecho de que estas formaciones afloran a menudo en laderas con pendientes elevadas y vegetación densa, con lo cual se favorece la

escorrentía superficial y la evapotranspiración, lo que va, en definitiva, en detrimento de la infiltración. En estas formaciones pizarrosas o arenosas sólo cabe esperar, en consecuencia, pequeños acuíferos de escasa importancia localizados en zonas de alteración superficial o en zonas particularmente fracturadas.

Las formaciones que mayor interés presentan desde el punto de vista hidrogeológico, son las carbonatadas. Este interés depende en buena medida de su situación estructural y morfológica. En general, las Formaciones Láncara, Santa Lucía, Portilla, San Emiliano y los Grupos de La Vid y Lena, no forman en superficie acumulaciones de caliza suficientemente grandes como para permitir la alimentación de capas acuíferas importantes. Además, algunas de estas unidades litológicas aparecen muy dolomitizadas (Formación Láncara y Grupo de La Vid), con lo cual su grado de karstificación es bajo.

La Caliza de Montaña es la formación que presenta, en algunos casos, unas condiciones idóneas para la acumulación de agua subterránea. Esto es particularmente cierto en los Sinclinales de los Lagos de Saliencia y de La Sobia. Estos pliegues presentan en sus núcleos importantes acumulaciones de calizas, que afloran en zonas elevadas y se hallan intensamente karstificadas, constituyendo en consecuencia excelentes zonas de alimentación. La terminación SE de estos pliegues, se encuentra bruscamente cerrada (véase el apartado dedicado a la Tectónica) impidiendo la descarga del agua. Por esta razón, y dado que el eje de estos pliegues es subhorizontal, la acumulación de agua en estas calizas debe de ser muy importante y su descarga debe de efectuarse en zonas más septentrionales, ya fuera del ámbito de la Hoja.

Los núcleos calcáreos de los anticlinales del Huerto del Diablo y de Peña Rueda, constituyen también excelentes áreas de alimentación hídrica. En estos casos, es probable que la circulación se efectúe hacia el área sinclinal situada entre ambos anticlinales, cabiendo la posibilidad de que la capa acuífera se convierta en cautiva bajo las pizarras carboníferas situadas encima de las calizas. No obstante, su descarga parece efectuarse en las cotas más bajas de los contactos caliza-pizarra, que corresponden a los flancos orientales de los mencionados anticlinales, en los que existen importantes manantiales. Cabe destacar entre éstos, los manantiales de Lindes y Cortes (Fuentes calientes), que contribuyen al suministro de aguas a la ciudad de Oviedo.

BIBLIOGRAFIA

- ABELLA CASARIEGO, E. (1877).—«Datos topográficos del Concejo de Teverga». Provincia de Oviedo. *Bol. Comis. Map. Geol. Esp.*, 4, pp. 251-256.
- ADARO, L. & JUNQUERA, G. (1916).—Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.* («Criaderos de hierro de España»), 2, 610 pp.
- ADARO, L. & JUNQUERA, G. (1926).—«Atlas del estudio estratigráfico de la Cuenca Central de Asturias». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN (1966).—«Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications». *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 130-189.
- ALLER, J. (in litt).—«La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11.
- ALMELA, A., GARCIA-FUENTE, S. & RIOS, J.M. (1956).—«Mapa Geológico, esc. 1:50.000, Hoja núm. 52 (Proaza)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 81 pp.
- 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 N. del Macizo Ibérico* (Edic. Homenaje a I. Parga Pondal). *Cuad. Seminario Est. Cerámicos Sargadelos*, 27, pp. 43-70.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 2 (1), 630 pp.
- BOSCH, W.J. VAN DEN (1969).—«Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 44, pp. 137-225.
- BOWMAN, M.B.J. (1979).—«The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian/Westfalian) Cantabrian Mountains, NW. Spain». *Sedim. Geol.*, 24, pp. 25-43.
- BROUWER, A. & GINKEL, A. VAN (1964).—«La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques». *C.R. V. Congr. Int. Strat. Geol. Carb.* (1963), 1, pp. 307-319.

