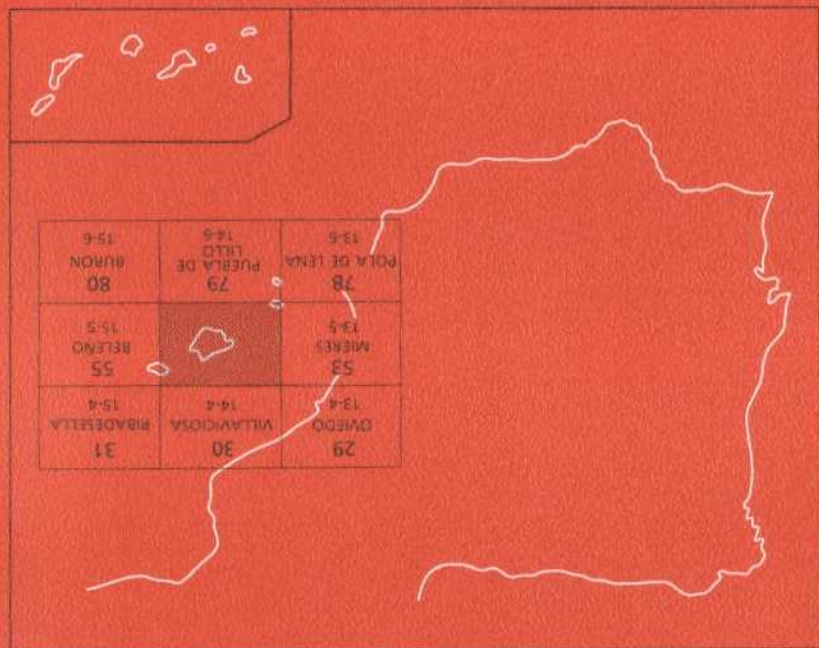


RIOSECO



Segunda serie - Primera edición

Escala 1:50.000

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Instituto Tecnológico
Geológico de España



14-5

54

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RIOSECO

Primera edición

MADRID, 1989

INDICE

	Página
1. INTRODUCCION	9
1.1. EL MARCO GEOGRAFICO	9
1.2. SITUACION GEOLOGICA Y GENERALIDADES	11
1.3. ANTECEDENTES	11
2. ESTRATIGRAFIA	12
2.1. INTRODUCCION	12
2.2. LAS SERIES PRECARBONIFERAS	13
2.2.1. Cámbrico	13
2.2.1.1. Formación Láncara. Cámbrico Inferior-medio (1) ..	14
2.2.1.2. Formación Oville. Cámbrico Medio (2)	16
2.2.2. Ordovícico	20
2.2.2.1. Cuarcita de Barrios. Arenig (3)	21
2.2.2.2. Formación Sueve. Llanvirn-Llandeilo (4)	23
2.2.3. Devónico (5)	24
2.3. EL CARBONIFERO	26

2.3.1. Carbonífero Inferior	27
2.3.1.1. Formación Vegamián. Tournaisiense (6)	28
2.3.1.2. Formación Alba (o Genicera). Viseense Inferior-Namuriense Inferior (7)	29
2.3.2. Carbonífero Superior	30
2.3.2.1. Caliza de Montaña	32
2.3.2.1.1. Formación Barcaliente. Serpujoviense-Bashkiriense (8)	32
2.3.2.2. Las series carboníferas superiores a la «Caliza de Montaña»	34
2.3.2.2.1. Unidad de la «Cuenca Carbonífera Central»	34
2.3.2.2.1.1. Grupo Lena	34
2.3.2.2.1.1.1. «Paquete». Fresno. Bashkiriense (15) .	35
2.3.2.2.1.1.2. «Caliza de Peñamayor». Bashkiriense (8')	35
2.3.2.2.1.1.3. «Caliza de Peñaredonda». Bashkiriense-Vereyense (16)	38
2.3.2.2.1.1.4. «Paquete Levinco». Vereyense-Kashiriense (17)	39
2.3.2.2.2. La serie Carbonífera del Manto de Rioseco	40
2.3.2.2.3. Las series superiores a la «Caliza de Montaña» en el Manto del Ponga o Región de Mantos	41
2.3.2.2.3.1. Formación Ricacabiello. Bashkiriense (9) ..	41
2.3.2.2.3.2. Formación Beleño. Bashkiriense Superior-Moscoviense Inferior (10, 11)	43
2.3.2.2.3.3. Formación Escalada. Kashiriense-Myachkovienne (12)	45
2.3.2.2.3.4. Formación Fito. Podolskiense-Myachkovienne (13, 14)	48
2.3.3. El Estefaniense	53
2.4. CRETACICO	54
3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS	56
4. TECTONICA	60
4.1. INTRODUCCION	60
4.2. MANTOS Y ESCAMAS	62
4.2.1. Geometría de los Mantos: Cortes Geológicos compensados	62
4.2.2. Manto de Laviana	65
4.2.3. Manto de Rioseco	65
4.2.4. Manto de Caso	66

4.2.5. Manto de Beleño	66
4.2.6. Manto de los Beyos	67
4.2.7. Estructuras laterales de los mantos	67
4.3. EL PLEGAMIENTO DE LOS MANTOS	69
4.3.1. Pliegues longitudinales	69
4.3.2. Pliegues radiales	70
4.4. FALLAS INVERSAS: GEOMETRIA Y ORIGEN	71
4.5. LA FRACTURACION TARDIA	72
4.6. LA FRACTURACION ALPINA	72
4.7. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS	73
5. ROCAS IGNEAS	74
5.1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES	74
5.2. DESCRIPCION MACROSCOPICA	75
5.3. PETROGRAFIA	76
5.3.1. Pórfidos	76
5.3.2. Granodioritas	78
5.3.3. Cuarzomonzograbos-Cuarzomonzodioritas. Gabros microporfídicos	79
5.3.3.1. Cuarzomonzogabros-Cuarzomonzodioritas	79
5.3.3.2. Gabros microporfídicos	80
5.3.3.3. El gabro piroxénico-olivínico de Lozana	81
5.4. CARACTERIZACION GEOQUIMICA	82
5.5. METAMORFISMO DE CONTACTO	87
6. HISTORIA GEOLOGICA	88
7. GEOLOGIA ECONOMICA	90
7.1. MINERIA DE CARBON	90
7.1.1. Cuenca de La Marea-Coballes	92
7.1.1.1. Sector Coballes-Tanes	92
7.1.1.2. Sector de La Marea	93
7.1.2. Cuenca de Beleño	93
7.1.2.1. Sector de Pandemules	95
7.1.2.2. Sector de La Trapa	95
7.1.3. Cuenca de Sellaño	95
7.2. MINERIA METALICA	96
7.2.1. Yacimientos ligados a fracturas	96
7.2.2. Yacimientos ligados a cuerpos ígneos intrusivos	97
7.3. HIDROGEOLOGIA	98
8. BIBLIOGRAFIA	99

1. INTRODUCCION

1.1. EL MARCO GEOGRAFICO

Desde un punto de vista geográfico la Hoja de Rioseco se encuentra situada en la parte centro-oriental de Asturias. El territorio incluido en esta hoja comprende los concejos situados en el alto valle del Nalón: Caso, Sobrescobio y parte de Laviana, así como concejos situados en la cuenca hidrográfica del Sella, a través de sus afluentes, Ponga y Piloña que dan nombre a los concejos homónimos; también incluye un pequeño sector del Concejo de Nava en su cuadrante NO.

Los elementos fundamentales del paisaje, en esta región, son los «cordales» montañosos delimitados por afloramientos de cuarcitas ordovícicas y, en menor medida, de calizas carboníferas, atravesados insecuentemente por los ríos más importantes a través de profundos cañones; las áreas ocupadas por los materiales carboníferos siliciclásticos, constituyen los sectores deprimidos del paisaje, aprovechados subsecuentemente por algunos cauces de menor rango (río de la Marea) y en ellos se concentran las explotaciones agrícola-ganaderas centradas casi exclusivamente en pastizales.

La población se distribuye, concentrada, en aldeas de pequeño tamaño, por todas las áreas pizarrosas donde existen pastizales aprovechables; en el eje del Nalón se encuentran aquellos núcleos que concentran las escasas actividades terciarias (Campo de Caso y Rioseco).

Las explotaciones mineras en el área de Coballes-Tanes determinan la existencia de una actividad económica complementaria de la agrícola-ganadera.

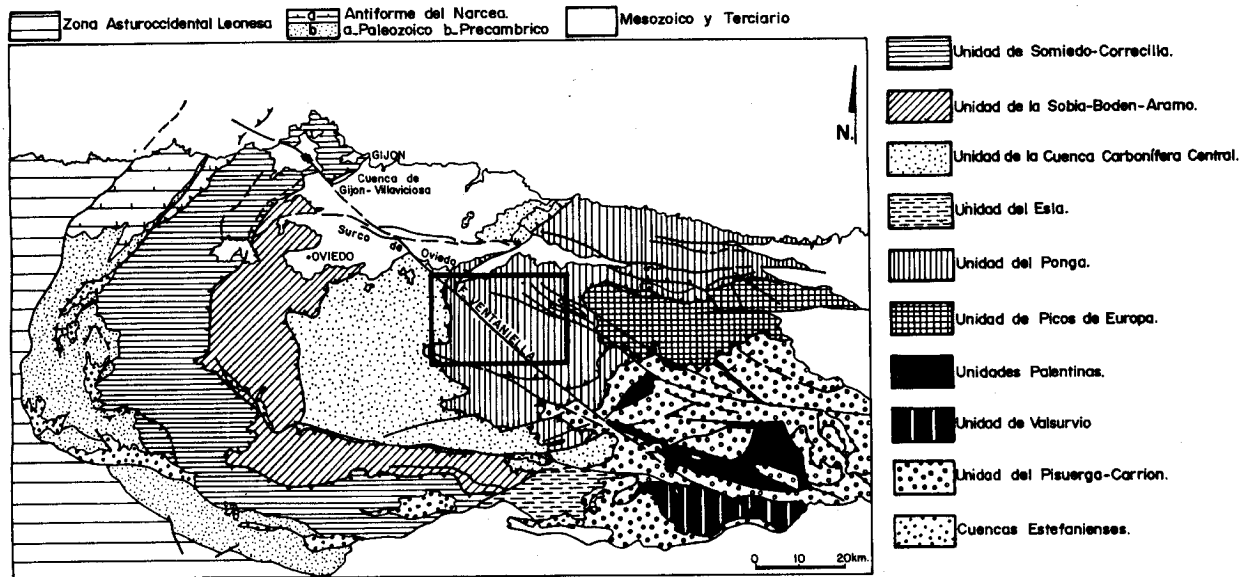


Fig. 1. Situación de la Hoja de Rioseco en el contexto de la Zona Cantábrica.

1.2. SITUACION GEOLOGICA Y GENERALIDADES

El territorio ocupado por la Hoja de Rioseco comprende el sector septentrional de la denominada Región de Mantos de JULIVERT (1967) o Unidad del Manto del Ponga, el sector más occidental comprende el reborde oriental de la «Cuenca Carbonífera Central o Manto de Laviana» (Fig. 1 y ESQUEMA TECTONICO Y REGIONAL). Todas estas unidades forman parte de la Zona Cantábrica de LOTZE (1945), que, constituye el sector más externo, desde un punto de vista estructural, del Macizo herciniano Ibero-armoricano.

Afloran materiales de edades cámbrico-ordovícica y devónico sup.-carbonífera, con una importante laguna estratigráfica entre ambas. El conjunto inferior, predominantemente siliciclástico, se originó en condiciones marinas someras, incluso fluviales, en un margen continental pasivo con el área emergida situadas al Este; el conjunto superior, corresponde, en su mayor parte, a condiciones de sedimentación sinorogénicas con las direcciones de aporte procedentes del Oeste.

La estructura, como es habitual en las zonas externas de cordilleras, tiene un carácter epidérmico, con el desarrollo de importantes mantos de cabalgamiento y escamas, con pliegues asociados y por la ausencia de estructuras penetrativas en las rocas, tales como la esquistosidad.

1.3. ANTECEDENTES

El área ocupada por la hoja de Rioseco aparece en el mapa geológico de Asturias de SCHULZ (1858), aunque este autor aporta pocos datos sobre este área. Trabajos de índole general como los de BARROIS (1882) o QUIROGA (1887) aportan datos sobre la estratigrafía del Paleozoico de la Cordillera Cantábrica, en el primer caso, o sobre las cuarcitas del oriente de Asturias en el segundo. ADARO y JUNQUERA (1916) reconoce la existencia de la laguna estratigráfica que caracteriza al paleozoico del oriente de Asturias y sienta las bases de la estratigrafía de la Cuenca Carbonífera Central, aunque su mapa no incluye territorios incluidos en la Hoja de Rioseco.

Los estudios modernos sobre este área se deben a JULIVERT (1960, 1965 y 1967) y MARTINEZ ALVAREZ (1962 y 1965), autores que sientan las bases de la geología de este área además de elaborar las primeras cartografías geológicas con cierto detalle. Más recientemente, JULIVERT y MARCOS (1970) elaboran la primera versión publicada de la hoja de Rioseco, cartografía que, indudablemente, ha servido como base para elaborar esta segunda. En las áreas carboníferas productivas: «Cuenca de La Marea-Coballes» se han elaborado recientemente en el marco del Plan Nacional de Investigación del Carbón, cartografías geológicas escala de 1:25.000, llegando a la escala de 1:10.000 en las áreas

más interesantes (sectores de Coballes-Tanes y la Marea-Sevares), cartografías éstas, que, especialmente en el último caso se han utilizado para la elaboración de esta hoja, al haberse realizado simultáneamente con la realización del Mapa Geológico a escala de 1:50.000.

Desde el punto de vista estratigráfico y estructural, se han publicado numerosos trabajos relativos a este área, especialmente a partir de 1980, de todos ellos se dará puntual referencia en los capítulos temáticos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. INTRODUCCION

En la Hoja de Rioseco afloran materiales sedimentarios de edades Cámbrico-Ordovícico y Devónico Superior-Carbonífero, existiendo una importante laguna estratigráfica entre ambos conjuntos. En el extremo Norte, afloran también materiales cretácicos.

La sedimentación del conjunto inferior, tuvo lugar en condiciones relativamente estables, en un margen continental pasivo con el área emergida situada al Este. Predominan los sedimentos siliciclásticos de facies marinas someras, con un importante episodio carbonatado en la base de la secuencia sedimentaria aflorante (Formación Lancára) de edad Cámbrico Inferior-medio. El resto de la sucesión (Formaciones Oviles, Barrios y Sueve) están constituidas, por dos ciclos, el primero, claramente regresivo alcanza su punto álgido con el depósito de los sedimentos aluviales del «Miembro Ligüeria» de la Formación Barrios; a partir de aquí la secuencia sedimentaria se organiza en un nuevo ciclo que termina con los depósitos de plataforma externa característicos de la Formación Suave.

Los sedimentos del Devónico Superior, apoyados de forma transgresiva sobre diversos términos de la sucesión Cambro-ordovícica, cada vez más antiguos hacia el Este, ponen de manifiesto un importante cambio en las condiciones paleogeográficas del antiguo margen pasivo Cambro-Ordovícico. Frecuentemente, estos depósitos y, sobre todo, los del Carbonífero Inferior evidencian ya claramente el hundimiento generalizado de todo el área de la Zona Cantábrica como respuesta isostática al engrosamiento cortical que se produce en zonas más internas de la Cordillera (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) por el efecto de las primeras manifestaciones de la actividad tectónica hercínica.

El resto de la sucesión carbonífera se deposita en condiciones claramente sinorogénicas; compartimentación de la cuenca sedimentaria, rápidos cambios

de facies y espesor en la vertical y horizontal, diacronismo de los cuerpos sedimentarios y elevadas tasas de sedimentación son los rasgos más acusados de la sedimentación durante el Carbonífero Superior. Todos estos rasgos indican una clara simultaneidad entre sedimentación y actividad tectónica, caracterizada por el emplazamiento de unidades alóctonas (mantos, escamas y pliegues asociados) que no sólo van a condicionar la geometría de la cuenca sino que van a producir su absoluta compartimentación a partir del Westfaliense D o Cantabriense; los depósitos estefanienses de Fontecha y Sebarga, representan ya sedimentos aluviales y marinos someros confinados en una de estas «cuencas» sectoriales.

Los afloramientos cretácicos del extremo norte de la Hoja, apoyados discordantemente sobre el Paleozoico, forman parte del conjunto conocido como «Depresión Mesoterciaria Central» de Asturias.

2.2 LAS SERIES PRECARBONIFERAS

2.2.1. Cámbrico

Durante mucho tiempo se pensó que el Cámbrico estaba ausente en el Oriente de Asturias. Sólo en 1916, ADARO y JUNQUERA en el mapa 1:400.000 de Asturias señalán dos pequeñas manchas del Cámbrico en Cofiñal y Redipuertas (Hoja de Puebla de Lillo), ésta última inexistente, aunque sin aportar ningún dato respecto a ellas.

La existencia de materiales pizarrosos y carbonatados inferiores a la «Cuarcita Armoricana» (Formaciones Láncara y Oville) fue puesta de manifiesto por JULIVERT en 1960, aunque sin atribuir las al Cámbrico.

ADRICHEM BOOGAERT et al. (1963) confirman la presencia del Cámbrico, a partir del hallazgo de faunas de trilobites en el área entre los puertos de Tarna y San Isidro, comparables con los del Norte de León descritos por COMTE (1937 y 1959), estableciendo una sucesión estratigráfica Cambro-Ordovícica.

Nuevos hallazgos de fauna y progresos en la cartografía y tectónica permiten extender estos resultados al resto del Este de Asturias, durante la década 1960-1970 (MARTINEZ ALVAREZ 1962, 1965; JULIVERT 1965, 1966 y 1967 a, b; PELLO 1967; MARCOS 1967; ZAMARREÑO & JULIVERT 1967, etc.).

Dentro de la Región de Mantos (JULIVERT 1967) el Cámbrico aflora ampliamente si bien está incompleto al estar cortado en su parte inferior por la superficie de cabalgamiento, no conociéndose al Este de la Cuenca Carbonífera Central, las Areniscas de La Herrería, sin que se pueda precisar si se han depositado o no en este sector.

Actualmente la mayoría de los autores distinguen las siguientes

formaciones, en el Cámbrico del Este de Asturias, siguiendo fundamentalmente la nomenclatura del COMTE (op. cit.):

— Formación Láncara: compuesta por un miembro inferior dolomítico calcáreo y otro superior de calizas nodulosas bioclásticas y glauconíticas, a veces rojizas («Griotte»). El tránsito Cámbrico Inferior a Medio se sitúa en la parte alta del miembro inferior (JULIVERT 1967; MARCOS 1967).

— Formación Oville: con un característico tramo de pizarras verdes con trilobites en la base, estando formando el resto de la formación por una alternancia de areniscas, frecuentemente glauconíticas, limolitas y pizarras. Su base corresponde a los niveles datados como Cámbrico Medio, considerándose al resto de la sucesión como Cámbrico Superior y Tremadoc, aunque sin evidencias fehacientes. MARTINEZ GARCIA (1981) señala que la Formación Oville podía representar sólo el Cámbrico Medio.

2.2.1.1. *Formación Láncara. Cámbrico Inferior-medio. (1)*

Se trata del nivel más bajo que aflora no sólo en esta Hoja, sino también en toda la región situada al Este de la Cuenca Carbonífera Central.

Definida por COMTE en 1937 como Calizas de Láncara, para la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica, estableciendo la localidad tipo bajo las aguas del embalse del río Luna en la Hoja 102 de los Barrios de Luna.

De todos los trabajos realizados el más completo a nivel regional es el de ZAMARREÑO (1972), estableciendo cinco «capítulos» para la descripción del Cámbrico, perteneciendo los afloramientos de esta Hoja al tipo 5: «Características de la Formación Láncara en la Unidad del Manto del Ponga sensu lato (Región de Mantos)».

De este sector y dentro del ámbito de la Hoja, estudia la sucesión que aflora en el Km. 2 de la carretera a Carangas, estando constituida por (Fig. 2):

— 15 m. Dolomías de grano fino en capas delgadas, alternando con margas de color ocre.

— 10 m. Calizas grises, algunas capas presentan fina laminación y slumpings, otras compactas.

— 8 m. Calizas grises, compactas, con laminación (repetido en parte del tramo anterior).

— 7 m. Caliza verde y rosa nodulosa y finas capas de lutitas.

— 1 m. Lutitas verdes y calizas nodulosas de espesor variable.

— 3,75 m. Calizas rojas y algo rojizas en capas de 3-15 cm. y capas finas de lutitas que dan al conjunto cierto aspecto noduloso.

— 0,5 m. Lutitas verdes.

— 7 m. Caliza verde y rojiza en capas nodulosas de 2-3 cm. y lutitas en capas finas.

Esta autora diferencia dos miembros, uno inferior y otro superior.

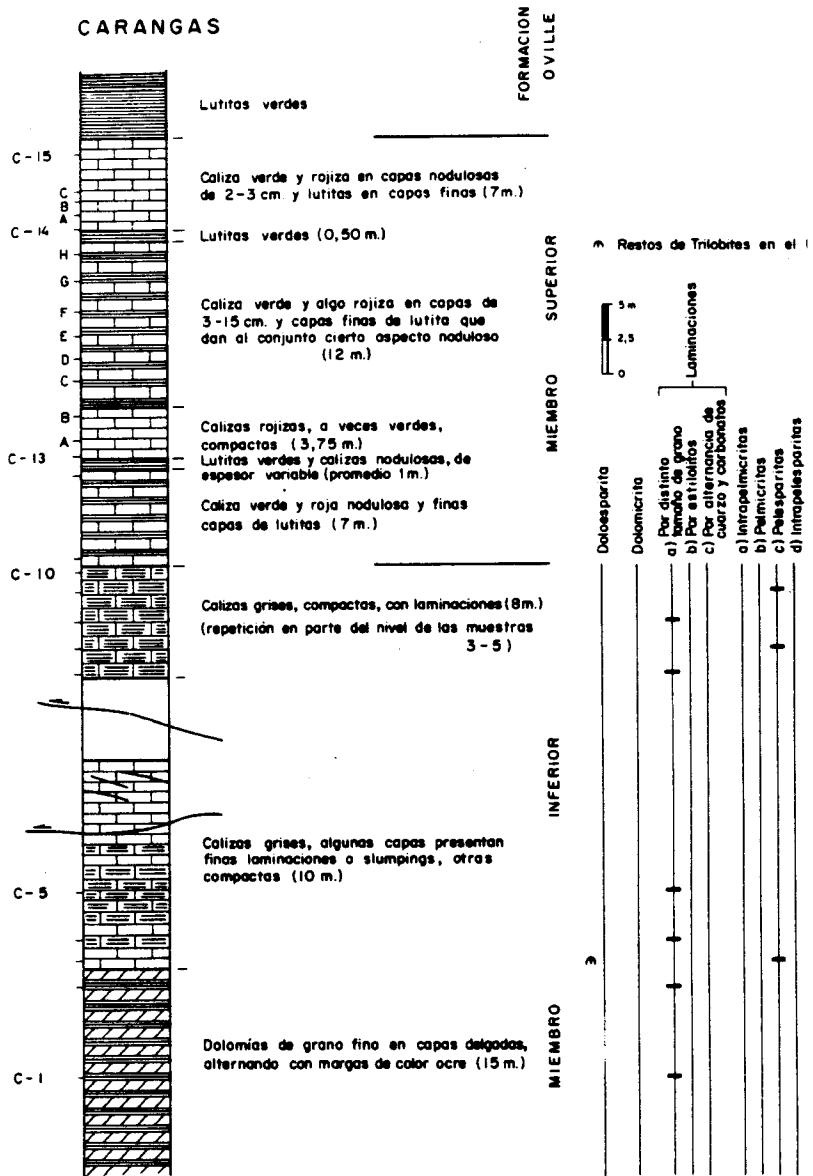


Fig. 2. Columna estratigráfica esquemática de la Formación Láncara (ZAMARREÑO, 1972).

Dentro de los tres tipos de facies que diferencia dentro del miembro inferior de la Cordillera Cantábrica, las sucesiones presentes pertenecen al tipo Carangas que se distribuye por toda la región del Manto del Ponga.

En ella el miembro inferior está formado, predominantemente por dolomías amarillas con laminaciones debidas a las alternancias de bandas ricas en pellets y cuarzo detrítico de tamaño limo con otros desprovistas de ellos; a veces aparecen estructuras sedimentarias tipo slumping, alternando con las dolomicritas laminadas existen palesparitas a intrapelesparitas que suelen contener además algas calcáreas del género *Nuia*, existen también dolomicritas e intramicritas con pelets. El espesor visible del miembro inferior es de unos 30 m. En conjunto el miembro inferior del Láncara en la unidad del Manto del Ponga está formado por un predominio de sedimentos dolomíticos ricos en pellets que por el tipo de estructuras que presentan, así como por la escasez de fauna que contiene indica que se originó en un ambiente sedimentario análogo al de los «tidal flats» carbonatados actuales de las Bahamas o de la Bahía de Shark (Australia).

En el miembro superior, con 31,25 cm. de potencia, ZAMARREÑO & JULIVERT (1967) Y ZAMARREÑO (op. cit.) diferencian dos tipos de facies perteneciendo esta zona a la «Facies Beleño», que se distribuye por todo el Manto del Ponga sensu lato (Región de Mantos) cuya sucesión de referencia es la de Carangas. Constituidas exclusivamente por biomicritas glauconíticas, destacando también la riqueza de algas calcáreas del género *Girvanella* y el predominio de equinodermos sobre trilobites y braquiópodos, lo que da a estas calizas aspecto esparítico. Los tonos rojos y aspecto noduloso se interpretan como correspondientes a series condensadas con baja velocidad de sedimentación y el resto de características antes descritas parecen indicar un depósito más profundo al del miembro inferior, y que se ha realizado siempre bajo el agua.

Los elementos en los que se ha basado la datación de la Formación Láncara son trilobites, estudiados por SDZUY (1968) en la sección de Tanes (parte frontal de la Escama de Rioseco) este autor ha citado la presencia de *Pardailhania hispánica* y *Paradoxides* cf. *asturianus* en el techo de la formación. En la carretera de Carangas, también en el techo ha citado *Peronopsella pokrosvkajae*, *Paradoxides* aff. *sacheri*, *Adadolenus decorus*, *Corinexochus* aff. *delagei*, *Conocoryphe ovata*, etc. Todas estas faunas pertenecen al Cámbrico Medio.

2.2.1.2. Formación Oville. Cámbrico Medio. (2)

Esta formación fue definida por COMTE en 1937 como «Areniscas y esquistos de Oville» en el valle del Porma, como último término de la sucesión Cámbrica. Posteriormente ha sido estudiada por LOTZE & SDZUY (1961) que la

denominan «Capas de Ceredo». Respecto al ambiente de formación LLOPIS LLADO en 1964 interpreta todo el área Cantábrica como una «plataforma continental». SJERP (1966) en su estudio entre los puertos de Tarna y San Isidro considera que la formación Oville se depositó en un «medio marino con rápida deposición», basándose en la presencia de glauconita y el estudio de las estructuras sedimentarias. OELE (1964) interpreta su medio de depósito como correspondiente a una llanura mareal en un régimen deltaico. GIETLINK (1973) distingue para el valle del Luna hasta cuatro miembros en la Formación que forman varias secuencias sedimentarias completas. ARAMBURU & GARCIA RAMOS (1984) apuntan que la Formación Oville debió depositarse en un ambiente marino de plataforma externa y litoral.

La Formación Oville presenta un espesor similar en las dos secciones estudiadas: 112 m. en la Matosa y 114 en Tanes (Fig. 3). En Tanes es bien visible un contacto neto con las calizas glauconíticas del techo de la Formación Láncara subyacente.

En toda la Zona Cantábrica se han separado tres miembros claramente diferenciados dentro de esta Formación. El miembro inferior se compone de unos 20 m. de pizarras verdes con intercalaciones escasas de limolitas y algunas lumaquelas de trilobites y braquiópodos (especialmente bien visible en La Matosa). El miembro medio de unos 50 m. de potencia, está constituido por una secuencia negativa granocreciente y de aumento de espesor de las capas hacia el techo, limolítico-areniscoso, con abundante bioturbación en la base y areniscas glauconíticas en el techo. Generalmente (La Matosa, Tanes) se desarrollan secuencias negativas de orden menor en su parte superior, donde es característica la presencia de ripples simétricos y estratificación cruzada a mediana escala, en sets de poco espesor. El miembro superior, con un espesor de unos 40 m. se caracteriza por una alternancia aleatoria de lutitas y areniscas, conteniendo estas últimas frecuentes laminaciones paralelas y cruzadas de ripples. La bioturbación y la glauconita son frecuentes, si bien más escasas que en el miembro precedente.

El contacto entre las formaciones Oville y Barrios es abrupto, como puede observarse claramente entre Rioseco y el Condado, en la Escama de Laviana. Este tipo de contacto ocurre en la mayor parte de las secciones de la Zona Cantábrica, contrariamente a la opinión de otros autores. Está marcado por un incremento brusco en la relación arena/lutita y en el espesor de las capas.

El miembro inferior debido a su posición estratigráfica, intermedia entre facies interpretadas como de plataforma interna y de gran extensión lateral (toda la Zona Cantábrica) con sólo ligeras variaciones en su edad, así como la fauna típica de mar abierto, litología y estructuras sedimentarias indicativas de un medio sedimentario de baja energía, inducen a pensar que se trata de sedimentos depositados en la plataforma externa, bajo el nivel de base del oleaje.

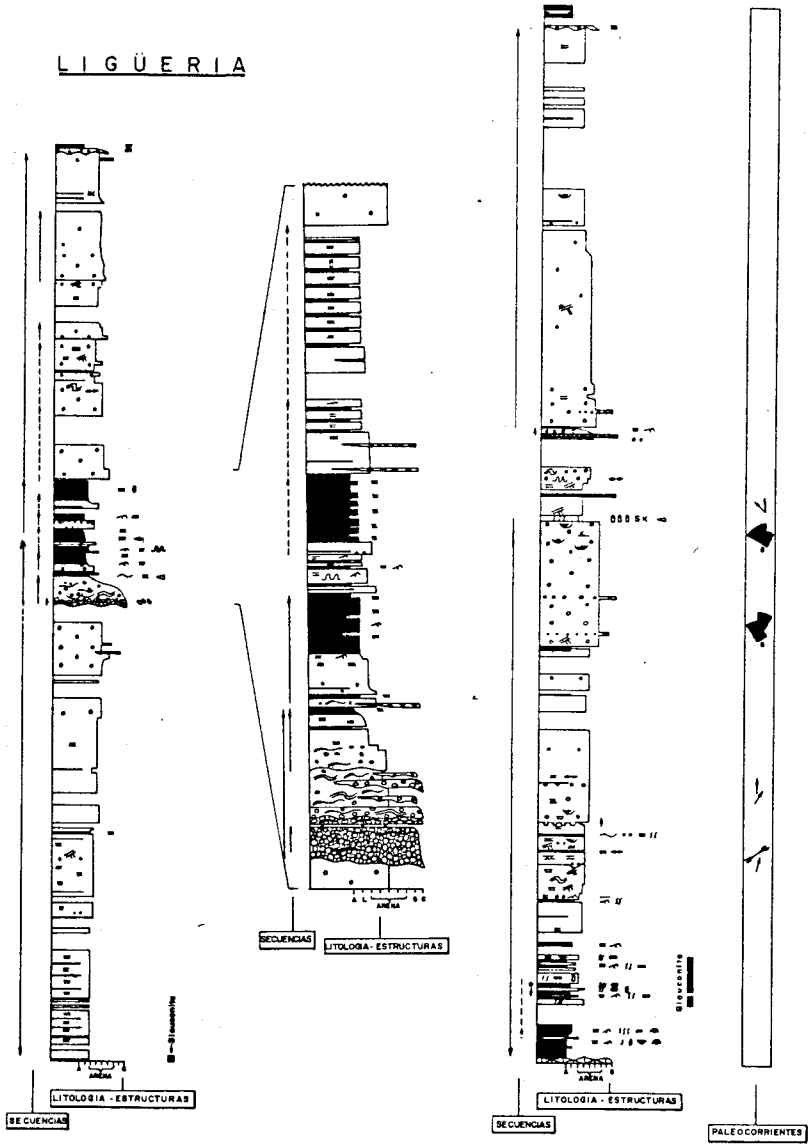


Fig. 3. Correlaciones estratigráficas entre diferentes secciones de las Formaciones Oville y Barrios (según C. ARAMBURU).

T A N E S

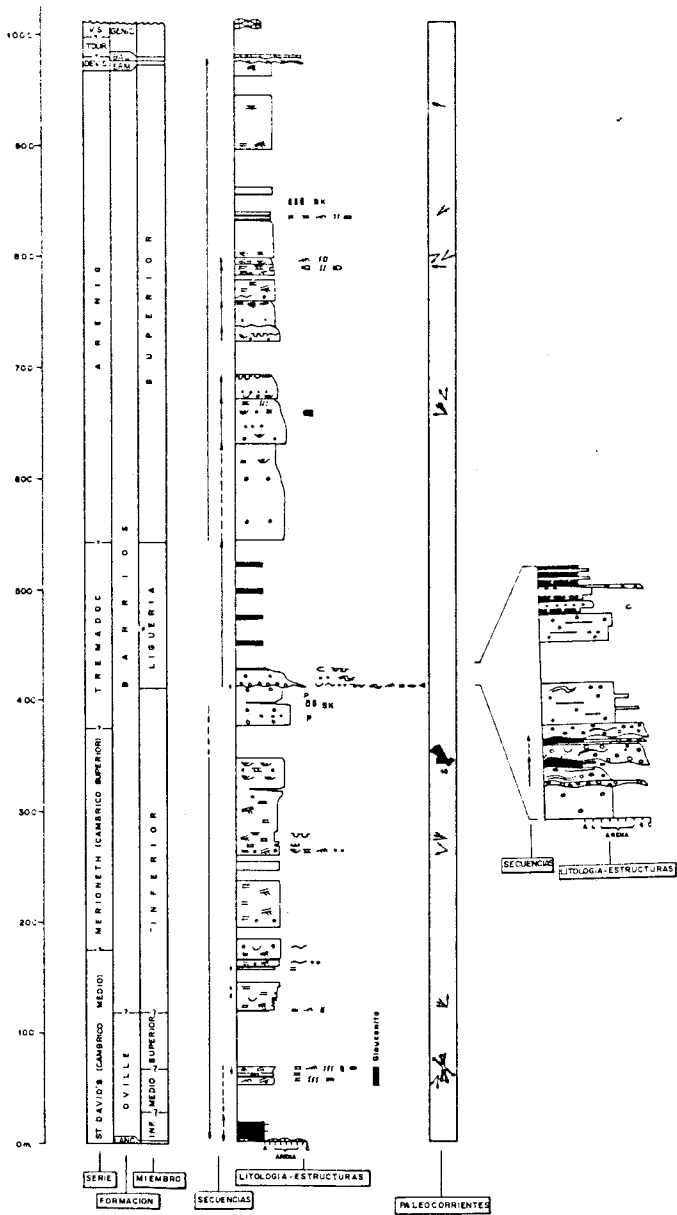


Fig. 3. Correlaciones estratigráficas entre diferentes secciones de las Formaciones Oville y Barrios (según C. ARAMBURU).

La sucesión correspondiente al miembro medio corresponde bien con la parte basal de los ejemplos clásicos de una secuencia regresiva de progradación de una línea de costa sobre sedimentos de la plataforma externa. La base de la secuencia representa los depósitos de la «zona de transición» con la plataforma interna («shoreface»), con progresivamente más altos niveles energéticos hacia el techo. Las secuencias menores del techo representan barras arenosas sublitorales, dentro de la plataforma interna, que adquieren mayor desarrollo hacia el interior de la cuenca (Norte de León y centro de Asturias).

El miembro superior se interpreta como depositado parcialmente en un ambiente marino litoral muy somero, con frecuentes y episódicos aportes provenientes del continente, en forma de «sheet-floods», etc., que harían retroceder rápidamente la línea de costa hacia el interior de la cuenca, llegando incluso a depositarse algunos de ellos en ambientes subaéreos.

Los elementos fósiles en que se basa su datación son también trilobites, siendo estudiados por SDZUY (1968). En la sección de Tanes (parte frontal de la Escama de Rioseco) este autor ha citado la presencia en la base de la Formación de *Paradoxides* aff. *rotundatus* y *Agraulos arenosus*. En La Matosa (carretera de Sebarés a Cazo) ha mencionado en la parte inferior *Peronopsella pokrovskajae*, *Conocoryphe* cf. *terranovica*, etc. Finalmente, de la carretera de Carangas, en la base de la Formación ha citado *Paradoxides* aff. *sacheri*, *Acadolenus* cf. *inornatus* y *Conocoryphe matutina*.

Estas asociaciones pertenecen también al Cámbrico Medio, si bien, tanto las de la Formación Láncara como estas últimas no son rigurosamente contemporáneas, mostrando su presencia que la superficie de separación entre ambas es diacrónica, disponiéndose progresivamente en niveles estratigráficos más bajos de occidente a oriente; en efecto, dentro del Cámbrico Medio, las faunas de Carangas (Piso de *Acadoparadoxides*) son algo más antiguas que las de Sebares-La Matosa (Piso de *Badulesia*) y estas más que las de Tanes (Piso de *Pardailhanja*).

2.2.2. Ordovícico

En la Zona Cantábrica, el Ordovícico aparece normalmente incompleto, representado por la parte superior de la Formación Oville y una formación muy característica, la «Cuarcita de Barrios», esencialmente formada por cuarcitas blancas, con algunas intercalaciones pizarrosas y conglomeráticas que se han atribuido al Ordovícico Inferior: Arenig, y posiblemente parte del Tremadoc (JULIVERT 1967, PELLO 1967, MARCOS 1967), e, incluso al Cámbrico Superior en su parte baja (MARTINEZ GARCIA 1981). Por encima de la Cuarcita de Barrios se advierte la existencia de una laguna estratigráfica que abarca el Llanvirn, Llandeilo, Caradoc y Ashgill. En las unidades más occidentales

de la Zona Cantábrica, por encima de la cuarcita, hay unas alternancias de areniscas y lutitas que han sido llamadas «Capas de Transición» cuya posición estratigráfica las hace asimilables a la parte basal del Ordovícico Medio de la Zona Asturoccidental-Leonesa (POLL 1963, RADIG 1962, RIEMER 1963, BOCH 1969); en el Cabo Peñas, la serie Ordovícica está completa (JULIVERT & TRUYOLS, 1972). Dentro de la Escama de Laviana de la Cuenca Carbonífera Central aparecen las «Pizarras del Suevo» de edad Llanvirn-Llandeilo estando constituidas por pizarras negras con fauna de trilobites, graptolites y braquiópodos, varios niveles oolíticos y un miembro medio limolítico-arenoso en el Monte Suevo.

2.2.2.1. *Cuarcita de Barrios. Arenig. (3)*

La denominación de «Cuarcita de Barrios» fue establecida por COMTE (1937,1959) en la localidad de Barrios de Luna (León).

Los espesores medios en la Formación Barrios varían entre 779 m. en Ligüeria y La Matosa y 874 m. en Tanes (Fig. 3). Al Este de la Hoja son notablemente menores, llegando casi a desaparecer (por ejemplo al Sur de Sellaño). Esta reducción de espesores es debido a la erosión de los tramos altos de la Cuarcita de Barrios previamente a la deposición de los materiales de la Formación Ermita del Devónico Superior.

Se han diferenciado tres miembros en la Formación Barrios. El miembro inferior, con un espesor de 300 y 400 m., se ordena en una megasecuencia negativa granocreciente. La base está formada por cuarzoarenitas blancas de grano fino y muy fino con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada planar y de surcos muy amplios. Hacia el techo predominan las cuarzoarenitas de grano medio a grueso mal calibradas, con frecuentes cantos silíceos, siendo la estructura sedimentaria más característica la estratificación cruzada unidireccional en surco y planar tabular. Las lutitas son escasas, en forma de delgadas cuñas, generalmente de color rojo y verde. El afloramiento más característico de este miembro inferior se encuentra en la carretera que sube al pueblo de La Matosa. En las secciones de Tanes y La Matosa, en el techo del miembro inferior, truncando las megasecuencias negativa, aparece un nivel de cuarzoarenitas de grano fino y medio con delgadas intercalaciones de pizarras negras y bioturbación por *Skolithos* (abundantes en La Matosa). Es característica también la presencia de piritita.

El Miembro Ligüeria, denominado en áreas próximas de forma informal «Capas de Ligüeria», por ARAMBURU & GARCIA RAMOS (1984), se ha definido en la sección de la Formación Barrios en la carretera de Riofabar a Ligüeria, donde presenta un excelente afloramiento. Su espesor varía entre 37 m. en Bueres y 130 en Tanes, más generalmente oscilando entre 100 y 120 m. En su

conjunto forma una megasecuencia positiva granodecreciente con conglomerados en la base, arenicas blancas y grises de grano muy grueso a fino en la parte media y lutitas y areniscas de grano muy fino en la superficie.

El miembro superior de la Formación Barrios se superpone sobre el precedente por medio de un contacto neto o erosivo, ordenándose según una megasecuencia positiva granodecreciente. La potencia varía entre los 255 m. de Bueres y los 430 m. de Tanes. La litología y estructuras sedimentarias son similares a las del miembro inferior. Es de destacar la presencia de numerosas y características secuencias positivas granodecrecientes de segundo orden, cada una de ellas con un espesor comprendido entre 8 y 112 m., que, cuando están bien desarrolladas, dejan paso en su techo a alternancias con lutitas oscuras y bioturbación por *Skolithos* y *Cruziana*.

Dentro del Miembro Ligüeria, las secuencias positivas de menor orden, litologías groseras con geometría canalizada y abundancia de estructuras sedimentarias, indicativas de una rápida deposición, sin apenas retrabajamiento, son características, de ambientes sedimentarios fluviales canalizados en la parte basal. La parte superior, conteniendo granulometría más finas y muy escasa bioturbación parece haberse depositado en un medio tranquilo restringido, posiblemente lacustre y de llanura de inundación fluvial, si bien, no se descartan la presencia de influjos marinos episódicos, más importantes en el techo (en Meré en la Hoja de Ribadesella, han podido encontrarse recientemente un ejemplar de *Cruziana* cerca del techo).

Esta interpretación del Miembro Ligüeria como depósitos aluviales se ve reforzada considerando su situación estratigráfica, tanto en la sucesión vertical, en el vértice de un ciclo regresivo-transgresivo, constituido por el conjunto de las formaciones Oville, Barrios y Sueve, como geográficamente, al situarse en las áreas más proximales de la cuenca. Asimismo es de destacar la disminución en el espesor (y ligeramente en la granulometría media) de conglomerados en la base del Miembro Lingüeria en una dirección Este a Oeste, es decir, de las partes más proximales al interior de la cuenca: 19 m. en el río Dobra (Hoja de Beleño), 12 m. en Ligüeria, 2,5 m. en Tanes.

El resto de la sucesión de la Formación Barrios se organiza en una megasecuencia negativa inferior y otra megasecuencia positiva superior, interpretándose tanto por sus características estratigráficas como por las relaciones tanto verticales como laterales como depósitos aluviales «fluvial braided», que pasan de una manera gradual a «sheet floods» en zonas distales, el techo de la secuencia positiva corresponden a etapas de abandono más o menos locales, del sistema fluvial, acompañados de transgresiones marinas menores. Clásicamente el miembro inferior y superior han sido interpretados por la mayoría de los autores como depósitos de «foreshore» de playas asociados a islas barreras (ej. GIETELINK, 1973).

Su edad Arenig viene certificada por la presencia de icnos en diversos

niveles de las cuarcitas (*Cruziana rugosa*, *Cr. goldfussi*, etc.), edad que ha recibido confirmación por lo menos en la banda cuarcítica de la Escama de Rioseco, por la presencia en el techo de la misma, de *Azygograptus undulatus*, graptolito que corresponde a la parte inferior de la zona de *hirundo* (GUTIERREZ MARCO & RODRIGUEZ). Lo que no puede excluirse del todo es la posible pertenencia de la base de estas cuarcitas al Tremadoc, existiendo, por lo menos aparentemente, una clara continuidad de ellas respecto a la Formación Oville, cuyas capas altas no han proporcionado hasta ahora ningún resto fósil significativo. Ahora bien, debe señalarse que en otros puntos de la cuenca (Cabo Peñas, Barrios de Luna), la existencia de Tremadoc en la parte inferior de la Formación Barrios parece realmente probada, con base a icnofauna; si bien según ARAMBURU (com. pers.) datos de palinomorfos y correlación estratigráfica dentro de la Zona Cantábrica indican que la edad de la Formación Barrios es incluso Cámbrico Medio para la base.

2.2.2.2. Formación Suevo. Llanvirn-Llandeilo (4)

El Ordovícico Medio pizarroso (Formación Suevo) fue reconocido por primera vez por ADARO y JUNQUERA (1916) en la Sierra del Suevo, gracias al hallazgo de trilobites. No obstante su parte superior la atribuyeron erróneamente al «Gotlandiense» (Silúrico). HERNANDEZ SAMPELAYO (1942) reestudiando la fauna correspondiente a la parte superior de la formación de los autores antes citados, llega a la conclusión de que corresponde al Llandeilo y no al «Gotlandiense». MENGAUD (1920) y MARTINEZ ALVAREZ (1965) asignan estos niveles al Carbonífero. PELLO & PHILIPPOT (1967) fijan definitivamente su edad concreta con el hallazgo de nuevas faunas de graptolitos y trilobites en el Suevo. JULIVERT et al (1968) extienden esta formación hacia el Sur a lo largo de «Escama de Laviana».

Dentro de esta Hoja, los afloramientos son escasos y siempre incompletos. Al Oeste de Villamorey, junto al Pico Argañosa se ha obtenido la siguiente sucesión estratigráfica: Muro, cuarzoarenitas de grano muy fino gris claro intensamente bioturbadas (techo de la Formación Barrios); 13,3 m. no visibles; 42,3 m. de pizarras negras y a techo ortoconglomerados silíceos y microconglomerados calcáreos de la base de la Formación Ermita del Devónico Superior. El espesor total de la Formación es pues, en este punto, de 55,6 m. No se ha podido detectar dentro de la Hoja ninguno de los oolitos ferruginosos descritos en el Suevo, si bien podría emplazarse en algunos tramos que se encuentran bastante cubiertos.

La litología y fauna del mar abierto (trilobites y graptolitos) encontrados en otras zonas, así como la comparación con los depósitos correlacionables con la Formación Luarca en el Cabo Peñas, permite asignar estos materiales a un ambiente de plataforma externa.

La edad de esta formación quedó establecida por el hallazgo de una fauna con *Didymograptus purchisoni*, *Hustedograptus teretiusculus*, *Neseuretus tristani*, *Redonia* cf. *deshayesi*, etc. (JULIVERT et al. 1968), que indica la presencia de Llanvirn Superior y el Llandeilo Inferior (GUTIERREZ MARCO, 1986). Estos mismos niveles han proporcionado una abundante asociación de Quitinozoos, con *Ancyrochitina bulmani*, *Conochitina oelandica*, *C. chydaea*, *C. lepida*, *Cyathochitina campanulaeformis*, *Desmochitina minor*, etc. (CRAMER et al. 1972).

2.2.3 Devónico (5)

Representado exclusivamente por el Devónico Superior, existiendo pues un dilatado período de interrupción de la sedimentación y erosión que abarcó buena parte del Ordovícico, el Silúrico y la mayor parte del Devónico en todo el ámbito del Manto del Ponga y de Picos de Europa, así como en el Manto de Laviana de la Cuenca Carbonífera Central. Los materiales devónicos se apoyan discordantes sobre las Pizarras del Suevo en el Manto de Laviana y sobre las Cuarcitas de Barrios en las otras dos unidades, existiendo problemas de diferenciación entre éstas y el Devónico debido a la semejanza de litofacies existente, más al este, en la hoja de Beleño, estos sedimentos se llegan a apoyar directamente sobre el Cámbrico, lo que revela la existencia de un importante episodio transgresivo durante el Devónico Superior, que hace que estos materiales se apoyen sobre sedimentos, sucesivamente más antiguos hacia el Este. La existencia de este fenómeno, a escala de toda la Zona Cantábrica, ha sido ya puesta de manifiesto por numerosos autores (EVERS, 1967; PELLO, 1968; VILAS, 1971... entre otros).

Bajo el nombre genérico de Arenisca del Devónico Superior (JULIVERT et al. 1968; PELLO, 1972; GARCIA ALCALDE, 1973; COLMENERO, 1976; GARCIA-RAMOS & COLMENERO, 1981) se denominan al conjunto de depósitos, fundamentalmente detríticos, que constituyen el último episodio de depósitos devónicos en la Cordillera Cantábrica.