- BUDINGER, P. & KULLMANN, J. (1964).—«Zur Frage von Sedimentationsunterbrechungen im Goniatiten- und Conodonten-führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges» (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964 (7), pp. 441-429.
- CACHAN, C.J. (1978).—«Palinoflora del Westfaliense A superior y B inferior de la cuenca hullera de Teverga» (Oviedo, España). *Palinologia*, 1, pp. 103-113.
- COMTE, P. (1936a).—«La série dévonienne du León (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. France*, 202, pp. 337-339.
- COMTE, P. (1936b).—«Le Dévonien inférieur du Léon (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. France*, 202, pp. 771-773.
- COMTE, P. (1936c).—«Le Dévonien moyen et supérieur du Léon (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. France*, 202, pp. 1.198-1.200.
- COMTE, P. (1937).—«La série cambrienne et silurienne du Léon (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. France*, 204, pp. 604-606.
- COMTE, P. (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 440 pp.
- CORUGEDO, E. (1932).—«La geología de la Cuenca del río Tuiza y sus reservas de energía hidráulica». *2.º Congr. Agrup. Min. NO. Esp.*, pp. 33-47.
- CRAMER, F.H. (1964a).—«Some acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnian) of the Cantabric Mountains in Spain». *Bull. Soc. Belg. Geol.*, 73, pp. 33-38.
- CRAMER, F.H. (1964b).—«Microplankton from three Paleozoic formations in the province of León (NW. Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 30, pp. 253-361.
- CRAMER, F.H. (1966a).—«Additional morphographic information of some characteristic acritarchs of the San Pedro and Furada formations (Silurian-Devonian boundary) in León and Asturias, Spain». *Com. Inst. Geol. Min. España*, 83, pp. 27-48.
- CRAMER, F.H. (1966b).—«Palynomorphs from the Siluro-Devonian boundary in NW. Spain». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 85, pp. 71-82.
- CRAMER, F.H. & DIEZ, M.C.R. (1978).—«Iberian Chitinozoans. I. Introduction and summary of pre-Devonian data». *Palinologia*, 1, (vol. extr.), pp. 149-201.
- DE COO, J.M.C.; DEELMAN, J.C. & VAN DER BAAN, V. (1971).—«Carbonate facies of the Santa Lucía formation (Emsian-Couvinian) in León and Asturias, Spain». *Geol. en Mijnb.*, 50, pp. 359-366.
- DELEPINE, G. (1928).—«Sur l'âge des grès du Naranco (Asturies)». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 187, pp. 239-241.
- DELEPINE, G. (1943).—«Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)». *Mém. Acad. Sci. Inst. Fr.*, 66 (3), 122 pp.
- DIEZ, M.C.R. & CRAMER, F.H. (1978).—«Iberian Chitinozoans. II. Lower Devonian forms (La Vid Shales and equivalents)». *Palinologia*, 1 (vol. extr.), pp. 203-217.

- DORY, A. (1893).—«Las antiguas minas de cobre y cobalto del Aramo». *Rev. Minera*, XLIV, pp. 334-337 y 361-365.
- EVERS, H.J. (1967).—«Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW. Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 83-151.
- FRAGA TORREJON, E. DE (1958).—«Catálogo bibliográfico de la fauna cuaternaria asturiana». *Speleon*, IX, 1-2, pp. 71-143.
- FUERTES ACEVEDO, M. (1884).—«Mineralogía asturiana. Catálogo descriptivo de las sustancias, así metálicas como lapídeas, de la provincia de Asturias, seguido de breves consideraciones acerca de su importancia industrial». *Impr. del Hospicio Provincial*, Oviedo, 224 pp.
- GARCIA ALCALDE, J.L. & ARBIZU, M.A. (1976).—«Les faunes pélagiques Du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO. de l'Espagne)». *Ann. Soc. Geol. Nord.*, XCI, pp. 413-417.
- GARCIA ALCALDE, J.L.; ARBIZU, M.A.; GARCIA-LOPEZ, S. & MENDEZ BEDIA, I. (1979).—«Guide book of the field trip meeting of the International Subcommission on Devonian stratigraphy». *Serv. Publ. Univ. Oviedo*, pp. 1-41.
- GARCIA FUENTE, S. (1952).—«Geología del Concejo de Teverga (Asturias)», *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 64, pp. 345-456.
- GARCIA FUENTE, S. (1956).—«Datos para el estudio geológico del Concejo de Quirós (Asturias)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 41, pp. 21-31.
- GARCIA FUENTE, S. (1959).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000 Hoja n.º 77, La Plaza (Teverga)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 305 H., 68 pp.
- GARCIA LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, Ch. & FREYS, R. (1971).—«El Carbonífero de la Cuenca central asturiana». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, pp. 101-150.
- GIETELINK, G. (1973).—«Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delte-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW. Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 49, pp. 125-144.
- GINKEL, A. VAN (1965).—«Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 34, 225 pp.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1946).—«Nuevos yacimientos cámbricos en la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 44, pp. 101-111.
- GOMEZ DE LLARENA, J. & RODRIGUEZ ARANGO, C. (1948).—«Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León)». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 61, pp. 79-206.
- GROSCH, P. (1911).—«Zur kenntnis des Paläozoikums und des Gebirgsbaues des westlichen Kantabrischen ketten in Asturien (Nord-Spain)». *N. Jb. F. Min.*, 22, pp. 714-753.
- HEIM, G. (1861).—«Memoria sobre las minas de la Compañía Chauviteau en el distrito de Quirós (Asturias)». *Rev. Min.*, XII, pp. 81-87 y 97-110.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1929).—«Datos sobre la geología asturiana (Leitariegos y Somiedo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29, pp. 295-296.