En general los afloramientos del Devónico Superior en el ámbito de la Hoja de Rioseco son discontinuos, dispersos y de poco espesor, nunca superior a varios metros, formando, predominantemente, una secuencia positiva de tamaño de grano; en la base son bancos de arenisca de grano medio-grueso con cantos cuarcíticos dispersos de tamaño grava, que, hacia el techo pasan a areniscas cuarcíticas de grano fino y alternancias de lutitas y areniscas, éstas con laminación paralela y cruzada y con techos ondulados por ripples. COLMENERO (1976) interpreta estos depósitos como llanuras litorales-aluviales que en los tramos de techo evolucionan a medios de transición. En la serie de la carretera de Riofobar a Ligüeria en a Escama de Espinaredo por

encima de 0,8 m. basales de areniscas cuarcíticas de grano medio-grueso con cantos cuarcíticos de tamaño «pebble» que gradan a techo a grano medio, hay 2,1 m. de lutitas arenosas rojas con cantos angulosos de 2-3 cm. de caolín, pudiendo corresponder estos depósitos a suelos. En la Escama de Laviana, en la margen izquierda del río Nalón, sobre la Formación Pizarras del Suevo se desarrolla una secuencia positiva de 24,5 m. de potencia, cuya litología varía desde ortoconglomerados, fundamentalmente de cantos calcáreos de tamaño «cobble» a «boulder», a calclititas de grano medio a fino; lateralmente este conglomerado calcáreo se acuña rápidamente siendo ya en el margen derecho del río Nalón de naturaleza cuarcítica, a techo en contacto neto pizarras negras de la Formación Vegamian.

La naturaleza de estos depósitos parece representar una sedimentación rápida relacionada con procesos catastróficos dentro de la plataforma, ligados, probablemente, al proceso transgresivo anteriormente citado. Para COLMENERO (1976), este episodio transgresivo, estaría desligado de la mayor parte del proceso sedimentario que originó las «Areniscas del Devónico Superior», cuya naturaleza es eminentemente regresiva. En áreas donde el registro estratigráfico del Devónico está completo, como en el Sinclinal de Alba dentro de la Unidad de Somiedo-Correcillas (Fig. 1), RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1985) consideran que las «Areniscas de la Ermita» de edad Famenienne Superior están ordenadas en una secuencia regresiva que se superpone a sedimentos lutíticos, característicos de una plataforma submareal, de edad Frasnienne Superior-Famenienne Inferior (Formación Fueyo), en los que la existencia de clastos metamórficos parece indicar ya una procedencia de los aportes del Oeste. El origen pues de este episodio transgresivo, de edad probablemente Frasnienne superior, parece estar asociado a un importante cambio en la dirección de aportes de la cuenca producido por el engrosamiento cortical y los relieves rubaéreos consecuentes, que las primeras manifestaciones hercínicas producen en el Oeste (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) y el consiguiente hundimiento de toda el área de la Zona Cantábrica como respuesta isostática a ese engrosamiento cortical.

La edad de las «Areniscas del Devónico superior» ha sido establecida por ADRICHEM BOOGAERT et al. (1963) y SJERP (1967) como Famenienne Superior en localidades situadas al sur de la hoja, aunque en las mismas unidades estructurales. En la hoja de Llanes, situada al Noroeste, RADIG (1966) atribuye al Frasnienne una fauna de braquiópodos encontrados en estos mismos horizontes.

En otras áreas de la Zona Cantábrica la edad de estas areniscas puede llegar hasta el Tournaisienne inferior (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. op. cit.).

2.3. EL CARBONIFERO

La Zona Cantábrica viene siendo dividida en una serie de regiones con caracteres tectonoestratigráficos diferentes, que individualizadas durante la Orogenia Hercínica, corresponden a dominios paleogeográficos diferentes de la Cuenca Carbonífera Cantábrica. Por este motivo, y excepto en el Carbonífero Inferior, en que la actividad tectónica era escasa, las series estratigráficas difieren bastante de unas regiones a otras. Cambios relativamente rápidos de facies y espesor, diacronismos acusados y diversidad de registro fósil, son algunos de los problemas más importantes a la hora de establecer la correlación estratigráfica entre las series del Carbonífero Superior (post-Namuriense) de los distintos dominios.

Las dos terceras partes de la superficie de esta Hoja, están ocupadas por terrenos de edad Carbonífera. Hasta 1960, el conocimiento del Carbonífero de esta área era muy deficiente, pero a partir de esta fecha los estudios realizados son muy numerosos y han proporcionado importantes datos de carácter sedimentológico y bioestratigráfico.

Los datos más antiguos que se poseen proceden de SCHULZ (1858) quien dio a conocer por primera vez los materiales que componen la sucesión carbonífera (entre los que desafortunadamente incluía la Cuarcita Ordovícica). En 1882, BARROIS, publicaba su memoria sobre el Paleozoico de Asturias y Galicia; en ella estableció la sucesión o «assises» que reconoció en el mismo, pero apenas si proporciona algún dato relativo a la zona comprendida en esta Hoja, que en el práctica quedaba fuera del trazado de sus conocidos itinerarios. En el período transcurrido entre la publicación de la obra de BARROIS y 1960 aparecieron una serie de obras de conjunto que habían contribuido durante estos años a renovar las ideas existentes sobre cuestiones estratigráficas referidas a los materiales presentes en la región. PATAC (1920) alude a la explotación de carbones en La Marea y Villamayor. Para ADARO (1914) las capas productivas en esta zona deberían colocarse en el Hullero inferior, mientras que PATAC (op. cit.) en cambio, las situaba sistemáticamente en el Carbonífero Superior. La aportación más importante de la época se debe sin embargo a DELEPINE (1928, 1943), que renovó totalmente la datación de la columna estratigráfica del Carbonífero asturiano, aunque son mínimas las referencias que realiza de puntos concretos en el seno de la Hoja (algunas menciones tan sólo de niveles fosilíferos existentes en el vallo del Ponga). En 1952, LLOPIS realiza un intento de interpretación incluyendo áreas de la presente Hoja. Pero fue a partir de 1960 cuando la producción científica relativa a esta área adquirió una continuidad que no había ya de interrumpirse hasta la actualidad. El punto de partida lo constituyó la aparición de las tesis regionales de JULIVERT (1960) y de MARTINEZ-ALVAREZ (1962) la primera cubriendo algo más del tercio oriental

de la Hoja y la segunda la parte restante. En los años sucesivos fueron apareciendo por los mismos autores, diversos trabajos (JULIVERT, 1965, 1966, 1967, 1968; MARTINEZ-ALVAREZ, 1965) y la primera edición de la presente Hoja (JULIVERT y MARCOS, 1969).

Desde 1960 hasta la actualidad han aparecido trabajos que han proporcionado una nueva información estratigráfico-paleontológica de la zona, siendo conveniente citar la aportación de VAN GINKEL (1965), citando fusulinas de Coballes y Beleño; las de WINKLER PRINS (1968) y de MARTINEZ-CHACON (1979), describiendo braquiópodos de la sección de Campo de Caso a Coballes y la de WAGNER (1966) determinando la flora de Fontecha.

La reciente multiplicación de los trabajos sobre el Carbonífero de la zona está en relación con la celebración del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, habido en Madrid en 1983. Con este motivo se programaron trabajos en distintos sectores y se elaboraron algunas síntesis regionales sobre el Carbonífero. Trabajos de conjunto ordenando datos anteriores con nuevas interpretaciones son debidas a SANCHEZ DE LA TORRE y GONZALEZ LASTRA (1978), SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1982, 1983, 1985), MARTINEZ GARCIA (1981), TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1982) y TRUYOLS (1983). Las guías de las excursiones W y F LEYVA y GERVILLA, 1983; SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1983) han proporcionado numerosos datos concretos procedentes del área encuadrada en esta Hoja. Las últimas publicaciones recogidas son de tipo diverso, abundando las que ponen el acento en aspectos sedimentológicos, apenas tenidos en cuenta hasta muy recientemente. Entre ellos conviene señalar: GONZALEZ LASTRA (1978), MARTIN LLANEZA (1979), SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1981, 1985), VERA DE LA PUENTE et al. (1984) LEYVA et al. (1985), MANJON y FERNANDEZ ARANGO (1985), COLMENERO y BAHAMONDE (1986), EICHMULER y SEIBERT (1984), EICHMULER (1985, 1986). Algunos se refieren a problemas estratigráficos locales: MARTINEZ GARCIA et al. (1985), MARTINEZ-CHACON et al. (1985). Finalmente, otros poseen carácter fundamentalmente paleontológico: TRUYOLS et al. (1980), referido a Esfinctozoos, VILLA (1981, 1985), a fusulinas, BECKER (1978), a ostrácodos, GANDL (1985) a trilobites, MENDEZ y MENENDEZ (1985), a conodontos.

2.3.1. Carbonífero Inferior

En toda la Zona Cantábrica está formado por dos unidades de poco espesor, amplia distribución geográfica y litológicamente y muy diferentes entre sí: una constituida por pizarras oscuras y limolitas con nódulos de fosfatos, manganeso y chert que ha recibido el nombre de Formación Pizarras de Vegamián (COMTE, 1959) y por encima, con el nombre de Formación Genicera (WAGNER et al.

1971) o Formación Alba (VAN GINKEL, 1965), una serie roja, de calizas nodulosas (Miembro Gorgera), radiolaritas alternando con pizarras (Miembro Lavandera) y calizas nodulosas rojas y calizas grises alternando con interestratos pizarrosos (Miembro Canalón).

2.3.1.1. *Formación Vegamián. Tournaisiense. (6)*

Aunque de poco espesor (menor de 10 m.) se ha reconocido en todo el manto de Laviana (Cuenca Carbonífera Central) y en los mantos de Beleño, Caso y Rioseco en pequeños lentejones de forma discontinua por lo que no se refleja en la cartografía.

La Formación Vegamián fue definida por COMTE (1959) como «Capas de Vegamián» en el valle del río Porma (N. de León). JULIVERT (1970) la define como «Pizarras negras y liditas», siendo WAGNER et al. (1971) quien la redefine, oscilando su edad entre el Tournaisiense Inferior hasta el Viseense Inferior, aceptándose en general una edad Tournaisiense Superior, está formada por detríticos finos, areniscas, pizarras negras con nódulos de chert, fosfatos, manganeso y lutitas que pasan gradualmente a la unidad superior. Su extensión geográfica es significativa, apareciendo en la zona oriental de Asturias y septentrional de León en aquellas zonas donde no existen las calizas de la Formación Baleas (WAGNER et al. op. cit.) en León o Formación Cándamo (PELLO, 1968) en Asturias, lo que parece indicar un criterio más que unir al faunístico, sobre la posible sincronía de las formaciones Baleas y Vegamián. Las isopacas de esta formación (SANCHEZ DE LA TORRE et al. 1983) muestran una distribución en forma de cuña apareciendo los máximos espesores cerca de Picos de Europa, coincidiendo con facies de areniscas e incluso de conglomerados. Para estos autores el medio del depósito estaría condicionado por la presencia de una corriente ascendente de agua profunda («upwelling») sobre la plataforma restringida representada por la presencia de pizarras negras con delgadas intercalaciones de areniscas y calizas con laminación de riples que aportarían el manganeso y fosfatos presentes en los módulos.

El tránsito Devónico-Carbonífero representado por esta unidad se caracteriza por una sedimentación de carácter intermitente, siendo uno de los procesos más característicos la removilización y redistribución de los sedimentos, por lo que la fauna, no sirve para precisar edad ni limitar, aunque pone, lógicamente en evidencia la existencia de hiatos de importancia variable, asociados a bajas intensidades de sedimentación (SANCHEZ DE LA TORRE et al. op. cit.).

Esta formación es muy pobre en macrofósiles, su edad está bien determinada mediante conodontos, si bien no ha sido explorada paleontológicamente en este sector; en el límite de la Hoja adyacente de

Ribadesella, MARCOS (1967) en la carretera de Covadonga cita la siguiente asociación (determinada por A.C. HIGGINS): *Shiphonodella obsoleta* HASS; y *Gnathodus cuneiformis* MEHL y THOMAS, que definen el Tournaisiense.

2.3.1.2. Formación Alba (o Genicera). Viseense Inferior-Namuriense Inferior (7)

Sobre las pizarras de la Formación Vegamián o bien sobre las Areniscas del Devónico Superior se apoyan unas calizas rojas tableadas nodulosas de facies muy características (Fig. 5).

El nombre de esta Formación Alba fue propuesto por VAN GINKEL (1965) para las calizas rojas que BARROIS (1882) había denominado «Mármol Griotte» y COMTE (1959) «Griotte de Puente Alba»; WAGNER, et al. op. cit. proponen el término «Formación Genicera», distinguiendo en ella tres miembros, que denominan: Gorgera, Lavandera y Canalón.

En el área Centro-oriental de la Zona Cantábrica las series más completas de esta formación son la de la Playa de San Antolín de Bedón (Hoja de Ribadesella) y la de la Foz de Cobellanes y sectores próximos a los límites de las Hojas de Mieres y Rioseco. En ambas series pueden distinguirse claramente los tres miembros si bien con características propias y analogías en cada una de las series.

En San Antolín de Bedón sobre la Formación Vegamián y en concordancia aparente se encuentra el Miembro Gorgera con una potencia de unos 4 m., está constituido por calizas nodulosas y margocalizas de colores blanco a gris en las primeras a verdosas en las segundas con abundante fauna especialmente de goniátidos, corales, braquiópodos, lamelibranquios, crinoideos, etc. Petrográficamente las calizas son packstones a wackestones con escasas capas mudstone a la base.

En los afloramientos de esta formación en los límites de las hojas de Mieres y Rioseco este miembro presenta características diferentes. Por lo general sobre la Formación Vegamián se observan calizas nodulosas rojas con abundantes interrupciones sedimentarias y fuerte estilolitización. La macrofauna es abundante en las capas medias del tramo disminuyendo hacia el techo. Petrográficamente son wackestone-packstone con capas mudstone en la base y techo. La potencia del Miembro varía de 10 a 15 m.

El Miembro Lavandera es bastante parecido en ambos cortes. En San Antolín de Bedón son lutitas, lutitas carbonatadas, lutitas silíceas y capas centimétricas de radiolaritas con colores variables del rojo al verde. La fauna es muy escasa y dispersa, su potencia aproximada es de 7 m. En la Foz de Cobellanes son esencialmente lutitas rojas carbonatadas silíceas y radiolaritas rojo-verdosas con muy escasa macrofauna. En lámina delgada se observa la presencia de algunas capas de radiolarios, espículas escleritas de holoturidos, etc. La potencia del miembro varía entre 5 y 7 m.

El Miembro Canalón es prácticamente idéntica en ambas series. Se trata de calizas nodulosas y pseudonodulosas rosadas a la base y grisáceas a techo, con fauna por lo general dispersa, si bien en algunas capas hay concentraciones importantes de goniátidos, lamelibranquios, corales, braquiópodos, crinoides, etc. En la Foz de Cobellanes el tramo culmina con un paquete de lutitas rojas con crinoides en alternancia con mudstone negras fétidas en paso gradual a la caliza de montaña (Formación Barcaliente). En San Antolín de Bedón el paso entre ambas formaciones se encuentra recubierto, la potencia visible en la Foz es de 16 a 18 m. y en San Antolín de 8 a 9 m.

El medio de depósito atribuido a la Formación Vegamián en sus tramos de techo que es de lagoon restringido con posibles aportes fumarólicos y afectado por corrientes de «upwelling», evoluciona claramente a lagoon abierto con bajas intensidades de sedimentación (Miembro Gorgera), si bien en la zona de Ribadesella (San Antolín de Bedón) por las características expuestas representaría las zonas centrales o externas del lagoon menos afectadas por las interrupciones sedimentarias.

En el Miembro Lavandera se volvería a un ambiente de sedimentación parecido al depósito de Vegamián. El lagoon vuelve a restringirse bien porque funcionen barreras externas o bien porque las entradas de corrientes «upwelling» o aportes fumarólicos intracuenca eleven la salinidad del agua de tal forma que varía sustancialmente la comunidad ecológica y los sedimentos precipitados.

El Miembro Canalón representa una vuelta a las condiciones del Miembro basal con evolución clara de un medio de depósito con muy baja intensidad de sedimentación (calizas nodulosas rojas) lagoon a una plataforma carbonatada con intensidad normal de sedimentación a techo (calizas grises).

La edad de esta Formación (Tournaisiense terminal - Viseense - Serpujoviense basal) es común a todas las secciones en que aflora en la Zona Cantábrica. En la sección del río Ponga-Taranes-La Escalada del Manto de Beleño, su techo ha proporcionado Conodontos de la zona de *bilineatus bollandensis* (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Gn. b. bollandensis*, que indican la presencia de la base del Serpujoviense (Arnsbergiense).

2.3.2. Carbonífero Superior

Dentro del Carbonífero Superior se pueden diferenciar tres conjuntos sedimentarios. El primero comprende la Formación Barcaliente (Serpujoviense-Bashkiriense Inferior) donde continúan las condiciones de homogenización de la plataforma iniciadas en el Carbonífero Inferior. El segundo está constituido por los Grupos Lena y Sama en el Manto de Laviana y por las Formaciones

O.

E.

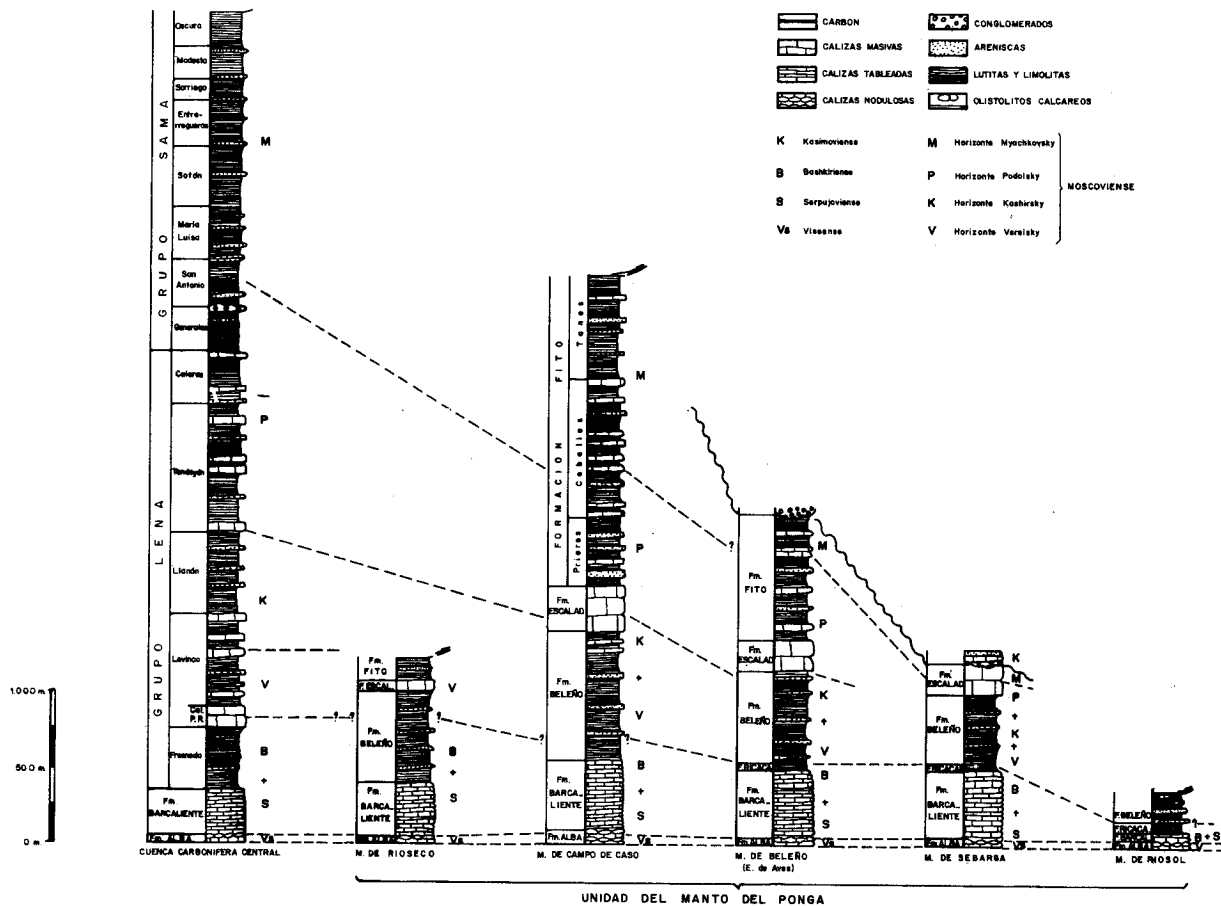


Fig. 4. Columnas estratigráficas esquemáticas, representativas de las diferentes unidades estructurales diferenciadas en la Hoja de Rioseco (VILLA y HEREDIA, 1988).

Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito en el Manto del Ponga. En términos generales, representa una megasecuencia de somerización llegándose a condiciones de práctica colmatación de la cuenca. Este conjunto sedimentario representa una «cuña clástica», relacionada con el emplazamiento de unidades más occidentales de la Zona Cantábrica (Mantos de Aramo y La Sobia), por lo que existe una tendencia a una drástica disminución de potencia de los tramos siliciclásticos hacia el Este (Fig. 4).

Durante el Estefaniense, continúa la sedimentación carbonatada (construcción orgánica y bioclástica) y siliciclástica pero ya en una cuenca confinada y con fuerte condicionamiento de los relieves locales producidos por el emplazamiento de los mantos de la Unidad del Ponga.

2.3.2.1. *Caliza de Montaña*

El nombre de «Caliza de Montaña» fue empleado por primera vez para designar las rocas calcáreas que dominan en el relieve del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica, por EZQUERRA DEL BAYO (1844), como traducción del término inglés «Mountain Limestones». SCHULZ (1958) denominaba a estos materiales «Caliza Carbonífera», y BARROIS (1882) subdividió este conjunto en «Mármol Griotte» y «Caliza de los Cañones» (Calcaire Des Cagnons). Tanto este último nombre como el de Caliza de Montaña, han sido profundamente utilizados en la literatura. BROUWER & VAN GINKEL (1964) introdujeron para la misma unidad el nombre de Formación Escapa, pero sin establecer un estratotipo.

EVERS (1967) distinguió dentro de la «Caliza de Montaña» en el área del Ponga y Bernesga, un Miembro Inferior micrítico, constituido por calizas en general oscuras laminadas y finalmente estratificadas y, un Miembro Superior biosparítico, constituido por calizas gris claro, en general masivas. En realidad, ya anteriormente diversos autores (DELEPINE, 1943; WAGNER, 1963) habían diferenciado dos términos con caracteres parecidos. WINKLER PRINS (1968) distingue los dos miembros siguiendo criterios análogos a los que denominó Vegacervera y Valdeteja. WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) sustituyeron el nombre de Caliza de Montaña o Formación Escapada y el Miembro Vegacervera, proponiendo una división de la Formación en dos independientes, Formación Barcaliente y Formación Valdeteja, con estratotipos en la Hoja de Boñar (Escama de Bodón).

2.3.2.1.1. *Formación Barcaliente. Serpujoviense-Bashkiriense (8)*

A partir del inicio de la estabilización de la plataforma carbonatada, representada por la Formación Alba, hay un paso gradual de la Formación Barcaliente. Este paso gradual se caracteriza por un aumento de intensidad de

sedimentación, acompañado de: disminución de bioclastos, estratificación más regular, desaparición de estructuras de diagénesis precoz, aparición de estructuras de corriente, disminución en contenido en Fe^3 que pasa a Fe^2 y aumento en matriz orgánica, que da el color negro y el olor fétido característico.

En la carretera del pueblo de Viego, en la vecina hoja de Beleño, se atraviesa una sección de esta formación en la que se pone de manifiesto muchas de sus características regionales, siendo estudiada por GONZALEZ LASTRA (1978, 1983).

En los 130 m. basales, se alternan facies masivas de plataforma restringida:

1b.— Mudstone en capas bien estratificadas de 5 a 20 m. en ocasiones con bases erosivas correspondientes a canales amplios y someros. Corresponden a zonas submareales sometidas a la acción de suaves corrientes de fondo.

1c.— Wackstone a Packstone de organismos planctónicos (radiolarios, calcisferas, gonitítidos); se interpreta como producidos por el depósito de «invasiones» de organismos planctónicos que entran en la plataforma restringida en momentos de apertura.

1d.— Mudstones laminadas. Son alternancias de láminas de microparrita con otras oscuras con alto contenido en materia orgánica. Se interpretan como correspondientes a ciclos estacionales.

Este conjunto es una plataforma en la que la renovación de oxígeno y la circulación de agua se encuentran restringidas. Las acumulaciones de fango micrítico se producen por corrientes suaves de origen probablemente mareal a partir de zonas de mayor productividad.

Los 34 m. finales, representan unas facies de: llanura salina sometida posteriormente a importantes procesos diagenéticos. Se encuentran de muro a techo mallas de algas, llanuras de algas con crecimiento de cristales y nódulos de sulfato y una brecha de colapso por disolución.

La instalación de las facies salinas se realiza en un ciclo regresivo en el que se pasa desde llanuras de algas sin sales en zonas con crecimiento de grandes cristales de yeso, llanuras de algas con anhidrita con estructura «chicken-wire» y zona intermareal superior y supramareal con costras de yeso. Por encima, aparece la brecha que se supone que sustituye la zona de máxima acumulación de sales, desaparecida por disolución por agua freáticas y vadasas.

En cuanto a la edad Formación Barcaliente los datos obtenidos muestran que el conjunto litológico de las Formaciones Alba y Barcaliente, cubre entero el lapso correspondientes al Carbonífero Inferior (incluido el Serpujoviense) y posiblemente alcance además la parte baja del Bashkirensense.

En la sección del río Ponga-Tanes-La Escalada los 100 m. inferiores de esta formación han proporcionado conodontos de la zona de *bilineatus bollandensis* (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Gn. b. bollandensis*), que indican la presencia

de la base de Serpujoviense (Arnsbergiense), más arriba (en los 350 m. restantes) está representado además el Bashkiriense Inferior (Chokieriense, Alportiense y parte inferior del Kinderscoutiense), documentado por la presencia de *Declinognathodus noduliferus noduliferus*, *D. n. japonicus* y *Streptognathodus lateralis*, en los tramos bajos y por la de *Idiognathoides attenuatus* e *I. sulcatus sulcatus* en los altos.

2.3.2.2. *Las series carboníferas superiores a la «Caliza de Montaña»*

Por encima de la «Caliza de Montaña» se produce una cierta diversificación en las características estratigráficas de las series carboníferas (Fig. 4) en cada uno de los mantos actualmente diferenciables, por lo que abordaremos su descripción por separado considerando dos grandes conjuntos: la «Cuenca Carbonífera Central» y el Manto del Ponga.

2.3.2.2.1. *Unidad de la «Cuenca Carbonífera Central»*

Aflora solamente su borde oriental; se corresponde con lo que desde el punto de vista estructural denominamos Manto de Laviana. La serie del Manto de Rioseco se describirá separadamente de la de la Cuenca Carbonífera Central, a pesar de ser unidades estructuralmente relacionadas.

2.3.2.2.1.1. *Grupo Lena*

BARROIS (1882) distingue dentro de la sucesión estratigráfica de la Cuenca Carbonífera Central dos grandes conjuntos «Assise de Lena» y «Assise de Sama» hoy considerados como grupos por numerosos autores y diferenciados esencialmente por la abundancia de calizas en el primero y la ausencia casi total y presencia de gran número de capas explotables de carbón, en el segundo. GARCIA-LOYGORRI et al. (1971) dividen la columna estratigráfica en «paquetes» o tramos mineros que incluyen determinadas capas de carbón explotables o en ocasiones asociaciones litológicas determinadas. La sucesión de «paquetes» que se desarrolla en el ámbito de esta hoja sobre la Formación Barcaliente y pertenecientes al Grupo Lena son: el «paquete» Fresnedo (que lateralmente hacia el Norte se interdigita con las calizas de Peñamayor) y el «paquete» Levinco, con unas calizas en la base denominadas «Calizas de Peña Redonda».

Para la descripción de estos materiales se toma la sección de Villoría-Los Tornos en el borde oriental de la Hoja de Mieres que ha sido estudiada por LEYVA et al. (1983, 1985).

2.3.2.2.1.1.1. «Paquete». *Fresnedo. Bashkiriense* (15)

Situado sobre la Formación Barcaliente, este «paquete» tiene un espesor aproximado de 350 a 400 m., y naturaleza esencialmente terrígena. Está constituido por lutitas y limolitas de color pardo-grisáceo con escasos restos vegetales flotados y muy macerados (briznas) en las que se intercalan capas de areniscas de distinto espesor (de centimétricas o decimétricas) con mayor frecuencia en los tramos intermedios del «paquete». Las capas de areniscas y de limolitas arenosas poseen base plana y laminación paralela y en algunos casos laminación cruzada de ripples a techo. El contenido faunístico es muy pobre, la macrofauna es sumamente escasa y únicamente está compuesta por escasos lamelibranchios de concha fina en las capas de techo.

Estos materiales se han interpretado como originados en zonas internas de un lagoon o en bahías protegidas en las que se producirían esporádicamente invasiones de material terrígeno grueso procedentes del continente. Si bien observando el esquema de correlación de edades de MARTINEZ CHACON et al. (1985) y de VILLA & HEREDIA (1988) (Fig. 4), entre el «paquete» Fresnedo, Formación Beleño y Formación Ricacabiello parece razonable, para esta formación, el suponer un medio sedimentario correspondiente a una plataforma interna.

En cuanto a su edad, carece de elementos faunísticos que permitan evidenciarla; por su posición estratigráfica debe de tener una edad Bashkiriense.

2.3.2.2.1.1.2. *Caliza de Peñamayor. Bashkiriense* (8')

En la parte septentrional del Manto de Laviana, en la esquina NO. de la hoja, por encima de la Formación Barcaliente se desarrolla una potente secuencia carbonatada a la que informalmente denominamos «Caliza de Peñamayor». Esta serie, con una potencia próxima a los 500 m., es el equivalente lateral del «paquete» Fresnedo y puede ser homologada con la «Caliza de Valdeteja» o Formación Valdeteja de la Región de Pliegues y Mantos; no obstante, dado que esta formación se ha circunscrito tradicionalmente a esa región proponemos el término de «Calizas de Peñamayor» situando su corte tipo en la pista que desde Nava (hoja de Villaviciosa) se dirige al paraje denominado «Les Praeres» dentro de esta hoja, situado en la Sierra de Peñamayor (Fig. 5).

Desde el valle del Nalón hacia el Norte, siguiendo el Manto de Laviana, se observa una sustitución paulatina de los sedimentos detríticos del «paquete» Fresnedo por los elementos carbonatados de la «Caliza de Peñamayor». Al Norte de la Falla de Ventaniella la sustitución es ya total, y en este área, donde la sucesión carbonatada es continua, es donde se ha situado la sección-tipo de «Les

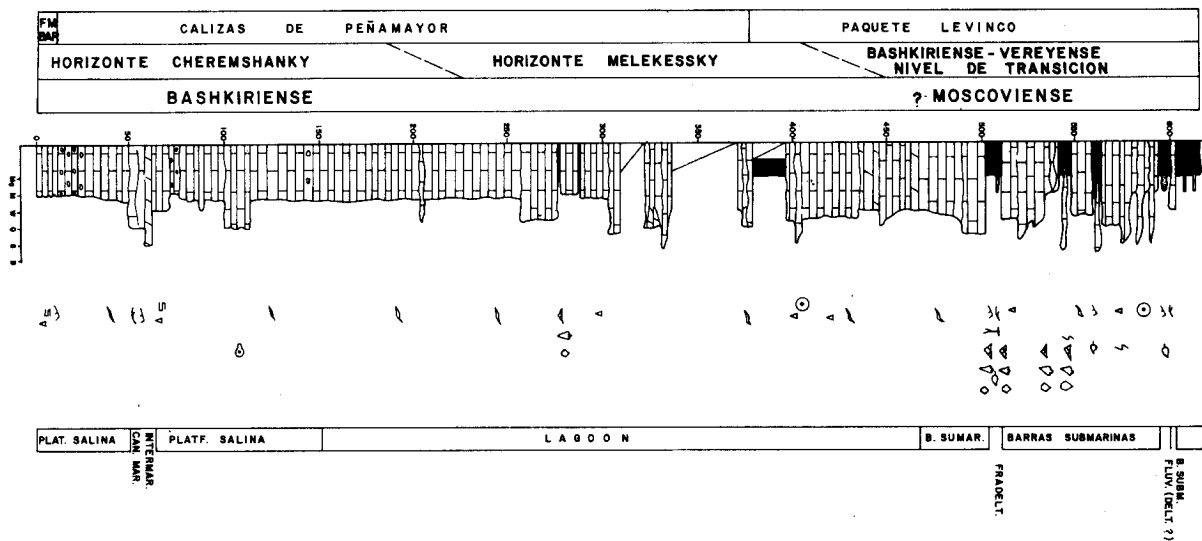


Fig. 5. Columna estratigráfica de la «Caliza de Peñamayor», en la sección de «Les Praeres».

Praeres»; en ella aparecen como facies más importantes las calizas «wackestone» de color gris oscuro a gris claro, a veces rosado, con alta porosidad fenestral, a la que se asocian en los tramos inferiores y medios calizas fosilíferas «mudstone» de color gris oscuro a gris claro. Son corrientes los cuarzos idiomorfos de pequeño tamaño y la aparición esporádica de capas brechificadas.

En una sección próxima, situada ya en la Hoja de Mieres, en el paraje denominado «La Castañal» la serie de la Caliza de Peñamayor está constituida casi totalmente por sedimentos de acumulación mecánica: Calizas «packestone» y «grainstone» bioclásticas-oolíticas en la base y calizas «packestone» y «wackestone» algo dismicríticas hacia el techo. Estos sedimentos parecen haberse originado en un importante sistema de barras submareales.

En estos tramos son escasas las intercalaciones de capas «grainstone» encriníticas, y, cuando existen, están normalmente recristalizadas. Es también destacable la presencia, en el tercio inferior de esta serie, de paquetes métricos de calizas oncolíticas en las que estos aloquímicos son de tamaño comprendido entre 2 y 4 cm.

El tramo superior de la Caliza de Peñamayor está constituido por calizas «mudstone» y «wackestone» negras, fétidas y con sílex en nódulos a la base; por encima aparece una megasecuencia «shallowing upward» de tipo «mudstone»; aparecen en ella bancos de calizas «grainstone» y «packestone» bioclásticas de color gris en la base y calizas «wackestone» gris rosadas, con elevada porosidad fenestral y superficies rubefactadas hacia el techo. La secuencia finaliza con calizas «packestone» nodulosas con fauna abundante.

Las características descritas permiten suponer que estas calizas se han originado en la zona intermareal de una plataforma carbonatada salina, en la que esporádicamente se producirían invasiones de agua dulce que explicarían la aparición de oncolitos.

El contenido faunístico acredita una edad Bashkiriense Superior para la Caliza de Peñamayor. En los 50 m. de techo aparecen elementos faunísticos del Moscoviense por lo que es probable que en esta caliza esté presente el denominado «Tramo de Transición» (LEYVA et al. 1983) entre el Bashkiriense y el Moscoviense definido por estos autores en la Caliza de Peña Redonda del Corte de Villoria-Los Tornos.

La fauna presente permite reconocer dentro de la serie los dos niveles clásicos del Bashkiriense superior de la URSS, el Horizonte de Cheremshansky y el de Melekessky, a parte del «Tramo de transición». El primero está representado en la parte baja por una fauna que contiene: «*Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella composita keltmica*, *Ps. antiqua posterior*, *Eostaffella* ex gr. *parva*, *E.* ex gr. *pseudostruvei*, *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus rugosus*, *N. (A.)* ex gr. *bashkiricus*, etc. El segundo de dichos horizontes está representado por una fauna con *Profusulinella* ex gr. *parva*, *Pr.* ex gr. *rhomboides*, *Pr. rhombiformis nibelensis*, *Pr. pararhomboides*,

Aljutovella porrecta, *Pseudostaffella syzranica*, *Ps. gorskyi*, *Ps. larionovae polasnensis*, *Ps. paracompressa Ozawainella* cf. *vozhgalica*, *Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus) bashkiricus*, *N. (A.) subbashkiricus*, *N. (A.) postrugosus*, *N. (A.) timanicus*, *Archaeodiscus (Archaeodiscus) evolutus*, *Verella* sp., que aparecen en la parte media de la formación. Finalmente en la parte alta, y también en los tramos situados por encima de esta formación, quizá podría distinguirse la existencia del «Tramo de transición», representando localmente por la mencionada asociación de formas bashkirienses y moscovienses: *Profusulinella pseudorhomboides*, *P. cf. tashliensis minima*, *Aljutovella* cf. *subaljutovica*, *A. ex gr. tikhonovitchi*, *Verella* cf. *spicata*, *Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus)* sp. etc.

La sección de La Castañal complementa a la de Les Praeres en el sentido que abarca niveles más altos, equivalentes a los mencionados de Los Tornos, situados por encima del «Tramo de Transición». El muestreo practicado indica la presencia de todo el Moscoviense Inferior. Así, la asociación de *Profusulinella prisca*, *Pr. cf. pseudorhomboides*, *Pseudostaffella ex gr. staffellaeformis*, *Ps. ex gr. sphaeroidea*, *Aljutovella* cf. *aljutovica*, etc., indica probablemente el Vereyense, mientras que en niveles situados por encima, *Profusulinella ovata*, *Pr. prisca timanica*, *Pr. ex gr. rhomboides*, *Pseudostaffella ex gr. pseudoquadrata*, *Aljutovella postaljutovica*, etc., representa claramente el Kashiriense.

Comparando estas secciones con la de Los Tornos, puede constatarse que el «paquete» Fresno de ésta se corresponde totalmente con la Caliza de Peñamayor. Por otra parte, la Caliza de Peña Redonda equivaldría a la parte superior de la misma Caliza de Peñamayor y aún a los tramos que se sitúan inmediatamente por encima de ella.

2.3.2.2.1.1.3. «Caliza de Peña Redonda». *Bashkiriense-Vereyense* (16)

Sobre el «paquete» Fresno, se encuentra una potente sucesión de sedimentos en los que alternan secuencias terrígenas de espesor variable con grandes bancos carbonatados. La primera de estas bandas, ubicada directamente sobre el «paquete» Fresno, recibe tradicionalmente el nombre de «Caliza Masiva» (MARTINEZ ALVAREZ, 1962) o «Caliza de Peña Redonda» (GARCIA-LOYGORRI et al. 1971). Esta caliza normalmente se encuentra desdoblada en dos bancos carbonatados entre los que existe una intercalación terrígena de espesor métrico con macroflora clasificable y un carbonero. Los dos bancos carbonatados que forman esta caliza poseen variaciones apreciables de espesor. En la base, la Caliza Masiva o de Peña Redonda está constituida por dolomías con laminación criptoalgal difuminada por la fuerte recristalización e intercalaciones de capas de calizas dolomitizadas («grainstones» a «wackestones») de color gris crema, estructurados en secuencias «grainy». La

secuencia terrígena intercalada es gruesa y estratocreciente; en ella se pasa de lutitas y limolitas a areniscas micáceas con retoques de ripples hacia el techo; sobre esas areniscas siguen unas areniscas limosas bioturbadas (suelo de vegetación) y un carbonero centimétrico. La capa superior de carbonatos se estructura en tres secuencias: la de muro y techo son de tipo «muddy», con abundante sílex en nódulos y en capas en los bancos de techo, y la intermedia es de tipo «grainstone». En conjunto la caliza de Peña Redonda representa la implantación en la zona de una plataforma carbonatada en la que se pasa gradualmente a subambientes supramareales con desarrollo de dolomías criptoalgales, a sedimentos intermareales (secuencia «muddy») y por último, a una acumulación mecánica en bancos submareales (secuencias «grainy»).

La Caliza de Peña Redonda contiene una microfauna en la que se hallan asociadas formas del Bashkiriense terminal de la URSS (el llamado Horizonte Melekessky), con otras típicamente moscovienses. Así, *Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus) sobbaskiricus*, *Neoarchaediscus gregorii*, *Verella spicata*, *V. muruntavica*, etc, coexisten con *Aljutovella aljutovica*, *A. subaljutovica*, *Profusulinella ovata*, *Verella kashirica*, *Ozawainella angulata*, *O. pseudoangulata*, *Eostaffella kashirica*, etc., por lo que se ha hablado por numerosos autores de un «Tramo de Transición» Bashkiriense-Vereyense (LEYVA & GERVILLA, 1983; GRANADOS et al. 1985) que podría corresponder a una unidad intermedia entre el Bashkiriense y el Moscoviense, actualmente en estudio.

2.3.2.2.1.1.4. «Paquete Levinco». Vereyense-Kashiriense (17)

Sobre la Caliza de Peña Redonda se desarrolla una potente serie en la que alternan los terrígenos con los carbonatos, pudiendo distinguirse dos grandes tramos, uno inferior y otro superior.

El tramo inferior está constituido por lutitas y limolitas carbonatadas, normalmente con fauna, e intercalaciones de areniscas micáceas en capas centimétricas a decimétricas; estas capas presentan base plana y un techo de ripples en el que existen restos vegetales escasos y aparecen alternando con barras carbonatadas en secuencias «muddy» y «grainy»; analizándolas detalladamente se observa que, con frecuencia estas barras están constituidas por tres secuencias de muro a techo (muddy-grainy-muddy), de las cuales la última contiene abundante sílex en nódulos de diverso tamaño, así como superficies rubefectadas en el techo de las capas.

El tramo superior del Paquete Levinco presenta un tipo secuencial monótono, aunque con variaciones a pequeña escala. Se trata de megasecuencias grano y estrato crecientes en las que existe un término inferior marino, de lutitas y limolitas carbonatadas, de color gris, con abundante fauna, asociadas a barras carbonatadas con una constitución similar a la descrita para

los tramos inferiores; un término intermedio, constituido por potentes acumulaciones de limolitas y limolitas arenosas pardo-grisáceas, con escasos restos vegetales y, normalmente, con ripples en las capas, que contienen sedimentos terrígenos gruesos; son frecuentes las capas centimétricas con nódulos de siderita y láminas de hierro intercaladas; y un término superior formado por areniscas y areniscas limosas, en capas de decimétricas a bancos métricos, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y laminación de ripples; se observan cantos blandos, restos vegetales macerados, materia orgánica en láminas a techo de las capas de arenisca.

En conjunto la evolución de muro a techo del «paquete» Levinco mostraría el paso de unos ambientes de bahía a lagoon abierto, con depósitos de acumulación mecánica en barras submareales poco desarrolladas y facies terrígenas laterales en los tramos inferiores, a una implantación progresiva de sistema deltaícos; estos sistemas darían lugar a las megasecuencias descritas, en los que en un exámen detallado pueden definirse, facies de prodelta, frente deltaíco y barras de desembocadura, y facies de bahía o lagoon, entre distributarios o de abandono deltaíco.

La mayor parte del «paquete» Levinco posee una edad Vereyense, con presencia en sus distintos niveles de *Profusulinella ovata*, *Aljutovella subaljutovica*, *Eostaffella kashirica*, *Ozawainella brazhnikovae*, *O. gracilis*, etc. y ausencia sistemática de arquediscidos presentes en el «Tramo de Transición»; sin embargo, sus capas superiores, contienen una microfauna propia del Kashiriense, con *Profusulinella prisca*, *Pr. albasensis*, *Pr. paratimánica*, *Neostaffella conspecta*, *N. larionovae*, etc. (LEYVA et al. 1985 a).

2.3.2.2.2. La serie Carbonífera del Manto de Rioseco

La serie carbonífera del Manto de Rioseco (Fig. 4) fue estudiada por primera vez en MARTINEZ-ALVAREZ (1962), que describió la sección que aflora en el valle que desde Soto de Agües remonta el río Alba hasta el Monte Llaímo en la vecina hoja de Puebla de Lillo. En dicha sección la sucesión carbonífera suprayacente a la Formación Barcaliente, está formada, de muro a techo, por 600 m. de lutitas con intercalaciones de areniscas, a las que sigue un tramo de Calizas grises (Caliza «masiva») de 50 a 60 m. de espesor y una serie predominantemente lutítica con alguna intercalación de areniscas. En la hoja de Rioseco solamente aflora la serie inferior a la Caliza «masiva» y nunca de forma completa.

Los materiales superiores a la Caliza «masiva» apenas llegan a aflorar en esta unidad debido a que la serie está truncada por el cabalgamiento basal del Manto de Laviana.

Hasta el presente se carecía de datos paleontológicos directos que proporcionasen información acerca de la edad de la sucesión de la Unidad de

Rioseco y generalmente dicha edad le era atribuida por comparación con las series conocidas en las unidades vecinas. Recientemente, se ha localizado un nivel con fusulínidos en la parte media de la caliza «masiva». Esta muestra, procedente del mismo corte descrito por MARTINEZ-ALVAREZ (op. cit.) ha proporcionado diversos ejemplares de fusulinas que, corresponden a una nueva especie de *Profusulinella*, perteneciente a *P. ex gr. prisca* (DEPRAT, 1912) y que ha sido hallado también en otras localidades de la Cordillera Cantábrica en las que aparece asociada a formas de edad Moscoviense inferior (horizonte Vereisky).

A pesar de que como veremos más adelante, los diacronismos de las diversas formaciones que existen en las unidades que integran el Manto del Ponga son muy fuertes, creemos que los materiales carboníferos aquí citados pueden ser asimilados a grandes rasgos a las formaciones Beleño, Escalada y Fito, descritas originalmente por VAN GINKEL (1965) en el Manto de Beleño.

2.3.2.2.3. *Las series superiores a la «Caliza de Montaña» en el Manto del Ponga o Región de Mantos.*

La mayor parte de los afloramientos carboníferos de la Hoja de Rioseco pertenecen al sistema de mantos que, en conjunto, se ha denominado Región del Manto del Ponga o Región de Mantos (ver Figs. 1 y ESQUEMA REGIONAL Y TECTONICO).

Aunque las características estratigráficas del Carbonífero Superior no son homogéneas en los distintos mantos, si son reconocibles cuatro unidades estratigráficas claras, por encima de la «Caliza de Montaña», por lo que abordaremos su descripción de forma unitaria destacando y describiendo también sus caracteres diferenciables.

En términos generales la sucesión carbonífera sufre un progresivo adelgazamiento hacia el Este (Fig. 4), variando también la edad de los límites estratigráficos entre las distintas formaciones como veremos más adelante.

De muro a techo, las formaciones que se pueden diferenciar son: Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito. En el Manto de Caso, la potencia de la Formación Fito, y su interés minero, ha permitido diferenciar tres «paquetes» (Prieres, Coballes y Tanes) que se describirán separadamente.

2.3.2.2.3.1. *Formación Ricacabiello. Bashkiriense (9)*

La Formación Ricacabiello fue definida por SJERP (1967) para una serie de poco espesor situada inmediatamente por encima de la «Caliza de Montaña», aunque había sido denominada por JULIVERT en 1960 «serie roja inferior» o «serie abigarrada inferior».

La sección tipo se encuentra al Sur del Pico Ricacabiello, en el Macizo del

Mampodre (Hoja de Burón). Según SJERP (op. cit.) la sucesión está constituida por pizarras pardo rojizas o verdosas, que con frecuencia contienen nódulos de sílice, de limonita o de dióxido de manganeso, de hasta 2 cm. El espesor oscila entre 5 y 35 m., trantándose para SJERP, de una formación condensada, depositada sin duda en un régimen de sedimentación lenta; los nódulos limolíticos podrían atestiguar incluso intervalos de no deposición en la serie.

MARTINEZ CHACON et al. (1985) realizan una recopilación y revisión de toda la información conocida hasta el momento, dando también nuevas aportaciones derivadas del estudio de diversos grupos paleontológicos. Dentro de la presente Hoja señalan las siguientes localidades: Tanda (lutitas gris verdosas); Sellaño (lutitas rojas con tramos delgados de caliza silicificada, base y techo lutitas grises o verdosas, 50 m. de potencia); Peña del Toyo Norte (lutitas rojas y algún nivel dolomítico, 40 m. aproximadamente); Peña del Toyo Sur (lutitas grises en la base y el techo, separados por una sucesión calcárea de 7 m. que en su parte media posee intercalaciones de lutitas rojas, 20 m. de potencia); Monte de Sebares (lutitas verdes y grises con bancos de areniscas) y Llerandi 1 y 2 (lutitas rojas). El espesor de esta formación para estos autores es de 20 a 30 m. excepcionalmente, hasta 50 m.).

SANCHEZ DE LA TORRE Y GONZALEZ LASTRA, (1981) y SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1982, 1983), invocan la existencia de un lagoon en la zona central de Asturias, durante el Namuriense, que se habría instalado en un ambiente submareal, pasando gradualmente a los materiales de la Formación Ricacabiello, protegidos por una barrera bioclástica externa, en la que se habrían desarrollado algunas facies evaporíticas.