- HERNANDEZ PACHECO, F.; LLOPIS-LLADO, N.; JORDA CERDA, F. & MARTINEZ, J.A. (1957).—«Libro Guía de la excursión N2. El Cuaternario de la región cantábrica (22-31 agosto 1957)». *INQUA, V. Congr. Intern.*, pp. 7-72.
- HERNANDEZ SANPELAYO, P. (1944).—«Nueva fauna cambriana en Puerto Ventana (Asturias-León)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 12, pp. 3-11.
- HEWARD, A.P. (1978).—«Alluvial and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cifera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain». *Sedimentology*, 25, pp. 451-488.
- HIGGINS, A.C. (1971).—«Conodont biostratigraphy of the late Devonian-early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, pp. 179-192.
- HIGGINS, A.C.; WAGNER-GENTIS, C.H.T. & WAGNER, R.H. (1964).—«Basal Carboniferous strata in part of northern León, NW. Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas». *Bull. Soc. Belg. Geol. Paléont. Hydrol.*, LXXII, pp. 205-248.
- JULIVERT, M. (1954).—«Estudio hidrogeológico de las cuevas de Fresnedo (Teverga, Asturias)». *Speleon*, 5 (4), pp. 246-223.
- JULIVERT, M. (1960).—«La terminación septentrional de la Cuenca de Quiros (Cordillera Cantábrica)». *Brev. Geol. Ast.*, 4 (1-2), pp. 19-34.
- JULIVERT, M. (1971a).—«Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain». *Am. Journ. Sci.*, 270, pp. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971b).—L'évolution structurale de l'arc asturien. In «Histoire structurale du Golfe de Gascogne». *Publ. Inst. Fr. Pétrol.* 1, pp. I.2.1.-I.2.28.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1971).—«Mapa geológico de España esc. 1:200.000, Hoja n.º 9 (Cangas de Narcea)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 30 pp.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain)». *Amer. Journ. Sci.*, 273, pp. 353-375.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogeographique du NW. de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNANDEZ GARCIA, L. (1968).—«La estructura del manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 2, pp. 1-44.
- KEGEL, W. (1929).—«Das Gotlandium in der Kantabrischen ketten nordspaniens». *Z. Dtsch. Geol. Gess.*, 81, pp. 35-62.
- KULLMANN, J. (1961).—«Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) I. Stratigraphie. Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113 (3), pp. 219-326.
- KULLMANN, J. (1962).—«Die Goniatiten des Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz*, 1962, 6, pp. 1-119.