MARTINEZ CHACON et al. (op. cit.) opinan que de acuerdo con la posición geográfica del área de depósito y la relación con las formaciones vecinas (descansa sobre la Formación Barcaliente y sustituye lateralmente a la Formación Valdeteja y a parte de la Formación San Emiliano) así como por su contenido paleontológico (braquiópodos, ostrácodos, trilobites, lamelibranquios, cefalópodos y conodontos), esta serie debió depositarse en la parte externa de la plataforma continental, en agua quietas de un medio parcialmente restringido, pero en comunicación directa con el mar abierto.

En la sección del río Ponga-Taranes-La Escalada, esta formación contiene una fauna característica de braquiópodos representada por *Aseptella asturica* y *Taymirella lamellosa*, pero en otros puntos de la cuenca ha suministrado además *Anopliopsis? parva*, *Caenanoplia martinezi*, *Tornquistia scutiformis*, *Crurithyris* cf. *urii* y diversos trilobites y ostrácodos. El hallazgo asociado a esta fauna típica de *Retites semiretia* en la vecina Hoja de Ribadesella, precisa una edad Namuriense B superior, es decir, Marsdeniense (Bashkiriense Inferior), para estos niveles fosilíferos. Debe indicarse que la formación, al presentar carácter condensado, no sería de extrañar que en la misma pudiese estar también representado el Namuriense C (Bashkiriense Superior).

2.3.2.2.3.2. *Formación Beleño. Bashkiriense Superior - Moscoviense Inferior (10,11)*

La Formación Beleño fue definida por VAN GINKEL en 1965, como una secuencia clástica en la «Cuenca de Beleño» (Manto de Beleño), consistente en unos 100 m. basales de pizarras arenosas y areniscas, siguiendo con unos 350 m. de predominio de pizarras y culminando con 20 a 50 m. de pizarras con intercalaciones carbonatadas.

Con anterioridad, JULIVERT (1960) había llamado «Conjunto pizarroso» a estos materiales, señalando espesores variables entre 485 y 350 m. y separando una serie arenosa inferior, intermedia, más potente, pizarrosa y una superior con intercalaciones calizas.

MARTINEZ ALVAREZ (1962) denominó a estos materiales «Improductivo pizarroso», incluyendo también la Caliza de la Escalada, y les asigna una edad Namuriense. Indica que están constituidos por «microsecuencias positivas de carácter parárítmico de ambientes de poca profundidad en una fase detrítico-neritoide oscilante».

Posteriormente SJERP (1966) hace también referencia a la Formación Beleño, indicando al igual que VAN GINKEL una edad Moscoviense Inferior.

La localidad donde mejor se encuentra representada esta formación en su parte inferior, es a lo largo de la carretera del Ponga, desde el cruce de Sobrefoz por Abiegos y en la carretera de San Juan de Beleño, en su parte superior, ambas secciones en la vecina Hoja de Beleño.

En la figura 6 se puede observar la columna estratigráfica sintética obtenida a partir de 3 columnas parciales, con un espesor total próximo a 450 m., obteniéndose espesores de alrededor de 650 m. en localidades próximas al área comprendida en la Hoja de Rioseco.

La serie general para esta zona estaría formada por un delgado tramo lutítico en la base que puede presentar finos episodios carbonatados, seguidos por una sucesión de areniscas con intercalaciones lutíticas y limolíticas de unos 160 m. La parte media es fundamentalmente lutítica con intercalaciones de areniscas y limolitas no muy importantes, y hacia el techo de la formación aparece ocasionalmente intercalaciones de areniscas canalizadas y, de forma generalizada, episodios carbonatados bioclásticos y bioconstrucciones algales.

Desde un punto de vista sedimentológico se trata de una serie transgresiva, lo que se puede deducir por la presencia en la base de secuencias de tormenta, arenosas y de alta energía, desarrolladas en una plataforma terrígena submareal, seguidas por materiales más finos de energía menor propios de ambientes más distales en la misma plataforma. La proximidad de ambientes con sedimentación carbonatada y fauna marina, en el techo de la formación, trae consigo la intercalación de delgados niveles carbonatados bioclásticos.

En la sección de Campo de Caso-Coballes-Tanes (Manto de Caso) la

Columna esquemática de la FORMACION BELEÑO en el Valle del Ponga de la Zona de San Juan de Beleño
 Muro: Formación Ricacabiello
 Techo: Caliza de la Escalada
 Espesor aproximado: 650 m

Situación aproximada de las Columnas Parciales de la Hoja de Rioseco

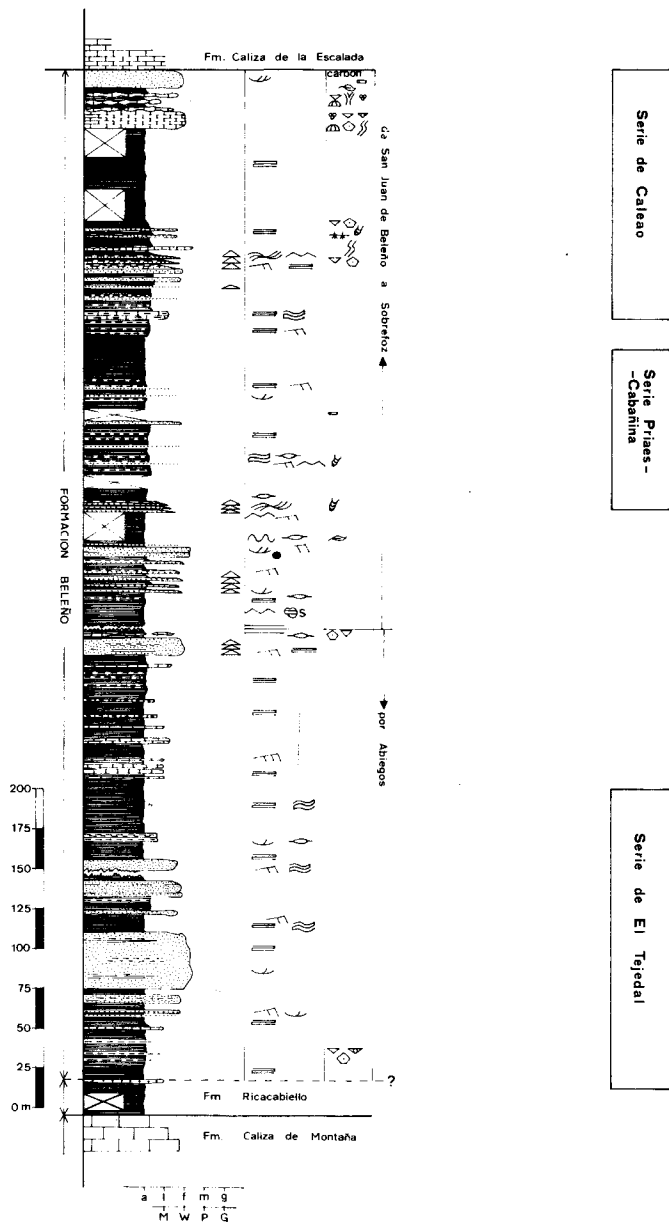


Fig. 6. Columna estratigráfica sintética de la Formación Beleño en el Valle del Ponga (según J. BAHAMONDE).

Formación Beleño solamente ha proporcionado restos fósiles en el últimos centenar de metros de la serie, en las lutitas intercaladas entre los bancos de caliza que aparecen por debajo de la Formación Escalada. La edad de las asociaciones con macrofauna presentes (braquiópodos) indican probablemente el Kashiriense Superior, con *Rugosochonetes skipseyi*, *Avonia echidniformis*, *Juresania juresanensis*, *Karavankina rakuszi*, *Linoproductus cora*, *Brachythyrina strangwaysi*, etc. Ello significa que la Formación Beleño debe corresponder en cuanto a edad al Bashkiriense (excluida gran parte del Bashkiriense Inferior) y a prácticamente todo el Moscoviense Inferior (Vereyense y Kashiriense). Dentro de la misma unidad, en el sector de La Marea, al Oeste de Tozo, en los bancos calcáreos del techo de la Formación Beleño se ha obtenido una asociación microfaunística que contiene *Profusulinella polasnensis*, *Pr. ex gr. ovata*, *Pr. ex gr. rhomboides*, *Pseudostaffella larionovae mosquensis*, *Aljutovella cf. acuminulata*, etc, que indica el Kashiriense, pero que excluye la parte más alta de este horizonte.

En la sección del río Ponga-Taranes-La Escalada del Manto de Beleño, esta formación no ha suministrado localmente ningún resto fósil, pero dado que en la formación inmediata existen en la base fusulinas de edad Kashiriense posiblemente superior, debe asignarse a la misma una edad que cubra el Vereyense y el Kashiriense; la cita puntual de un conodonto, *Declinognathodus noduliferus japonicus*, en Omedal, en el extremo NO de la escama de Espinaredo, no aporta ninguna información útil de edad.

En el Manto de Beleño una muestra aislada, en el Collado de Moandi, ha proporcionado una asociación de fusulinas con *Aljutovella cf. conspecta*, *A. ex gr. skelnevatica*, *Profusulinella staffellaeformis*, *Pseudostaffella gorskyi*, etc. que indica probablemente el Vereyense. El carácter aislado de esta muestra impide formular comparaciones con la extensión vertical de la formación en otros puntos, aunque ésta sea la edad que podría esperarse dentro de niveles de su parte media.

2.3.2.2.3.3. Formación Escalada. Kashiriense-Myachkoviense (12)

A la formación Beleño le sigue una sucesión carbonatada constituida por unos 300 m. de calizas a las que VAN GINKEL (1965) denominó Formación Escalada.

LEYVA (in TRELLE et al. 1984) describe la sección de esta formación en el Manto de Caso, a lo largo de la carretera del Nalón. En este sector la Formación Escalada está constituida por una caliza de tonos claros con alguna intercalación pizarrosa y arenosa en la parte inferior, mostrando una estructura espectacular constituida por un complejo de canales mareales con acreción lateral, grandes cicatrices erosivas, etc., en los lados, acumulaciones bioclás-

ticas de tamaño grava a arena gruesa. Hacia el techo, los carbonatos se organizan en secuencias «grainy» para acabar, con varios «muddy» donde faltan, en muchos casos, los términos superiores.

En la siguiente sección, realizada en la Foz de Escalada, pueden distinguirse, a grandes rasgos, los siguientes tramos o miembros de muro a techo:

Miembro A.—Con espesor de 55 m. está constituido por una acumulación de secuencias «grainy» (JAMES, 1980), de espesores métricos (4 a 5 m.), con un término *a* bien desarrollado de grainstone bioclásticas y oolíticas en capas decimétricas de color gris oscuro, en paso a un término *b*, constituido por grainstone oolíticas y packstone bioclásticas de color gris claro en capas de 40 a 50 cm. El término *c*, muy probablemente desarrollado, son mudstone negras o gris oscuro, fértidas, ricas en materia orgánica y con fuerte bioturbación a techo de las capas.

Miembro B.—Con espesor de 205 m. aproximadamente, está constituido por una monótona sucesión de secuencias «muddy» (JAMES, 1980) de espesores decamétricos.

El término inferior, secuencia *a*, son grainstone bioclásticas, a veces rudíticas en capas o bancos métricos que en muchos casos presentan estratificación cruzada en surco de gran escala y base débilmente erosiva con depósitos de grainstone bioclásticas y rudíticas sobre la cicatriz erosiva. El espesor de este término secuencial varía de 2 a 4 m.

El término *b* son wackestone y mudstone gris claro en bancos métricos a masivas que en alguna secuencia intercalan capas decimétricas de grainstone oolíticas de color blanco a crema. La potencia de este término es variable de 5 a 35 m.

Los términos *c* y *d* de este tipo secuencial, sólo se han observado hacia techo del miembro y se presentan como bancos mudstone de color gris claro a rosado con porosidad fenestral y fuerte bioturbación en la base del banco, en paso a calizas brechificadas (brechas de cantos) cuya matriz son margas verdes a rosadas, que le confieren un aspecto pseudonoduloso.

Miembro C.—Transicional a la Formación Fito sólo muestra una secuencia visible en la que sobre lutitas carbonatadas y margas grises con abundante fauna y fuerte bioturbación, se apoyan calizas nodulosas y bioclásticas grises y por último grainstone bioclásticas y oolíticas de color gris oscuro en capas decimétricas.

Dada la estructuración secuencial y litológica de la Formación Escalada en el área de Taranes puede pensarse que su origen estaría en un modelo de facies de llanura de marea en clima húmedo dentro de una plataforma carbonatada de tipo «rimmed» con margen de acreción deposicional y en conjunto constituiría una megasecuencia cuyo miembro inferior es de energía moderada a alta, el intermedio de baja energía y relleno activo y el superior muestra una vuelta a facies de mayor energía posiblemente en paso a ambientes de bahía o lagoon con cierre poco efectivo.

En la parte media de la Formación Escalada en la sección de Caso, LEYVA et al. (1985 b) se encuentran elementos paleontológicos pertenecientes al Kashiriense superior, representados por asociaciones de fusulinas como *Eofusulina triangula tethys*, *Taitzehoella prolibrovitchi*, *Profusulinella ovata*, *Pr. ex gr. prisca*, *Pr. ex gr. muratuvensis*, *Moellerites praecoloniae*, etc. Pero a partir de los 100 m. de la base, empiezan a aparecer formas correspondientes ya al Podolskiense: *Ozawainella kumpani*, *Beedeina paradistenta*, *Fusulinella ex gr. bocki*, etc. Así pues, el límite Moscoviense Inferior-Moscoviense Superior debe pasar seguramente hacia los 100 m. de la base de la formación en este sector. El sector de La Marea, situado más al Norte dentro de la misma unidad, ha proporcionado una asociación de fusulinas kashirienses en la parte inferior (*Profusulinella sp.*, *Fusulinella sp.*) y de edad Podolskiense y hasta Podolskiense Superior, en la parte alta. *Fusulinella bocki*, *Beedeina ichinotaniensis rotundata*, *Fusiella ex gr. typica*, etc.).

En el manto de Beleño en la sección del río Ponga-Taranes-La Escalada, en la localidad tipo de la Formación Escalada (La Foz de Escalada), la parte más baja de esta formación contiene *Profusulinella cf. parafittsi*, *P. cf. rhombiformis ferganensis*, *Pr. aff. cavis arbejalensis*, que comprende el Kashiriense, mientras que en el resto se hallan tan solo formas del Podolskiense: *Fusulinella bocki timanica*, *F. ex gr. coloniae*, *F. ex gr. pseudobocki*, *Pseudostaffella cf. ozawai compacta*, *O. ex gr. mosquensis*, *Fusiella ex gr. typica*, etc. En el techo, la presencia de *Fusulina pseudobocki ovoides* parece indicar ya el inicio del Maychkoviense.

En el Manto de Sebarga, en la zona de Cazo, la Formación Escalada parece poseer una edad ligeramente más moderna que en otras partes. Las capas inferiores parecen corresponder ya al Podolskiense superior con asociaciones de fusulinas como *Beedeina ozawai* y *Fusulinella bocki timanica*, pero los tramos más altos, con *Fusulina ex gr. kamensis*, *Fusulinella cf. bocki pauciseptata*, *Beedeina cf. paradistenta* y *Pseudostaffella ex gr. sphaeroidea*, quizá representan el Myachkoviense Inferior.

Es de destacar que como ponen de manifiesto VILLA y HEREDIA (1988), la aparición del primer tramo carbonatado de importancia, posterior a la «Caliza de Montaña», tiene, en la Cuenca Carbonífera Central (Caliza de Peña Redonda), una edad correspondiente al tránsito Bashkiriense-Moscoviense, y que en las unidades más orientales el tramo carbonatado equivalente (Formación Escalada) tiene edades cada vez más modernas hacia el Este, mostrando un claro discronismo tanto en su base como en su techo (Fig. 4). Así, en el Manto de Rioseco tiene una edad Vereyense, Kashiriense Superior-Podolskiense en el Manto de Cazo y Escama de Espinaredo del Manto de Beleño, Podolskiense en el Manto de Beleño y Podolskiense Superior-Myachkoviense en el Manto de Sebarga.

2.3.2.2.3.4. *Formación Fito. Podolskiense-Myachkoviense (13, 14)*

Sobre la Formación Escalada, se sitúa una serie de lutitas y limolitas, alternando con capas de calizas y/o areniscas y alguna capa de carbón, ordenada en secuencias con un carácter cíclico muy marcado, que fue denominada Formación Fito por BROUWER y VAN GINKEL en 1964, si bien previamente JULIVERT (1960) se había referido a ella como «serie de pizarras, areniscas y bancos de caliza».

En estos últimos años se han realizado gran cantidad de estudios sedimentológicos (MARTIN LLANEZA, 1979; SANCHEZ DE LA TORRE et al. 1981, 1983; LEYVA et al. 1983 y VERA et al. 1984), donde se ha puesto de manifiesto el carácter deltaico de esta serie generada por la progradación y posterior abandono de deltas constructivos dentro de una plataforma subsidente.

En el Manto de Beleño, los bancos de caliza (14) son bien visibles en el paisaje, siendo su espesor de varios metros de potencia (1-10 m.); en la parte alta de la sucesión, conservada en núcleos de sinclinales bien visibles en la cartografía, destaca un nivel carbonatado más potente (30-40 m. de potencia) por encima del cual aún existe un cierto espesor de pizarras, areniscas y alguna caliza. La potencia total de la serie en este sector es de unos 800 m.

En el Manto de Caso, la potencia de este nivel estratigráfico es considerablemente mayor pudiéndose cifrar en unos 2.000 m. En este sector se han diferenciado tres conjuntos litoestratigráficos en función de su mayor o menor contenido en niveles carbonatados, que de muro a techo han sido denominados por TRELLE et al. (1984): «paquetes». Prieres, Coballes y Tanes. (Fig. 7) En cada uno de ellos se desarrollan diferentes tipos de ciclos.

Para la parte inferior de la Formación («paquete» Prieres) se han individualizado las siguientes facies (SANCHEZ DE LA TORRE et al. op. cit.):

Plataforma carbonatada.—Acumulaciones bioclásticas y construcciones constituyendo barreras que limitan la extensión de los aportes terrígenos. Se pueden diferenciar las siguientes subfacies: Acumulaciones mecánicas de calizas wackestone a packstone bioclásticas, baffles de algas, incrustación orgánica, calizas inter a supramareales y acumulaciones de talud.

Lagoon.—Lutitas carbonatadas y limolitas, gris u oscuras, con restos vegetales flotados bioturbación intensa y restos de organismos marinos (equinodermos, braquiópodos, etc.).

Mixed flat y distributarios.—Lutitas limosas, limolitas y areniscas de grano fino con laminación de ripples de corriente y ola y areniscas de grano medio en canales, ocasionalmente «pillows».

Marismas.—Lutitas y limolitas negras con laminación paralela a veces deformada por raíces y con restos vegetales arrastrados abundantes.

Pantanos o «swamp».—Lutitas bioturbadas por raíces y carbón.

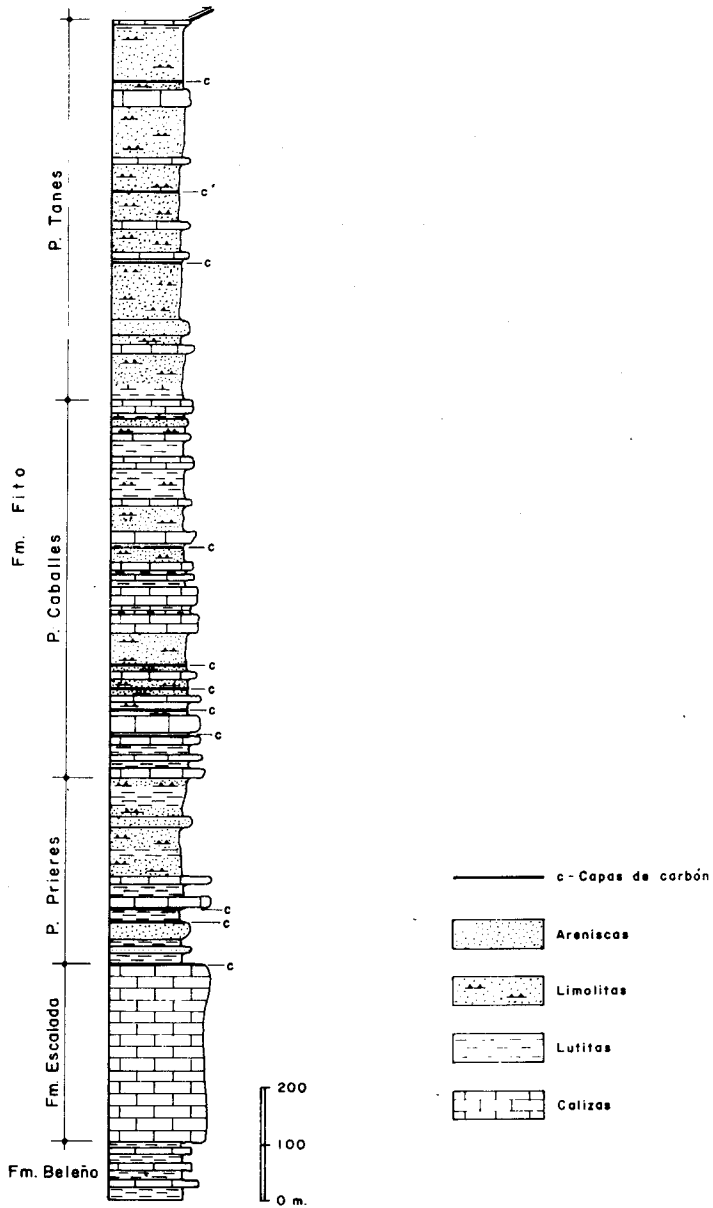


Fig. 7. Columna estratigráfica esquemática de las Formaciones Escalada y Fito (HEREDIA y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1988).

Estas facies se superponen según el carácter activo o pasivo de la sedimentación. En el caso de ciclos activos la marisma es poco estable debido a la mayor facilidad de compactación de los sedimentos detríticos, mientras que sobre los ciclos en fase pasiva las condiciones de marisma son más duraderas y se desarrollan capas de carbón de mayor importancia.

Los ciclos de «paquete» Coballes constituyen la secuencia más característica de la etapa de progradación y posterior abandono de un delta constructivo digitado dentro de una plataforma subsidente.

La secuencia es claramente negativa y de muro a techo pueden reconocerse las asociaciones de facies siguientes:

Prodelta.—Con lutitas oscuras con bioturbación y materia orgánica dispersa, limolitas laminadas y areniscas de grano fino en forma de ripples de corriente discontinuos.

Frente deltaico.—Con asociaciones de frente deltaico inferior, medio y superior, en los que se pasa desde lutitas y limolitas con delgadas intercalaciones areniscosas correspondientes a ripples de corriente, hasta areniscas, con gradación normal o laminadas. Estructuras de «slumps» y «flames».

Llanura deltaica inferior.—Observándose las siguientes subfacies: Areniscas de grano medio y grueso de base erosiva y con «lags», laminación paralela o en surco, corresponden a canales distributarios sumergidos; limolitas y areniscas finamente laminadas, ripples de ola, pequeños «slumps» y «flames», corresponden a la colmatación de canales; Lutitas arcillosas marrones y areniscas de grano fino con laminación de ripples de corriente, ola y flaser, pertenecen a una llanura mareal y areniscas de grano medio a grueso con sets de estratificación cruzada sigmoidal, correspondiente a la acreción de barras en un medio mareal.

Llanura deltaica abandonada.—Pizarras laminadas con restos carbonosos, limolitas bioturbadas y areniscas de grano fino con laminación paralela y de ripples.

La migración o abandono de canales distributarios crea una paralización de los procesos de progradación o agradación deltaica, dando paso a facies de plataforma deltaica abandonada constituida por pizarras y lutitas y finalmente a la instalación de una plataforma carbonatada similar en facies a las existentes en el «paquete» inferior.

Hacia el techo, dentro del «paquete» Tanes se observa respecto al «paquete» anterior el desarrollo espectacular de las facies deltaicas «sensu lato», representando un porcentaje menor las facies de lagoon y plataforma carbonatada. Asimismo hacia el techo del «paquete» la secuencia ligada a distributarios y llanuras de inundación son de mayor entidad lo que origina una mayor expansión de las llanuras de inundación, marismas y pantanos con desarrollo de importantes capas de carbón.