- KULLMANN, J. (1963). — «Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II Paläontologie der U.O. *Prolecanitina* MILLER & FURNISH». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 116 (3), pp. 269-324.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961). — «Das Kambrium Spaniens. I. Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw.*, 6-8, pp. 1-411.
- LYS, M. & SERRE, B. (1958). — Contribution a la connaissance des microfau-nes du Paléozoïque. «Etudes micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne)». *Rev. Inst. Fr. Pétrol. Ann. Comb. Liqui-des*, XIII (6), pp. 879-916.
- LLOPIS LLADO, N. (1951-53). — «Mapa geológico del reborde meridional de la Cuenca carbonífera asturiana esc. 1:25.000». *Inst. Est. Pir. (C.S.I.C.)*.
- LLOPIS LLADO, N. (1955). — «Sobre las tectonitas del Carbonífero de Telle-do». *Univ. Barcelona, Secr. Publ.* (vol. homenaje Dr. Francisco Pardillo), pp. 163-168.
- LLOPIS LLADO, N.; FERNANDEZ, J.M. & JULIVERT, M. (1954). — «Avance al Catálogo espeleológico de Asturias». *Speleon*, V, pp. 187-221.
- MADARIAGA, R. (1928). — «Notas sobre la distribución de especies fósiles del Carbonífero». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 1, pp. 56-59.
- MALLADA, L. (1898). — «Explicación del Mapa Geológico de España, T. III, Sistemas Devoniano y Carbonífero». *Mem. Comis. Map. Geol. Esp.*, p. 405.
- MARCOS, A. (1968a). — «La tectónica de la unidad de La Sobia-Bodón». *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 2, pp. 59-87.
- MARCOS, A. (1968b). — «Notas sobre el significado de la "Leon Line"». *Brev. Geol. Ast.*, 12 (3), pp. 1-5.
- MARCOS, A. (1979). — «Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León-line, Cantabrian Mountains, North Spain). Discussion». *Tectonophysics*, 60, pp. 303-308.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.; CARPIO, V.; GUTIERREZ CLAVEROL, M.; MARCOS, A. & VARGAS, I. (1968). — «Notas sobre las características estructurales de la zona de Cueto Negro (Cordillera Cantábrica)». *Acta Geol. Hisp.*, 3 (2), pp. 25-28.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. & DIAZ GONZALEZ, S. (1975). — «Estudio de las mineralizaciones de hierro de las inmediaciones del lago de la Cueva, en la región de los lagos de Saliencia (Somiedo-Oviedo)». *Bol. Geol. Min.*, 86 (5), pp. 498-504.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.; GUTIERREZ CLAVEROL, M. & VARGAS ALONSO, I. (1968). — «Geología de la región de la Cordillera Cantábrica comprendida entre los puertos Pajares y Ventana». *Doc. Invest. Geol. Geotec. (E.T.S.I.M.)*, 7, 6 pp.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.; TORRES ALONSO, M.; GUTIERREZ CLAVEROL, M. & VARGAS ALONSO, I. (1969). — «Rasgos estructurales del borde occidental de la cuenca carbonífera central de Asturias». *Doc. Invest. Geol. Geotec. (E.T.S.I.M.)*, 10 B, 6 pp.

- MARTINEZ CHACON, M.L. (1979).—«Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida y Rynchonellida)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 96, 291 pp.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1976).—«Biofacies y Litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW. de España)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 9, pp. 1-93.
- MENENDEZ, J.R. (1978).—«Conodontos de la Formación Genicera en el corte de Entrago (Teverga-Asturias)». *Brev. Geol. Ast.*, 22 (4).
- MONREAL, L. (1879).—«Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1878 a 1879». *Bol. Comis. Map. Geol. Esp.*, 6, pp. 311-320.
- MOORE, L.R.; NEVES, R.; WAGNER, R.H. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971).—«The stratigraphy of Namurian and Westfalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW. Spain». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, pp. 307-363.
- NUSSBAUM, F. & GIGAX, F. (1953).—«La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica». *Est. Geográf.*, 51, pp. 261-270.
- OELE, E. (1964).—«Sedimentological aspects of four lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 30, pp. 1-99.
- PAILLETTE, A. & BEZARD, A. (1849).—«Coup d'oeil sur les minerais de fer des Asturies». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2ème. sér., 6, pp. 579-599.
- PAILLETTE, A. & VERNEUIL, E. DE (1846).—Observations sur les localités charbonnières importantes des Asturies. «Note sur les fossiles des localités ci-dessus». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2ème. sér., (3), pp. 450-457.
- PAILLETTE, A.; VERNEUIL, E. DE & D'ARCHIAC, A. (1845).—Recherches sur quelques unes des roches qui constituent la province des Asturies. «Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2ème. sér., 2, pp. 439-482.
- PATAC, I. (1920).—«La Formación Uraliense Asturiana. Estudios de Cuencas Carboníferas». *Compañía Asturiana de Artes Gráficas, S. A.*, Gijón, 50 pp.
- PELLO, J. (1968).—«Sobre la existencia del Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W. de Oviedo». *Brev. Geol. Ast.*, 12 (3), pp. 11-16.
- PELLO, J. (1972).—«Estudio geológico de la región central de Asturias». *Thesis Inéd. Fac. Ciencias Univ. Oviedo*.
- PELLO, J. (1976).—«Mapa geológico de España esc. 1:50.000, Hoja n.º 12-5 (Proaza)». 2.ª serie, 1.ª ed. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 53 pp.
- POLL, K. (1963).—«Zur stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien, Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117, pp. 235-250.
- PRADO, C. DE (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur le terrain silurien des Asturies». *Bull. Soc. Geol. France*, 2ème. sér., 15, p. 91.