Los tres «paquetes» presentan una gran continuidad en el sector de Coballes-Tanes, pero hacia el Norte la serie queda interrumpida por la falla de Ventaniella, y las facies en el bloque Noroccidental, sector de la Marea, varían en su conjunto, de tal forma que, se hace difícil la separación cartográfica entre los tres «paquetes». Si bien se ha observado que en este área el funcionamiento de los aparatos deltaicos comienza con antelación respecto al sector Coballes-Tanes.

Resumiendo y de forma general, en el «paquete». Prieres, paleogeográficamente se puede establecer la existencia al menos de tres aparatos deltaicos situados uno en la zona de las Cuevas, otra en la zona central de la «cuenca» (sección de la carretera de Prieres) y el tercero en el sector sur cerca del Puente de Piedra entre ellos se sitúan zonas de lóbulo pasivo y abandono déltico. En el «paquete» Coballes se muestra un cambio sustancial en cuanto a la morfología deltaica. El «paquete» Prieres se trata de aparatos deltaicos con lóbulos activos definidos, mostrando características similares a los de los deltas constructivos en sentido clásico, el «paquete» Coballes presentan una acumulación de ciclos de poco espesor que muestran una serie de megasecuencias de tipología variable pero con predominio de las series originadas por lóbulos deltaicos activos, junto a abundantes megasecuencias de abandono deltaico, estos ciclos son típicos de deltas digitados de alta actividad.

El «paquete» Tanes, muestra una uniformidad en cuanto a la configuración paleogeográfica, al NO en el sector de Taranes-Coballes con una actividad continuada de deltas constructivos, en tanto que al SO, en el sector de los Fresnos serían deltas digitados.

En cuanto a la edad de la Formación Fito, en los primeros 700 m. de serie (en los que estaría incluido el paquete Prieres y parte del paquete Coballes) la fauna sigue siendo propia del Horizonte Podolsky. Las bandas calcáreas han suministrado una microfauna entre la que se han reconocido formas tales como *Fusulina kamensis*, *Fusiella* cf. *typica*, *Ozawainella leei*, *O.* cf. *kurakhovens*, etc. y los niveles lutíticos interestratificados una fauna de braquiópodos y ostrácodos con *Rugosochonetes* cf. *latesinuatus*, *Isogramma davidsoni*, *Amphissites*, cf. *centronotus*, *Roundyella* ex gr. *simplicissima*, etc.

A partir de un nivel determinado, situado a unos 760 m. de la base y perteneciente al paquete Coballes, aparecen los primeros elementos que indican una edad equivalente a la parte inferior del Horizonte Myachkovsky. En el corte de la Collada de Prieres (datos de VILLA en TRELLE *et alt. op. cit.*) entre la microfauna contenida en esos niveles carbonatados, se ha encontrado *Fusulinella* cf. *helenae* que, junto a otras formas menos significativas, señala tal edad. En los tramos lutíticos se ha hallado una macrofauna de braquiópodos con *Buxtonia* cf. *mosquensis*, *Linoproductus coralineatus*, *Reticulatia* cf. *ivanovi*, *Kozlowskia cabraliega*, *Choristites* cf. *jigulensis*, etc., asociada a ostrácodos como *Hollinella* cf. *camoni* y *Jordanites* cf. *cristinae*.

Por otra parte la microflora estudiada por HORVATH (en TRELL *et alt.*, *op. cit.*) muestra que en los paquetes a los que nos estamos refiriendo aparecen asociaciones propias del Westfaliense D inferior en términos de la escala cronoestratigráfica de Europa Occidental.

En una publicación reciente (LEYVA *et alt.*, 1985) se deja abierta la posibilidad de que en los que en los últimos tramos de la Formación Fito en el corte de Campo de Caso pueda estar representado el Kasimoviense. Sin embargo, esta posibilidad debe quedar excluida ante el hecho de que algunos de estos niveles han suministrado adicionalmente restos vegetales como *Neuropteris ovata*, *Linopteris* cf. *oblicua* y *Callipteridium jongmansii*, que parecen indicar claramente el Westfaliense D, lo que garantizaría una edad Myachkoviense para los dos tercios superiores de la Formación Fito en este sector. Por otra parte, una muestra aislada procedente de una banda calcárea del Norte de Tanes (tomada en tramos pertenecientes al paquete Tanes), ha proporcionado fusulinas (*Fusulinella* ex gr. *pseudobockii* y *Taitzeoella librovitchi perseverata*, entre otras formas) que apuntan netamente al Horizonte Myachkovsky. Y en el mismo sentido que la macroflora citada anteriormente, se dirige la información que ha suministrado la microflora obtenida en niveles del paquete superior (paquete Tanes), identificada por HORVATH en muestras procedentes de los cortes La Vulcán y Las Cuevas (TRELL *et alt.*, *op. cit.*), en las que la presencia de *Schopfites camptotus* y *Verrucosisporites pergranulus*, junto con la abundancia de monoletas verrucosas, permiten atribuir dichos tramos al Westfaliense D superior.

El accidente que determina la existencia de un cabalgamiento de trazado aproximadamente paralelo al del frente de la Escama de Rioseco, dentro de la Formación Fito, quizá afecta tan sólo a niveles de edad Myachkoviense. La fauna presente en la parte cabalgante y en la cabalgada no es significativa en el sentido de permitir valorar el eventual espesor de los materiales perdidos, lo que confirmaría lo reducido del salto estratigráfico originado con dichos accidente.

Estas edades quedan confirmadas a partir de datos procedentes de otras secciones de la misma unidad estructural. Desafortunadamente, las condiciones de afloramiento de estos materiales no son siempre las adecuadas, por lo que sólo se dispone de muestras aisladas que, no obstante, permiten corroborar con otros datos las afirmaciones que se acaban de exponer.

Al sur del curso del río Nalón y en la carretera de Caleao, cerca de la localidad de Puente Piedra, se ha localizado en las bandas calcáreas de la parte inferior de la Formación Fito una microfauna con *Beedeina* ex gr. *paradistenta*, *Pseudostaffella ozawai*, *Taitzeoella* cf. *librovitchi*, etc., que indica el Podolskiense. Una pequeña asociación de braquiópodos recogidos en el mismo sector, en niveles ligeramente más altos, (*Brachythyrina carnica*, *Linoproductus ovalis*, etc.) es asimismo representativa del Moscoviense Superior.

Finalmente, las muestras tomadas en La Marea han proporcionado *Fusulina*

agujasensis, *Fusulinella pseudobocki*, etc. que podrían indicar el Podolskiense superior o el Myachkoviense inferior.

En la unidad más oriental de la Hoja, el Manto de Beleño, una muestra tomada en la primera banda calcárea de la Formación Fito que aflora en el corte de la Foz de la Escalada, ha suministrado fusulínidos (*Fusulinella bocki pauciseptata*, *Fusiella praelancetiformis*, *Schubertella* ex gr. *obscura*, etc) que sugieren una edad Myachkoviense inferior.

2.3.3. El Estefaniense

Los sedimentos estefanienses aparecen en el ángulo NE de la Hoja, presentándose en los núcleos de los sinclinales de Fontecha y Sebarga, este último extendiéndose principalmente por la Hoja de Beleño.

JULIVERT (1960) fue el primero en reconocer cartográficamente estos materiales, indicando algunos aspectos stratigráficos generales de las series, como el carácter basal discordante de sus tramos conglomeráticos inferiores y el espesor aproximado de los mismos, cifrados entre 150 y 200 m.

Recientemente, COLMENERO y BAHAMONDE (1986) llevan a cabo una detallada descripción e interpretación de las facies presentes, siendo las principales litologías: orto y paraconglomerados calcáreos de bloques, cantos y granulos (microconglomerados); cuarcitas, litarenitas y calcilitas; lutitas limosas y pizarrosas, y calizas biomicríticas. Su distribución vertical es, asimismo, bastante variable, aunque de forma general, las series constituyen una macrosecuencia positiva con los depósitos más finos, lutíticos, situados a techo, interpretando estos depósitos como correspondientes a abanicos aluviales costeros («fan-deltas») estando situadas las facies continentales en los alrededores del Collado de Moandi y los de naturaleza marina situados al Sur de las anteriores y en parte fuera del ámbito de la Hoja.

Respecto a la edad, JULIVERT (1960) encontró en Fontecha una flora que WAGNER (1966) determinó como Estefaniense, sin poderse pronunciar del todo sobre su posición precisa. Esta flora contiene *Callipteridium pteridium*, *Sphenophyllum oblogifolium*, sp. cf. *tenuifolium*, *Linopteris florini*, *Dicksonites pluckeneti* forma *sterzeli*, *Polymorphopteris polymorpha*, etc.

En los afloramientos de naturaleza marina, MARTINEZ-GARCIA et al. (1985) han citado en Pen (ya fuera de la Hoja), dentro de las capas basales de la serie, una microfauna con *Quasifusulinoides* sp., *Fusiella* sp. y *Obsoletes grosdilovae* y algo más arriba, *Protiticites* sp. y *Schubertella* ex gr. *kingi*. Estos elementos son propios del Kasimoviense Inferior, así como una pequeña fauna de braquiópodos determinada por MARTINEZ CHACON (en COLMENERO y BAHAMONDE, op. cit.), situada algo por encima y que contiene *Stenoscisma alpinum* y *Martinia* cf. *karavanika*.

Durante la realización de esta Hoja se ha recolectado una flora, en la carretera de Sebares a Cazo, un poco por debajo de la collada de Moandi que ha proporcionado: *Neuropteris ovata* (muy abundante), *Callipteridium & zeillen* o *gigas*, *Callipteridium ziellen*, *Odontoptesis genuina*, *Cycloptesis* sp. *Dickronites pluckneti*, *Eusphenoplais* sp. *Recopteis lemitelioides*, *Recopteis & polympha*, *Recopteis Sphenoteis* (Renaultia) *chaerophylloides*, etc..., que indican el Estefaniense A o B.

Los datos de microflora sin ser absolutamente resolutivos indican asimismo una edad Estefaniense.

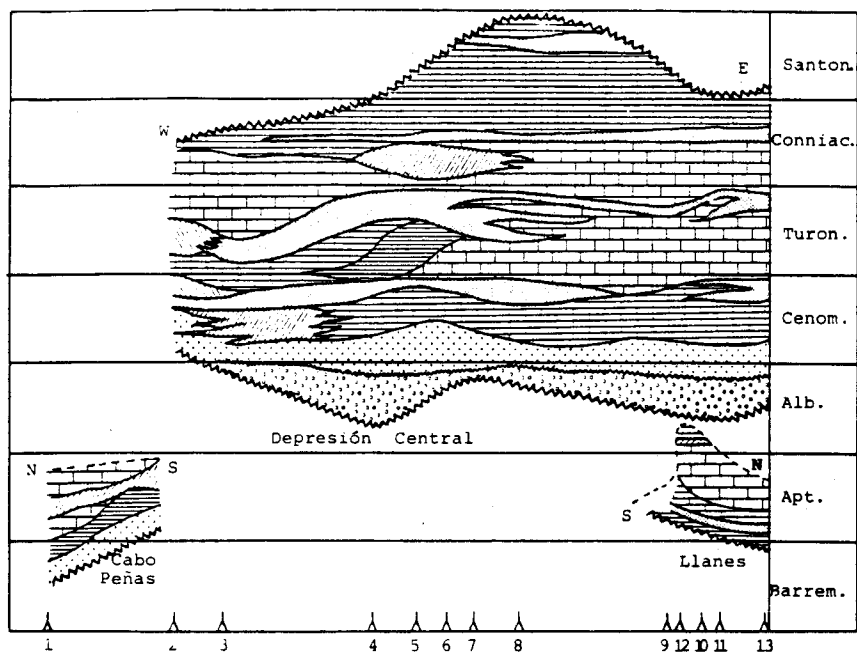
2.4. CRETACICO









Aflora en el extremo Norte de la Hoja, distinguiéndose cartográficamente, dos niveles: uno inferior detrítico (Aptiense-Albiense) y otro superior carbonatado (Cenomanense-Turonense). El límite inferior de la sucesión cretácica es generalmente muy neto consistiendo en una discordancia angular sobre el Paleozoico. Este Cretácico forma parte de los afloramientos que aparecen en la Zona Central de Asturias (Depresión Mesoterciaria Central), que se extiende de Oeste a Este desde Oviedo por Infiesto y Cangas de Onís, hasta enlazar, si bien ya a través de una serie de afloramientos discontinuos, con el Cretácico de Cantabria.

No existen antecedentes históricos importantes relacionados con los afloramientos mesozoicos de la Depresión Central Asturiana, que aparecen al Norte de la Hoja, de edad Cretácica. Los materiales de la cobertera fueron señalados ya por SHULZ (1858), que los presentó en el mapa provincial y los asignó al Cretácico. BARROIS (1878) les dedicó una cierta atención estableciendo por primera vez la existencia de dos conjuntos formacionales: las «Capas de Nava» con Orbitolinas, que atribuyó al Cenomanense y las «Capas de Castiello», con Hipuritidos, que situó en el Turonense. Estos datos no sufrieron apenas modificación por parte de los autores posteriores, y sólo experimentaron algunos matices en la obra de KARRENBERG (1934). A partir de 1957 se publican diversos trabajos que afectan a los materiales cretácicos y aunque en su mayoría son de carácter general, alcanzan conclusiones aplicables a los afloramientos de la zona: LLOPIS (1957), ALMELA y RIOS (1962), RAMIREZ DEL POZO (1969, 1972), GUTIERREZ CLAVEROL (1973), RINCON (1973), SANCHEZ DE LA TORRE (1982). Sólo algunos de estos trabajos hacen alusión a afloramientos o secciones incluidos dentro de la Hoja.

CLAVEROL (op. cit.), para esta zona propone una serie general en base a datos propios y los tramos establecidos por RINCON (op. cit.):

— Los 110 a 140 m. basales correspondientes al Albiense, son gravas, arenas y arcillas. En la zona de la Estrada (Km. 7 de la carretera en



-  Marino a lagoon abierto
-  Lagoon protegido
-  Llanura mareal arenosa
-  Bancos bioclásticos carbonatados
-  Megaripples en llanura mareal arenosa
-  Fangos en llanura mareal o lagoon
-  Arenas y fangos estuarinos
-  Conglomerados, arenas y fangos de abanico aluvial o fluvial trenzado.

△ Situación relativa de las secciones

Fig. 8. Distribución de facies en el cretácico de la Depresión Mesoterciaria Central de Asturias (SANCHEZ DE LA TORRE, 1982).

Arriondas a Panes) aparecen cuarcitas y areniscas muy consistentes con restos vegetales, ámbar, pirita y abundantes andalucitas (facies Utrillas) (21).

— Le siguen 70 a 90 m. de areniscas calcáreas, calizas arenosas y arenas, más frecuentes hacia el techo. Lentejones de arcillas. Microfacies dominantes de bioesparitas con forminíferos, ostrácodos, briozoos, lamelibranchios y algas calcáreas, correspondientes al Cenomanense Inferior-Medio (22).

— El Turonense Inferior con 45-75 m. con biomicritas y biopelmicritas grises con intercalaciones de limos arcillosos grises. Aspecto noduloso, abundante glauconita. La potencia aumenta hacia el Este. Contienen foraminíferos, gasterópodos, equinodermos, políperos, briozoos y algas (22).

— El Coniaciense-Santonense Inferior (no aflora en esta Hoja) con 50 a 70 m. Son alternancias de calizas margosas, calizas arenosas, areniscas calcáreas, arenas y limos arcillosos muy micáceos y niveles brechoides. Las calizas presentan microfacies de biopelmicritas, biomicritas y algunas bioesparitas con foraminíferos, políperos, rudistas, equinodermos y algas calcáreas (22).

Un esquema de distribución de facies se encuentra en SANCHEZ de la TORRE (op. cit.) (Fig. 8).

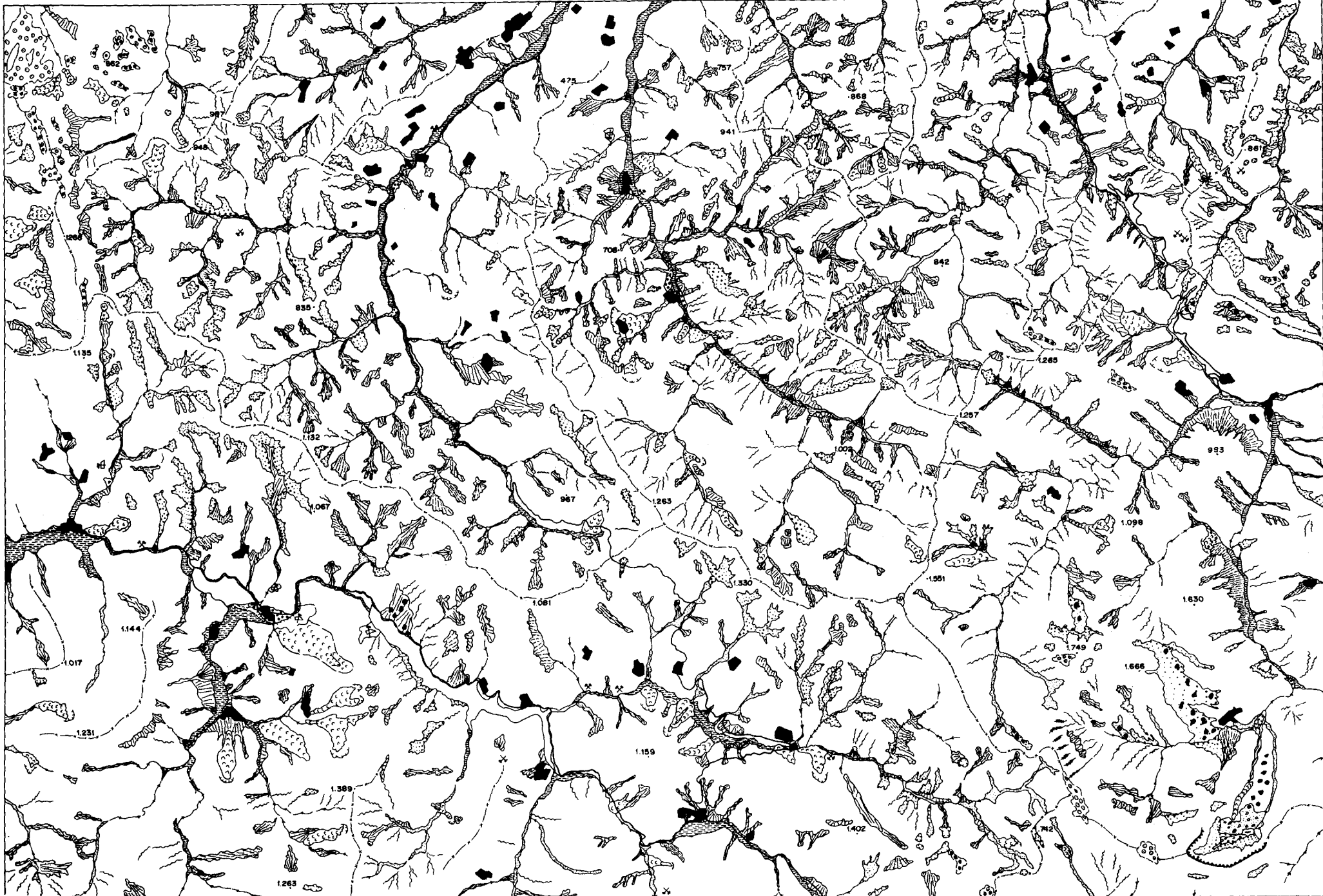
3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

La Hoja de Rioseco se caracteriza por un relieve acusado en la parte Sur y moderado hacia el Norte, con pendientes de elevadas a medias. La altitud varía desde los 200 m. al N. y los 1.900 m. del Pico Tiatordos al Sur. Predominan las zonas con altitudes de 500 a 1.000 m. en la mayor parte de la Hoja, salvo en el área más meridional donde abundan las zonas entre los 1.000 y 1.500 m.

El mapa geomorfológico se ha realizado con base a fotogramas aéreos de escala 1:30.000 junto con la comprobación necesaria en el campo.

Los depósitos asociados a los procesos geomorfológicos desarrollados durante el Cuaternario y finales del Terciario, que influyen directamente en el relieve actual, se han cartografiado como «formaciones superficiales», siguiendo siempre criterios geomorfológicos para su identificación. Así se destacan por una parte, las formas de los diferentes modelados y por otra los depósitos que han quedado preservados.

Las estructuras hercínicas que existen en la Hoja han tenido una notable influencia en el relieve, así como en la red hidrográfica, que en general se encuentra encajada con dos tipos de disposiciones fundamentales: a) cauces que discurren insecuentemente a las direcciones estructurales hercínicas, como el río Nalón y la mayoría de los arroyos y, b) cauces, como el del Infierno y el de la Marea, que son subsecuentes a las direcciones estructurales y, que aprovechan en parte los materiales menos competentes del sustrato paleozoico.



LEYENDA

- TOPOGRAFIA**
- 450 Contorno en metros.
- FORMAS FLUVIALES**
- Llanuras aluviales.
 - Depósitos de fondos de valle.
 - Terrazos.
 - Abanicos torrenciales.
 - Conos de deyección.
 - Cañón-garganta.
- FORMAS KARSTICAS**
- Dolines y uvalas.
 - Grupo de dolinas.
- FORMAS GLACIARES Y DE NIVACION**
- Circos glaciares.
 - Depresión glaciar (núcleos).
 - Depósitos morrénicos.
 - Canales de avalanchas (corredores de aludes).
- FORMAS DE GRAVEDAD**
- Canchales.
 - Coluviones.
 - Derrubios ordenados.
 - Avalanchas de rocas.
 - Movimientos en masa profundos.
- FORMAS ANTROPICAS**
- Núcleo urbano.
 - Carretera.
 - Cantera.
 - Explotación minera activa.
 - Explotación minera inactiva.
 - Otras formas no especificadas.
- MORFODINAMICA**
- Cursos de agua permanente.
 - Riis.
 - Escurrimiento concentrado (regueros).
 - Olivoria de aguas.

Los fondos de valle en general (salvo el Nalón en el extremo Oeste) son muy estrechos y desprovistos de depósitos en las zonas bajas, con pequeñas llanuras aluviales y escasez de terrazas, como corresponde a un relieve fluvial en estadio juvenil. Tampoco existe profusión de depósitos en las partes altas de los valles, encontrándose en todo caso formaciones superficiales (cuaternarias) estrechas y con formas dendríticas.

La inestabilidad de las laderas viene marcada básicamente por el «creep» y los movimientos en masa, como procesos más destacados en su evolución.

Un aspecto destacado de la morfodinámica que caracteriza a esta Hoja, además de la escorrentía superficial concentrada en regueros, son los «rills» o canalillos que excavan y erosionan fuertemente a la práctica totalidad de las laderas que miran al N y NE, esencialmente allí donde aflora la Cuarcita de Barrios (Estas laderas se encuentran desprovistas de vegetación).

Los elementos más importantes cartografiados, permiten considerar que esta zona está marcada esencialmente por un modelado fluvial, aunque en algunos puntos concretos también existen evidencias de un modelado glaciar-periglacial y kárstico en otros.

La Hoja está jalonada de pequeñas manchas correspondientes a los depósitos cuaternarios, aunque en realidad no tienen una gran extensión areal ni tampoco una gran variabilidad en su naturaleza. Dichos depósitos tienden a ocupar los fondos de valle y zonas menos pendientes de la laderas.

Las formaciones superficiales más destacadas son:

Coluviones, originados por «creep» del suelo que predominan entre las altitudes de 400-1.000 m., bordeando los cauces de la red fluvial. Tienen diversas naturalezas litológicas, aunque al igual que sucede con la litología del sustrato, abundan las silíceas.

Estrechos depósitos aluviales, alguna *terracea fluvial* y depósitos de fondo de valle (torrenciales).

Conos de deyección y algún *abanico torrencial*.

Derrubios ordenados (Grezée litées o Eboulis ordonées), son muy abundantes sobre todo entre los 500-1.500 m. de altitud, destacándose de manera especial los que provienen de la erosión de la Formación Cuarcita de Barrios. También los hay de naturaleza calcárea. Normalmente tienen pendientes estables y se encuentran, muchas veces, recubiertos de vegetación.

Movimientos en masa, de diferentes naturalezas litológicas y, aunque existen a cualquier altitud, se concentran y originan a partir de los 800-1.000 m., con lo cual ocupan diferentes altitudes dependiendo de su tamaño, pudiendo llegar hasta por debajo de los 500 m. Su extensión y tamaño varían, llegando algunos a sobrepasar los 100 m. de altura.

Canchales y depósitos glaciares en los sectores más elevados: Los canchales pueden ser silíceos, calcáreos o mixtos en litología y, en algunos puntos aparecen avalanchas de rocas, como ocurre en la zona de Taranés (esquina SE).

Los depósitos glaciares son escasos y destaca únicamente el circo del Tiatordos, formado en calizas carboníferas (SE de la Hoja), donde aparece un nicho de nivación y por delante el depósito morrénico del pequeño glaciar junto con una avalancha de rocas calcáreas. Además en las zonas más altas de la Hoja (altitudes mayores a los 1.500 m.) existen canales de avalanchas y/o corredores de aludes.

Dentro del modelado de la Hoja el único elemento no mencionado, son las *formas kársticas*, desarrolladas básicamente en el sector SE y en la esquina NO, con poca importancia. En las zonas altas, poco pendientes, el sustrato calcáreo está retocado por formas cerradas (dolinas y uvalas preferentemente) y, en las zonas intermedias (1.300-500 m. de altitud) los ríos en su parte alta desarrollan cañones al atravesar las rocas calcáreas.

4. TECTONICA

4.1. INTRODUCCION

La Hoja de Rioseco, se encuentra situada en la parte central de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), que es la más externa, desde un punto de vista estructural del sector septentrional de la Cordillera Herciniana Ibérica. Dentro de la Zona Cantábrica se sitúa en la Región de Mantos excepto la parte más occidental que pertenece a la unidad denominada Cuenca Carbonífera Central (JULIVERT, 1971), (Fig. 1 y 9).

En términos generales la estructura de la Zona Cantábrica se caracteriza por la existencia de una serie de mantos de despegue de tipo «apalachense» (JULIVERT op. cit.). Estos mantos, han sido deformados por dos generaciones de pliegues en condiciones flexurales que, por su posición respecto a las estructuras primarias, se han denominado sistemas «longitudinal» y «transversal», con formas de interferencia relativamente complejas (JULIVERT & MARCOS, 1973). En los estadios finales de la orogénesis hercínica, tiene lugar el desarrollo de fallas inversas y desgarres de dirección NO-SO. Por último, una gran fractura de dirección NO-SE, conocida como falla de Ventaniella (Fig. 9), afecta a las estructuras anteriores en tiempos tardihercínicos.

Durante la Orogénesis Alpina, se produce un levantamiento general de toda la Zona Cantábrica con el rejuego de estructuras anteriores de edad hercínica. En el marco de la Hoja el edificio estructural hercínico no sufre variaciones importantes.

En la descripción de la historia estructural utilizaremos un orden cronológico comenzando por las estructuras más antiguas (los mantos) y terminando por las fracturas desarrolladas en el ciclo alpino.

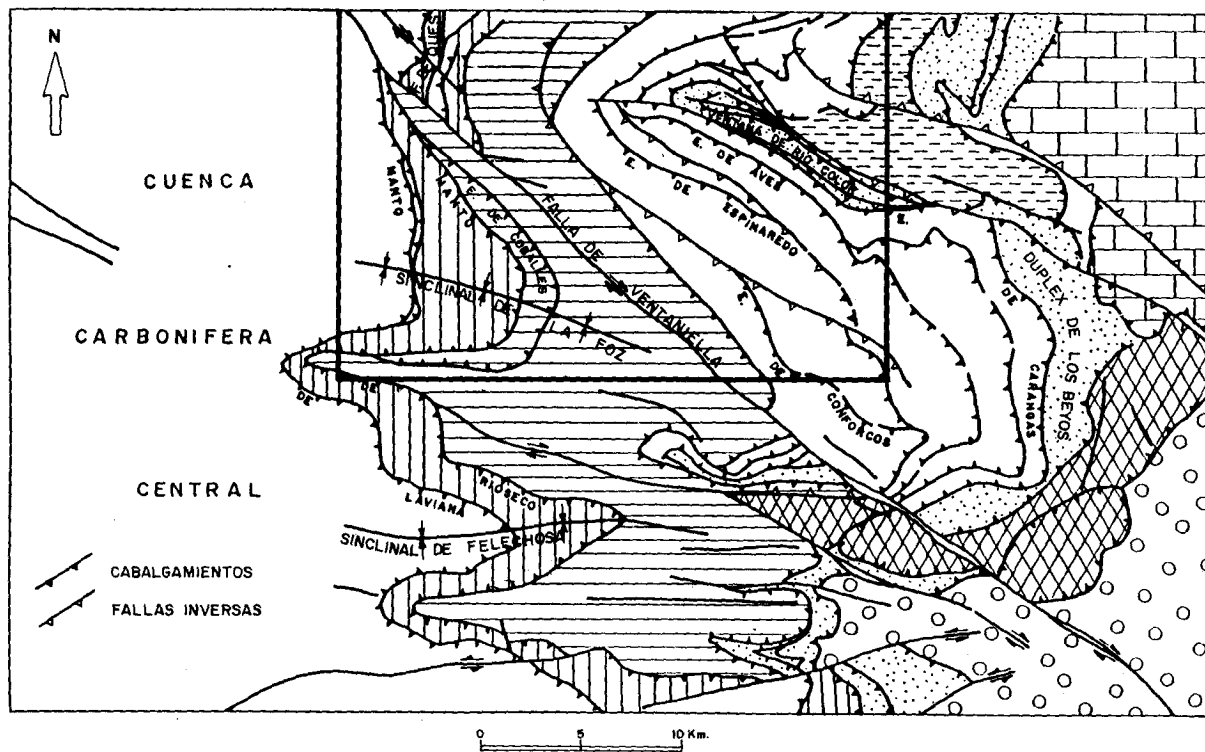
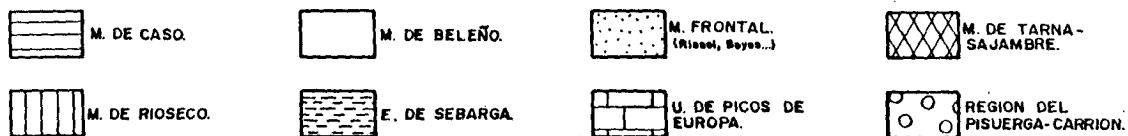


Fig. 9. Esquema estructural del Manto del Ponga (HEREDIA y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1988) con la situación de la Hoja de Rioseco.

4.2. MANTOS Y ESCAMAS

Los mantos de «corrimento» fueron reconocidos por primera vez en la Zona Cantábrica por GOMEZ DE LLARENA & RODRIGUEZ ARANGO (1948), posteriormente, reconocidos y estudiados por numerosos autores: COMTE (1959), de SITTER (1959, 1962), GARCIA FUENTE (1959), JULIVERT (1965, 1967), que pusieron de manifiesto las primeras consideraciones geométricas sobre estas estructuras.

En el marco de la Hoja aparecen un total de nueve láminas alóctonas que, de acuerdo con el criterio de DENNIS et al. (1981), se pueden agrupar en cinco mantos, al ser su desplazamiento superior a 5 km. Son de Oeste a Este (ver ESQUEMA TECTONICO y Fig. 9): Manto de Laviana, Manto de Rioseco, Manto de Caso, Manto de Beleño y Manto frontal o de los Beyos.

Cada uno de estos mantos o unidades presenta unas características estratigráficas particulares, claramente identificables al nivel de Carbonífero Superior, si bien en las unidades más orientales, Manto de Beleño y Manto de los Beyos, aparecen ya diferencias a nivel del Paleozoico inferior. Todas estas peculiaridades son claramente explicables al considerar la aproximación tectónica de elementos paleogeográficos inicialmente distantes, producida por el emplazamiento de estos Mantos.

4.2.1. Geometría de los Mantos: Cortes Geológicos compensados

Las características geométricas que ya JULIVERT (1971) define como propias de los mantos cantábricos, y que con algunas precisiones son recogidas por BASTIDA et al. (1982) son:

— Despegue generalizado de la sucesión paleozoica a nivel de la Formación Láncara, que se sigue en la cartografía a lo largo de bastantes kms. pasando, en algunos puntos, la superficie de despliegue a cortar niveles más altos de la sucesión estratigráfica hasta alcanzar el Carbonífero Superior.

— Las superficies de cabalgamiento de las diferentes escamas no son totalmente independientes sino que aparecen interconectadas convergiendo, en general, hacia una superficie general de despegue.

— Marcado paralelismo entre autóctono y alóctono que sólo se pierde durante cortos tramos.

— Predominio de las áreas sinformales sobre las antiformales apareciendo, estas últimas, cortadas frecuentemente por las superficies de cabalgamiento.

Estas características, consideradas como propias de los Mantos de tipo Apalacheense, y observables inicialmente a nivel cartográfico, son hoy bien conocidas tanto en la Cordillera Cantábrica como en otras cordilleras, merced a la utilización del método de análisis geométrico propuesto por DAHLSTROM (1969) para la realización de «Cortes geológicos compensados» (balanced cross (sections).

Los «cortes geológicos compensados» son cortes geológicos profundos elaborados proyectando sobre el corte una gran cantidad de datos geométricos obtenidos directamente de la cartografía geológica de un amplio sector a ambos lados del corte o de sondeos, y/o de datos indirectos proporcionados por la geofísica. La característica más notable es que estos cortes poseen una compatibilidad geométrica a todos los niveles, de forma que pueden obtenerse a partir de ellos «secciones estructurales restauradas» geoméricamente coherentes.

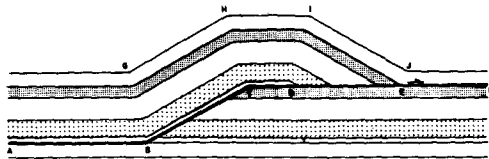
A partir del trabajo de DAHLSTROM (op. cit.) se ha desarrollado profusamente este método de análisis geométrico pudiendo citarse como trabajos más representativos los de DAHLSTROM (1970, 1975), PRICE & MOUNTJOY (1970), ELLIOT & JHONSON (1980), HOSSACK (1979, 1975), PRICE & THOMPSON (1970), ELLIOT & JHONSON (1980), HOSSACK (1979, 1983), THOMPSON (1979, 1981), COWARD (1980, 1982), PRICE (1981), BUTLER (1982) y BOYER & ELLIOT (1982).

En el caso de la Cordillera Cantábrica, debido al carácter arqueado que determina la disposición de las diferentes unidades estructurales y a las deformaciones posteriores al emplazamiento de cada lámina alóctona es posible aplicar esta metodología de trabajo con alta fiabilidad y con la sola utilización de datos cartográficos, ya que se pueden obtener datos de cada unidad a lo largo de grandes tramos, cortados además, a diferentes niveles por la superficie topográfica. Se han podido obtener «cortes geológicos compensados» del Manto de Somiedo (BASTIDA et al. op. cit., HEREDIA, 1984), anteriormente a los realizados en esta hoja para el Manto del Ponga.

Los Mantos incluidos en esta zona presentan, como es habitual en este tipo de estructuras, una geometría original en «escalera», en la que alternan zonas llanas o rellanos con zonas de rampa («flats» y «ramps» respectivamente de RICH, 1934) en la superficie de cabalgamiento. Se puede diferenciar, en el sentido de ELLIOT & JOHNSON (1980) entre «rampas cabalgantes» cuando la superficie de cabalgamiento corta oblicuamente a las capas situadas por encima de él y «rampa cabalgada» cuando la oblicuidad se sitúa por debajo de esta superficie; asimismo siguiendo a DAHLSTROM (1970) es posible diferenciar entre rampas frontales, laterales y oblicuas según su posición respecto a la dirección de avance de los mantos.

En las zonas planas o rellanos de algunos mantos, no siempre se mantiene un paralelismo perfecto entre superficie de cabalgamiento y estratificación (ver CORTES GEOLOGICOS) por lo que en sentido estricto se trataría de rampas de bajo ángulo, sin embargo, para no complicar más la terminología nos referimos a estas zonas como rellanos («flats») en la descripción de cada unidad.

Las digitaciones e interconexiones entre las superficies de cabalgamiento se pueden agrupar en dos tipos básicos de estructuras, los «Duplex» y los «Abanicos imbricados» con diversas formas que pueden resumirse en las expuestas en la figura 10.



A-F - Cabalgamiento "Thrust"

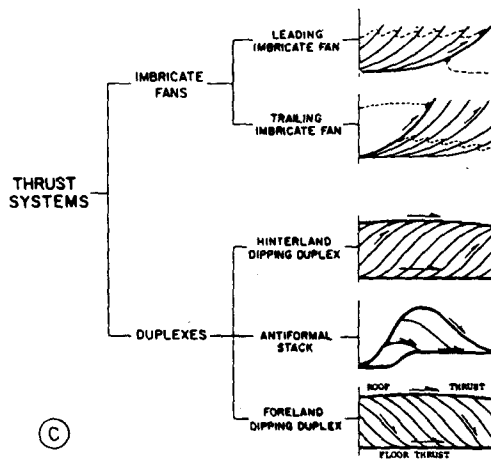
- A-D y E-F - "Flats" cabalgados
- A-B y C-F - "Flats" cabalgados
- B-C - Rampa cabalgada ("footwall ramp")
- D-E - Rampa cabalgada ("hangingwall ramp")
- G-H y I-J - "Culmination wells"

(A)



A - Línea de bifurcación ("branch line")
 B, B', C, C' - "cutoff lines"
 T - Línea terminal ("tip line")

(B)



(C)

Fig. 10. Elementos planares y lineales de los mantos y agrupaciones de cabalgamientos. Basado en A: BUTLER, 1982 y B: BOYER Y ELLIOT, 1982.

Esta compleja geometría de los mantos determina la aparición de áreas sinformales de fondo plano correspondientes a las zonas de rellano y áreas antiformales con las de rampa, como veremos más adelante. La existencia de pliegues posteriores afectando a las láminas cabalgantes va a estar también fuertemente condicionada por estas estructuras iniciales originándose pocos pliegues nuevos a escala cartográfica.

Una vez descritas las características geométricas generales de los mantos describimos más detalladamente las de cada uno de ellos.

4.2.2. Manto de Laviana

Esta unidad representa el límite «sensu stricto» entre la Cuenca Carbonífera Central y la Región de Mantos, aunque estructuralmente parece más correcto colocar este límite en el Manto de Rioseco.

El nivel de despegue localizado en la base de la Formación Láncara aflora en la zona topográficamente más deprimida situada en el valle del río Nalón; en la mayor parte de la Hoja el nivel de despegue se sitúa ya en la Formación Oville.

El tramo de esta unidad comprendido en la hoja de Rioseco corresponde a una rampa cabalgada que permite ascender la superficie de cabalgamiento hasta la Formación Beleño, tal como puede observarse en el CORTE I-I'.

En las proximidades del pueblo de Campiellos, al Norte de Rioseco, aparecen una serie de escamas imbricadas, relativamente juntas, que están rebasadas por el cabalgamiento principal del Manto de Laviana. Esta estructura representa un «horse» (ELLIOT & JOHNSON, op. cit.) de pequeña escala.

Más al Sur, en las proximidades de S. Andrés aparece una estructura similar pero con la polaridad de la serie invertida lo que sugiere que se trate de un retazo de la Unidad de Rioseco arrastrado por el Manto de Laviana durante su emplazamiento.

4.2.3. Manto de Rioseco

Esta unidad representa el límite estructural entre la Unidad de la «Cuenca Carbonífera Central» y la «Región de Mantos». Tal como se puede apreciar en el CORTE I-I' el desplazamiento de esta unidad es muy importante y en cualquier caso bastante mayor que el del Manto de Laviana por lo que parece razonable considerar este Manto como la lámina basal de la Unidad de la «Cuenca Carbonífera Central».

El Manto de Rioseco presenta una estructura bastante sencilla con dos rampas cabalgadas y una zona plana o rellano que coincide aproximadamente con el pueblo de Ladines.

4.2.4. Manto de Caso

Esta unidad incluye una unidad menor a la que denominamos Escama de Coballes.

Desde el punto de vista estructural está constituida por un rellano no visible en la cartografía, que se encuentra cobijado por el Manto de Rioseco y una gran rampa cabalgada que permite el ascenso de la Formación Láncara hasta el nivel de la Formación Fito. En las proximidades de Orlé puede apreciarse un anticlinal ligado a la rampa cabalgante de esta unidad (ver CORTE I-I').

La Escama de Coballes es una estructura menor dentro del Manto de Caso; aparece restringida a la Formación Fito y, por tanto, produce una superposición relativamente poco importante.

Esta escama tiene su origen en la base de una de las rampas del Manto de Rioseco por lo que está ligada genéticamente a esta estructura aunque por razones pelogeográficas está incluida la Unidad de Caso. Geométricamente consta de un gran rellano limitado por una rampa que cartográficamente discurre entre Busprid y la Collada de Tanes. Un estudio más detallado de esta unidad puede encontrarse en HEREDIA & RODRIGUEZ FERNANDEZ (1988).

4.2.5. Manto de Beleño

Se incluyen en este Manto los denominados Manto de Beleño y Manto de Sebarga de JULIVERT (1967).

Esta unidad está constituida a grandes rasgos por un abanico de escamas, imbricadas en una superficie de despegue común, constituido sobre un gran rellano cuyo autóctono relativo es la Unidad de los Beyos. Estas escamas son de más occidental a más oriental: Escama de Conforcos, Escama de Espinaredo, Escama de Aves y Escama de Sebarga (ver ESQUEMA TECTONICO y Fig. 9).

Como ya hemos visto todas estas escamas convergen sobre un nivel único de despegue situado a nivel de la Formación Láncara, con la excepción de la Escama de Conforcos que se une al cabalgamiento basal de la Unidad del Caso (ver CORTE I-I'). Este hecho es perfectamente explicable si admitimos la existencia de un cabalgamiento «fuera de secuencia» («out off sequence») cortando estructuras previas. Efectivamente, si consideramos que la Escama de Conforcos se ha originado como parte del Manto de Caso en un proceso «en secuencia» normal en el que las escamas se van generando sucesivamente en el sentido del desplazamiento del Manto (es decir de Oeste a Este), y que posteriormente es cortada por el cabalgamiento basal del Manto de Caso en un proceso «fuera de secuencia» obtendremos esta disposición geométrica.

El resto de escamas del Manto de Beleño constituye un «sistema imbricado» en el que también aparecen algunos fenómenos posteriores «fuera de secuencia» que se analizarán más adelante en el capítulo de fallas inversas.

4.2.6. Manto de los Beyos

Constituye la unidad más oriental de la Región de Mantos. Solamente aflora, en el marco de la Hoja, en un pequeño sector que ocupa la parte central de la «Ventana tectónica del río Color» (JULIVERT, 1967) (ver ESQUEMA TECTONICO), prolongándose por el desfiladero de los Beyos (Hoja de Beleño) y área de Peña Ten (Hoja de Burón).

En el afloramiento del río Color sólo es posible observar dos escamas en esta unidad, sin embargo, en un corte realizado en el desfiladero de los Beyos se han podido diferenciar 5 escamas, 3 con el despegue situado a nivel de la Formación Láncara y 2 al de la Caliza «Griotte» Carbonífera (Formación Alba).

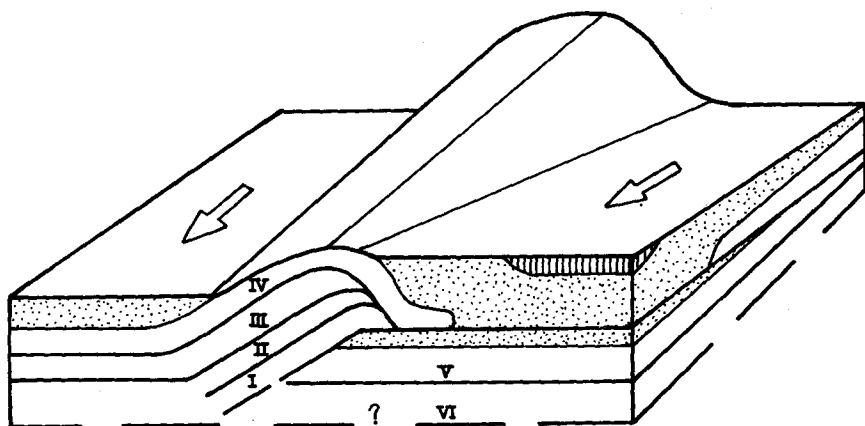
En términos generales el Manto de los Beyos tiene una geometría correspondiente a un «dúplex» en el que el «cabalgamiento de techo» («roof thrust») es el cabalgamiento basal del Manto de Beleño y el «cabalgamiento de muro» («floor thrust») el cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga.

4.2.7. Estructuras laterales de los mantos

Si se intenta establecer un esquema estructural coherente de los diferentes Mantos de la Hoja, o a nivel de toda la Región de Mantos, nos encontramos con que existen una serie de áreas en las que es difícil establecer la continuidad cartográfica de cada manto o escama, caracterizándose además por una gran complejidad tectónica.

Estas áreas presentan una disposición transversal u oblicua al sentido de desplazamiento principal de los mantos (de OSO a ENE aproximadamente) y se caracterizan por la presencia de fallas que han tenido uno o varios movimientos a lo largo de su historia estructural.

En el marco de la hoja de Rioseco aparece una de estas zonas coincidiendo con la denominada por JULIVERT (op. cit.). «Ventana tectónica del río Color». En este área existe una gran complejidad estructural al existir dos generaciones de cabalgamientos (ver CORTES GEOLOGICOS y Fig. 9), de forma que las estructuras tardías, originadas «fuera de secuencia» enmascaran la geometría original de las más antiguas. En cualquier caso es posible apreciar que el número de cabalgamientos que aparecen a un lado y otro de la «ventana» es distinto; así, mientras en el flanco meridional por debajo de la Escama de Espinaredo aparecen un total de 5 escamas pertenecientes a los Mantos de Beleño y los Beyos, en el flanco septentrional aparecen dos y una tercera que determina la existencia de la «cuenca carbonífera de Sebarga». Este tipo de estructuras sólo es posible explicarlas admitiendo la existencia de una estructura lateral a los mantos que facilite la desaparición de algunas escamas. El análisis de las «líneas de intersección» (cutoff lines), de las superficies de cabalgamiento de las escamas con las superficies estratigráficas, en la parte mejor conservada de la «Ventana» (sector noroccidental) así como la existencia





-  Dirección principal de transporte tectónico del Manto de Beleño
 Carbonífero de las "cuencas" de Sebarga y Beleño

Fig. 11. Bloque diagrama mostrando el «apilamiento antiformal» de la «ventana tectónica» del río Color. I, II y III, escamas del Manto Frontal o de los Beyos; IV, escama de Carangas; V y VI, escamas del Manto Frontal.

de algunos pliegues menores parece indicar la existencia de una «rampa oblicua» con un desplazamiento hacia el NNE en este sector. El hecho de que la escama de Aves rebasa sucesivamente todas las escamas (incluidas las de la Unidad de los Beyos) parece sugerir que la estructura de la Ventana del río Color se corresponde con un «apilamiento antiformal» (antiformal stack) situado sobre una rampa oblicua tal como se muestra en el bloque diagrama de la Fig. 11.

La presencia de estructuras laterales en los mantos cantábricos no es un fenómeno extraño si se tiene en cuenta que la Zona Cantábrica forma parte de una cadena arqueada en la que las diversas láminas que se emplazan pasan a ocupar sucesivamente posiciones más centrales respecto al arco con lo que los problemas de espacio que esto representa sólo se pueden solucionar admitiendo la existencia de estructuras laterales ya sean como «rebasamientos laterales» (rampas oblicuas) o como «desgarres laterales» (tear faults).

La presencia de rampas laterales y/o oblicuas va a condicionar igualmente la presencia de pliegues cuya disposición es transversal o radial respecto al Arco Astúrico como veremos más adelante.

4.3. EL PLEGAMIENTO DE LOS MANTOS

Como es habitual en la Zona Cantábrica se pueden diferenciar dos sistemas de pliegues en función de la posición de sus trazas axiales respecto al Arco Astúrico: pliegues «longitudinales» y pliegues «radiales». La superposición de estos dos sistemas de pliegues da lugar a formas de interferencia relativamente complejas (JULIVERT & MARCOS, 1973), producidas siempre en condiciones flexurales.

4.3.1. Pliegues longitudinales

A diferencia de lo que ocurre en otras áreas de la Zona Cantábrica en esta zona el plegamiento longitudinal está muy poco desarrollado como lo evidencia el hecho de que existan secciones en las que la deformación posterior al emplazamiento de cada manto sea prácticamente nula.

En términos generales los pliegues «longitudinales» presentan una serie de características geométricas peculiares en cuanto a su geometría, continuidad cartográfica y relación con estas estructuras, puestas de manifiesto por BASTIDA et al. (1984).

En general estos pliegues son sinformales, anchos, de fondo plano, delimitados por anticlinales agudos que, en general, son menos abundantes y están afectados por fracturas. Su continuidad cartográfica no suele ir más allá de una determinada lámina alóctona y su relación con estas no parece excesivamente clara, en unos casos están cortados por los cabalgamientos y en otros casos los deforman.

Estas características han conducido a pensar que los pliegues «longitudinales» están originados por la propia geometría y dinámica evolutiva de los mantos. Así, cada rampa en el autóctono condiciona la presencia de un Anticlinal y entre dos rampas de una misma lámina alóctona va a existir un sinclinal de fondo plano que se corresponde con la posición del rellano. En el caso de los mantos de esta hoja (y del Manto del Ponga en general) es difícil encontrar dos rampas en una misma lámina, al estar éstas muy compartimentizadas, lo que determina la existencia de grandes áreas sinformales, prácticamente monoclinales, en las que sólo se conserva el flanco oriental (ver CORTE I-I'). En el caso del Manto de Rioseco se conserva parcialmente el flanco occidental invertido por efecto del arrastre producido por el Manto de Laviana. Estas grandes áreas sinformales se corresponden con las «cuencas carboníferas» de Sobrescobio, La Marea-Coballes y Beleño, aunque en este último caso está más compartimentizada.

El hecho de que existan pliegues afectando a algunas láminas es perfectamente explicable en el contexto de la cinemática de emplazamiento de un «sistema de cabalgamientos» mediante una secuencia «hacia adelante» («forward»), en la que se produce el acoplamiento pasivo de las láminas suprayacentes a la geometría de las infrayacentes, más jóvenes de edad. Este es el caso de las dos escamas más occidentales del Manto de Beleño en las que los pliegues nucleados inicialmente por la existencia de rampas en el alóctono han sido reapretados posteriormente al acomodarse todo el Manto de Beleño a la geometría del «Duplex» de los Beyos (ver CORTE I-I' y Fig. 9).

4.3.2. Pliegues radiales

Los pliegues radiales adquieren, en el marco de la hoja, mucha más importancia que los longitudinales y son, junto con los mantos, las estructuras más representativas a la escala del mapa geológico.

JULIVERT (1967) ya describió dos importantes estructuras de este tipo; en la parte NE al anticlinal que determina la aparición de la «Ventana tectónica del río Color» y en la parte SO, el sinclinal que ocupa los Mantos de Laviana, Rioseco y Caso que el autor antes citado denominó «Sinclinal de la Foz» (Fig. 9).

Como ya hemos visto, al describir las estructuras laterales de los mantos, el anticlinal de la Ventana del río Color es, básicamente, un «apilamiento antiformal» (antiformal stack) originado por la presencia de una rampa oblicua relacionada con el avance hacia el Este o Noroeste del Manto de Beleño.

Esta estructura es reapretada posteriormente de forma que en la actualidad presenta una marcada vergencia al N. con el eje buzando al O, aunque solamente se conserva completa en el sector más occidental ya que en el área de Sellaño la acción de diversas fracturas sólo permite que se conserve su flanco Sur (corte II-II' y III-III'). El hecho de que algunas de estas fracturas desaparezcan

hacia el O., en el núcleo del anticlinal, debe de indicar una relación singenética entre la acción de las fallas del área de Sellaño (con un componente fundamental de falla inversa) y el reapretamiento del anticlinal, de forma que el acortamiento producido por aquellas debe de compensarse con una amplificación del pliegue (compárense los cortes II-II' y III-III') que absorbe ese desplazamiento.

El Sinclinal de la Foz es una estructura bastante simple que presenta dos charnelas y un eje que buza 14º al S. (JULIVERT & ARBOLEYA, 1984), presentando una vergencia al N. menos acusada que en el caso anterior. Este pliegue presenta una cierta complicación cuando afecta al Carbonífero productivo de la «Cuenca de Coballes» que, como sabemos, tiene a muro la Caliza de la Escalada, ya que ésta, se comporta como un nivel competente, mientras que la Formación Fito (o productivo) se comporta como un nivel menos competente. Cuando este conjunto es plegado con un acortamiento N-S, la Formación Fito ha de acomodarse al pliegue que se desarrolla en la Formación Escalada, en este caso la acomodación da lugar a un despegue de los niveles de Fito más próximos al nivel competente (Caliza de la Escalada) que se ve favorecido por la presencia de una discontinuidad previa como es la Escama de Coballes, este despegue da lugar a una cierta disarmonía en el plegamiento de manera que las dos charnelas del pliegue no se siguen en cuanto pasamos del cabalgamiento de Coballes hacia el Oeste y también provoca un aumento del ángulo inicial que formaba los niveles del autóctono y alóctono en la zona de la rampa de la escama. Este tipo de despegues han sido explicados con detalle por RAMSAY (1967) junto con otras estructuras de acomodación alrededor de capas competentes plegadas por mecanismos de flexión («buckling»). Su relación con los mantos, no es tan clara como la Ventana del Río Color, aunque debe de formar parte de un rellano limitado entre dos rampas oblicuas (Ventanas del Río Monasterio y Río Color) y la rampa frontal de la Unidad del Ponga.

4.4. FALLAS INVERSAS: GEOMETRIA Y ORIGEN

Desde el punto de vista cartográfico las fallas inversas presentan una notable continuidad lateral, aunque menor que la de los cabalgamientos con los que a veces se superponen. Se pueden distinguir dos familias: fallas inversas vergentes al NE y fallas inversas vergentes al SO.

El primer conjunto se concentra en el flanco sur de la «Ventana tectónica del río Color», son fallas subverticales, con un leve buzamiento al Sur que, en algunos casos, confunden su trazado con el de los cabalgamientos iniciales. Desde un punto de vista genético deben ser considerados como cabalgamientos

«fuera de secuencia» (out off sequence) relacionadas con el reapretamiento del «apilamiento antiformal» que delimita la ventana tectónica, tal como se ha dicho anteriormente.

Las fallas inversas vergentes al Sur o Suroeste se sitúan al Norte de la «Ventana tectónica del río Color». Sus características geométricas son similares a las anteriores aunque cortan a las estructuras preexistentes de una forma más nítida. Genéticamente pueden ser relacionadas con el cabalgamiento hacia el Sur de la Unidad de los Picos de Europa, situada algo más al Este. Respecto a su relación con las anteriores parecen ser de edad algo más moderna pues en algunos puntos las afectan (Fig. 9). La terminación septentrional de estas fallas presentan algunos problemas cartográficos pues no afectan a la Escama de Espinaredo; en nuestra opinión el desplazamiento de estas fallas se debe de compensar mediante fallas de desgarre laterales («tear faults») con componente dextra y ligera elevación del labio meridional.

4.5. LA FRACTURACION TARDIA

Las últimas etapas de la deformación herciniana se caracterizan por la formación de grandes fallas de desgarre cuyo trazado cartográfico se continúa a lo largo de decenas de Kms. Estas fallas son límites tremendamente activos que han tenido movimientos en diferentes épocas llegando incluso al Terciario más reciente (JULIVERT, TRUYOLS & RAMIREZ DEL POZO, 1971; ARTHAUD & MATTE, 1975).

En esta Hoja existen una de estas fallas, quizás la más importante a la que se ha denominado tradicionalmente Falla de Ventaniella (JULIVERT, 1960). Esta fractura es un gran desgarre dextrógiro cuyo componente horizontal se sitúa en torno a los 4 ó 5 Kms; su trazado es aproximadamente NO-SE y no presenta una única superficie de fractura, siendo frecuentes las bifurcaciones que dan lugar a «husos» dentro de los cuales existe una gran deformación, también son frecuentes las fracturas asociadas de orden menor en las proximidades de la zona de falla. Otra de las características de la Falla de Ventaniella es su trazado rectilíneo y la buena correlación que se puede establecer entre las estructuras de un lado y a otro de este accidente.

Existe además gran número de pequeñas fallas que no alteran prácticamente la estructura general de la zona.

4.6. LA FRACTURACION ALPINA

Durante la Orogenia Alpina se producen en la Zona Cantábrica una serie de estructuras que suelen ser rejugos de otras de edad herciniana. En la Hoja de Rioseco estas estructuras no tienen apenas importancia y solamente cabe

destacar en el extremo noroeste de la Hoja, la falla de Ques, que limita por el Este la sierra del mismo nombre que se extiende por la Hoja de Villaviciosa. Esta falla se ha originado por el rejuego de cabalgamientos de edad hercínica de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central. Al S. del pueblo de Cuerrias presenta una única superficie de cabalgamiento que superpone el Oville a la Cuarcita Armoricana hasta perderse contra la Falla de Ventaniella; al Norte de esta localidad se bifurca en dos superficies de las cuales la más oriental llega a superponer la Cuarcita Armoricana encima del Cretácico e incluso del Terciario (Hoja de Villaviciosa), que como consecuencia de este movimiento se encuentran invertidos en las proximidades de la falla. La otra rama es menos importante y corta perpendicularmente a las estructuras hercínicas ya que afecta a una flexión previa originada durante el plegamiento radial.

En el corte III-III' puede verse una sección a través de esta estructura al Sur del pueblo de Cuerrias.

La terminación brusca de estas fallas contra la Falla de Ventaniella, parece indicar un movimiento solidario con ésta de manera que, la Falla de Ventaniella compensa el movimiento vertical de la Falla de Ques.

También se producen en esta época otras fallas de menor importancia ligadas a la Falla de Ventaniella de las cuales la más importante es la que pasa al Oeste de Berones y desplaza a la Falla de Ques y las fallas que limitan el afloramiento cretácico de Peña Mayor y que da idea de la magnitud del rejuvenecimiento alpino de la cordillera.

4.7. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS

El comienzo de la actividad tectónica en el área ocupada por la Hoja de Rioseco se debe de iniciar aproximadamente en el Westfaliense más bajo pues el conjunto de sedimentos comprendidos entre el Bashkiriense y el Myachkoviense presentan una clara geometría en cuña y una diacronía en los eventos estratigráficos perfectamente compatibles con la existencia de un relleno sedimentario fuertemente condicionado por el emplazamiento de láminas alóctonas. El hecho de que las superficies de cabalgamiento lleguen a cortar a los sedimentos de edad Myachkoviense permite deducir que la compartimentación definitiva de los afloramientos carboníferos no se produjo hasta este momento, lo que nos lleva a considerar que lo que actualmente conocemos como «Cuenca Carbonífera Central» (Manto de Laviana) y los Carboníferos de los Mantos de Rioseco, Caso y Beleño, formaban, probablemente una única «cuña clástica» originada por el relleno de una cuenca de antepaís (foreland basin) relacionada con el emplazamiento de los mantos de la Región de Pliegues y Mantos (Sobia y Aramo, ver Fig. 1). El momento en que esta cuenca de antepaís pasa de ser una cuenca autóctona

(«foredeep») a una cuenca transportada («piggy-back») es difícil de precisar y sólo se puede deducir con seguridad que la compartimentación definitiva de la cuenca, por el desarrollo de rampas cabalgantes frontales y laterales se produce, probablemente durante el Cantabriense antes del depósito de los sedimentos estefanienses de Cazo y Fontecha, fuertemente condicionados en su paleogeografía por la existencia de relieves locales.

El reapretamiento de las estructuras laterales, originadas anteriormente, y el desarrollo de las fallas inversas de vergencia NE, genéticamente relacionadas, se producen durante el Estefaniense A, con anterioridad al desarrollo de las fallas inversas vergentes al Sur que las cortan claramente. Estas últimas estructuras parecen relacionadas con el final del emplazamiento de los mantos de la Unidad de los Picos de Europa, probablemente durante el Estefaniense B.

La falla de Ventaniella, y estructuras con ella relacionadas, se encuadran en el desarrollo de la importante fracturación tardihercínica que tiene lugar en el Pérmico. Este accidente, sin embargo, tiene una historia tectónica compleja, con una actividad más o menos continuada hasta el Terciario, bien conocida en las áreas mesozoico-terciarias situadas al Norte de la Hoja (JULIVERT, TRUYOLS, RAMIREZ DEL POZO, 1971).

5. ROCAS IGNEAS

5.1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

En la parte N. de la hoja se encuentran diferentes afloramientos de rocas ígneas de escasa entidad. Aunque dentro de la Hoja 1:50.000 de Rioseco sólo afloran un número reducido de rocas se hará una descripción de todo el conjunto, considerando los afloramientos que, como prolongación de éstos hacia el NE, se encuentran en la parte Sur de la Hoja 1:50.000 de Villaviciosa.

Las primeras citas sobre la presencia de estas rocas se deben a SCHULZ (1858), BARROIS (1878, 1880, 1882) Y MALLADA (1895). El primero describe dos afloramientos, uno al W. de Infiesto en la Sierra de Cayón, al que denomina granito porfiróide y «diorito» y otro entre Lozana y Pandoles al que clasifica también como «diorito». BARROIS (op. cit.) realiza una petrografía más detallada de algunos afloramientos y al igual que MALLADA (op. cit.) los denomina «kersantitas cuarcíferas granitoideas recientes». Trabajos más modernos son los de MARTINEZ ALVAREZ (1962) que considera las rocas de lozana como kersantitas, a veces cuarcíferas, y cita la presencia de pórfidos cuarcíferos en el Carbonífero. MULAS SANCHEZ (1963) considera las rocas de Lozana de tipo mangerítico, las cuales originan un cierto metamorfismo de contacto. En 1967, PELLO cartografía dos diques discontinuos de pórfido a techo y muro de la

Caliza de La Escalada y en el mismo año SUAREZ & MARCOS estudian los afloramientos de Cayón, Lozana y un sill situado a techo de la Caliza de La Escalada al que denominan sill de La Marea-Sevares, considerándolos respectivamente como lamprófido, kersantita cuarcifera y pórfido cuar-zodiorítico. En la Hoja 1:50.000 de Villaviciosa del Mapa Geológico de España (GERVILLA et al. 1973) aparece cartografiado un sill de riodacita y otros tres de riolitas alcalinas. ORUETA (1977) cita la existencia de un metamorfismo «skarn» en relación con las rocas ígneas, con una amplia paragénesis metálica y GARCIA IGLESIAS et al. (1979) realizan un estudio más detallado del metamorfismo de contacto y las paragénesis desarrolladas en «Skarn».

5.2. DESCRIPCION MACROSCOPICA

Se encuentran encajadas fundamentalmente en las formaciones Barcaliente, Beleño, Escalada y Fito, de edad Carbonífero Superior y con frecuencia en las proximidades a la Cobertera Mesozoico-Terciaria pudiendo estar en algunas zonas fosilizadas por el Cretácico Inferior. En casos aislados se encajan también en materiales de edad Ordovícica como ocurre con un sill que aflora al Sur de Cuerrias y una pequeña intrusión localizada al N. de Infiesto (Hoja 1:50.000 de Villaviciosa) denominada por SUAREZ y MARCOS (op. cit.) afloramiento de la carretera o de Cayón según GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.).

Según su forma de afloramiento se pueden distinguir:

INTRUSIONES CONCORDANTES O SILLS.—Normalmente siguen paralelos a la estratificación aunque según GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) en detalle se ve que también la cortan con frecuencia. Tienen poca potencia pero bastante continuidad lateral, llegando en el caso del Sill de La Marea-Sevares a 15 Km. (SUAREZ & MARCOS, op. cit.); su trazado es perfectamente concordante con las estructuras hercínicas desarrolladas en este sector.

Son principalmente pórfidos constituidos por una pasta afanítica de tonos amarillentos o rosados y en ocasiones algo rojizos, entre la que destacan a simple vista cristales redondeados de cuarzo cuya abundancia determina que la textura porfídica de la roca sea más o menos acentuada. Su estudio y clasificación petrográfica plantean grandes dificultades debido al estado de alteración tan intenso en que suelen encontrarse. Algunos autores los han clasificado como pórfidos cuar-zodioríticos pero GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) apuntan la posibilidad de que su composición pueda ser también granodiorítica. Por otra parte, se ha encontrado alguna variedad de composición monzonítica a sienítica.

DIQUES.—De escasa potencia y menor continuidad lateral que los sills, son rocas de grano fino a medio y color gris oscuro-negro o con tonalidades

verdosas. Los de mayor extensión (Los Espinadales y El Pipotón) en apariencia intruyen concordantemente en las calizas encajantes pero el resto (SO de El Plano y El Carazal) cortan a la estratificación.

Corresponden a cuarzomonzogabros-cuarzomonzodioritas en la clasificación de STRECKEISEN (1967) pero en El Pipotón, al sur de Cardes, se encuentran algunas facies que serían cuarzogabros y en Los Espinadales y El Plano algunas de las facies son gabros y monzogabros microporfídicos (GARCIA IGLESIAS et al., op. cit.).

APOFISIS O APUNTAMIENTOS.—Se incluyen en este grupo otras rocas encontradas en la zona que por su forma de afloramiento no parecen corresponder a diques, como es el caso de los afloramientos de Lozana, Cayón y otros tres situados cerca de Lozana, en las proximidades del río Espinaredo. Las de Cayón y Lozana son rocas de grano medio y fino respectivamente y color muy oscuro, la primera gris oscuro algo verdosa cuando está alterada y la segunda negro azulado con tonalidad marrón según la alteración. Se podrían clasificar asimismo como cuarzomonzogabros-cuarzomonzodioritas aunque en el caso de Lozana se trata en parte de un gabro microporfídico.

Los tres afloramientos del río Espinaredo los constituyen rocas de grano fino a medio, color blanco grisáceo y de composición granodiorítica según la clasificación de STRECKEISEN (op. cit.).

5.3. PETROGRAFIA

El estudio petrográfico se ha realizado en base a la información bibliográfica existente (SUAREZ y MARCOS, op. cit.; GARCIA IGLESIAS et al. op. cit.; TRELLE y MUÑOZ, 1986), al estudio de las muestras recogidas durante la realización de esta Hoja y las que posee el Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Univ. de Oviedo al que agradecemos su inestimable colaboración.

Diferenciamos tres grupos, uno en el que consideraremos todo el conjunto de pórfidos ya que aunque muestran variaciones composicionales evidentes, en la mayor parte de los casos su grado de alteración no permite establecer clasificaciones modales precisas, un grupo de granodioritas y un tercer grupo para los tipos intermedios-básicos que afloran tanto en diques como en apuntamientos.

5.3.1. Pórfidos

Muestran una textura y composición variables, siendo las variaciones composicionales difíciles de precisar ya que salvo raras excepciones aparecen constituidos por diferentes pseudomorfos que enmascaran tanto los micro-

fenocristales como los componentes originales de la mesostasis. El porcentaje de microfenocristales es muy diferente condicionando el desarrollo de texturas porfídicas más o menos acentuadas. Entre ellos predominan los constituidos por feldespatos alterados o totalmente pseudomorfos, pseudomorfos de biotita y otros ferromagnesianos, y en los pórfidos más ácidos (granodioríticos o graníticos) los de cuarzo con formas redondeadas y golfos de corrosión, que puedan englobar porciones de mesostasis; características típicas de cuarzos en facies volcánicas o subvolcánicas.

Los feldespatos, aunque muy alterados, muestran en ocasiones maclas y zonación típica de plagioclasas, pero en otros casos, por su hábito y birrefringencia podrían corresponder a feldespato K; de todas formas lo más normal es que estén totalmente pseudomorfos por filosilicatos \pm óxidos de Fe no pudiendo precisarse entonces si se trata de plagioclasa o feldespato K. En los pórfidos más básicos, de tipo cuarzodiorítico, los microfenocristales son en general de plagioclasas que suelen mostrar una alteración a material tipo chert \pm filosilicatos \pm carbonatos. En los tipos sieníticos (o monzoníticos) aunque algún microfenocristal de mayor tamaño parece corresponder a plagioclasa, son muy abundantes los cristales de hábitos muy alargados y maclados según Carlsbad, que parecen corresponder a feldespato K.

En el caso de los máficos, la biotita únicamente se conserva parcialmente fresca en los pórfidos cuarzodioríticos, siendo frecuente que se encuentre transformada a óxidos de Fe y minerales arcillosos. En origen debería tener un hábito euhedral y puede estar deformada encontrándose cristales doblados o desarrollo de «Kink bands». Son muy frecuentes en muchos de los pórfidos óxidos de Fe y rutilo granular o sagenítico que pseudomorfizan a la biotita y otros félicos. En otros casos es clorita junto con óxidos de Fe, rutilo y carbonatos los que pseudomorfizan los ferromagnesianos existentes en la roca.

La mesostasis es rica en cuarzo en los tipos ácidos apareciendo feldespatos y filosilicatos en menores cantidades, además de óxidos de Fe y material arcilloso en proporciones que dependen del estado de alteración. En los otros tipos el cuarzo es bastante escaso, predominando los feldespatos, que debido asimismo a la alteración se encuentran transformados, resultando un mesostasis constituida por una masa de material arcilloso, óxidos de Fe y carbonatos. En los pórfidos sieníticos o monzoníticos cuando están poco alterados se distinguen feldespatos xenomorfos, con límites poco definidos o en intercrecimientos de tipo micrográfico. Además de todos los minerales citados, se puede encontrar circón como accesorio y como secundario esfena.

5.3.2. Granodioritas

Son rocas de tamaño de grano fino a medio, textura hipidiomórfica y constituidas mayoritariamente por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios contienen anfíbol, apatito, circón, opacos, xenotima, allanita y como secundarios sericita, talco, calcita, clorita, epidotaclinzoisita, esfena y rutilo.

Las plagioclasas son el componente mayoritario presentándose en cristales automorfos o subautomorfos, aislados o en sinneusis. Están macladas y muestran zonación concéntrica oscilante con una zona externa más ácida cuyo crecimiento más tardío contribuye en ocasiones a la pérdida del hábito idiomorfo original; puede presentar también «patchy zoning». Están parcialmente alteradas a sericita y carbonatos. Su composición varía de An 42 a An 50. Engloban opacos, apatito, circón y pequeñas biotitas a veces muy abundantes. Sufren corrosiones por cuarzo y feldespato K., lo que contribuye asimismo a la pérdida del hábito idiomorfo. En contacto con el feldespato K se originan esporádicamente mirmequitas de escaso desarrollo.

La biotita es el máfco principal presentándose normalmente en cristales aislados automorfos o subautomorfos. Es bastante ferrífera, mostrando un pleocroismo intenso desde amarillo pálido a castaño oscuro o marrón rojizo. Engloba la mayor parte de los accesorios primarios, opacos, circón y en mayor cantidad apatito. En casos aislados pueden encontrarse en sus bordes allanitas metamícticas. La alteración es poco intensa y generalmente parcial, según las trazas de exfoliación originándose pennina y otros subproductos como epidotaclinzoisita, ilmenita-rutilo (\pm leucoxeno), \pm esfena, \pm carbonatos.

El cuarzo forma agregados anhedrales y se encuentra también con carácter intersticial englobando plagioclasas, biotita, apatito, epidota y circón. Corroe a las plagioclasas y biotitas y él, es corroído y englobado por el feldespato K por lo que aunque sus periodos de cristalización se solapen el feldespato K parece ser algo posterior al cuarzo.

El feldespato K es intersticial, xenoblástico y con frecuencia poiquiloblástico englobando abundantes inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita a los que corroe. No suele estar maclado y es poco pertítico, siendo las pertitas de tipo «string» según ALLING, 1938 in SPRY (1969).

Entre los accesorios es frecuente un anfíbol de color verde claro parcial o totalmente alterado y desestabilizado a agregados de filosilicatos, epidota y carbonatos. Otros accesorios son, apatitos idiomorfos, circones alargados a veces bipiramidados y zonados, xenotima y opacos que pueden ser primarios, subproductos de alteración o bien rellenan grietas. Estas grietas pueden estar rellenas también por carbonatos, talco y cuarzo.

Existe una cierta tectonización manifestada por diferentes fracturas, desarrollo de «kink bands» en biotitas, deformación de cristales de plagioclasa y extinciones ondulantes en cuarzo.

Según GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) contienen enclaves más básicos, ricos en apatitos aciculares, de textura diabásica, constituidos por plagioclasas sausuritizadas, anfíbol alterado a agregados de filosilicatos y biotitas de hábito largo y entrecruzadas.

5.3.3. Cuarzomonzogabros-Cuarzomonzodioritas. Gabros microporfídicos

Constituyen la mayor parte de los afloramientos en forma de diques y apuntamientos (Cayón y Lozana). Predominan los cuarzomonzogabros-cuarzomonzodioritas aunque dentro de un mismo afloramiento su composición puede variar a la de un cuarzogabro, como se ha observado en