- RACZ, L. (1965).—«Carboniferous calcareous Algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León, NW. Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 1-112.
- RADIG, F. (1962).—«Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspain)». *Geol. Rundschau*, 52, pp. 346-357.
- REVILLA, J. (1906).—«Riqueza minera de la provincia de León. Su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla». *Impr. Alemana, Madrid*, pp. 311-72.
- RODRIGUEZ, R.M. (1978).—«Miosporas de la Formación San Pedro-Furada (Silúrico superior-Devónico inferior), Cordillera Cantábrica, NO. de España». *Palinología*, 1 (vol. extr.), pp. 407-433.
- RODRIGUEZ ARANGO, C. & GOMEZ DE LLARENA, J. (1943).—«Estudio de la cuenca carbonífera de San Emiliano». *Informe manuscrito presentado al Instituto Luis Adaro*.
- RUIZ FALCO, M. & MADARIAGA, R. (1931-33).—«Vegetales fósiles del Carbonífero español». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 52.52, pp. 199-225, 67-68.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». 138 pp., 1 mapa geol. esc. 1:400.000 (1857), José González, Madrid.
- SDZUY, K. (1967).—«Trilobites del Cámbrico medio de Asturias». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, pp. 77-134.
- SITTER, L.U. DE & BOSCH, W.J. VAN DEN (1968).—«The structure of the SW. part of the Cantabrian Mountains». *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 213-216.
- SITTER, L.U. DE (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. 255-264.
- STICKEL, R. (1929).—«Observaciones de morfología glaciar en el NO. de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29, pp. 297-313.
- STOCKMANS, F. & WILLIERE, Y. (1965).—«Documentos paleobotánicos para el estudio de la geología hullera del Noroeste de España». *Mem. Inst. Roy. Sci. Nat. Bel.*, 79 (2), pp. 1-106.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A. & JULIVERT, M. (1974).—«Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16 (1), pp. 23-35.
- VELANDO, F.; CASTELLO, R. & ORVIZ, F. (1976).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja n.º 13-6 (Pola de Lena)», 2.ª serie, 1.ª edic., *Inst. Geol. Min. Esp.*, 44 pp.
- VIDAL BOX, C. (1959).—«La estructura geológica del borde de la depresión hullera de Laciana con Babia Alta (prov. León)». *Est. Geol.*, 15 (41-44), pp. 381-389.
- VILAS-MINONDO, L. (1971).—«El Paleozóico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 80, pp. 1-169.
- WAGNER, R. (1959).—«Flora fósil y estratigráfica del carbonífero de España NW. y Portugal N.»». *Est. Geol.*, 15, pp. 393-420.

- WAGNER, R. (1962).—«A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW. Spain». *C.R. 4ème. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Heerlen (1958), 3, pp. 753-762.
- WAGNER, R.H. (1963).—«A general account of the Paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 74, pp. 163-331.
- WAGNER, R.H. (1966).—«Paleobotanical dating of the upper Carboniferous folding phases in NW. Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, 169 pp.
- WAGNER, R.H.; WINKLER-PRINS, C.F. & RIDING, R.E. (1971).—«Litho-Stratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, pp. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).—«Lower Namurian goniatites from the Griotte Limestone of the Cantabrian Mountains Chain». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, pp. 5-41.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968).—«Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW. Spain): Systematics, Stratigraphy and Paleoecology». *Leidse Geol. Med.*, 43, pp. 41-126.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 5, 118 pp.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS. 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA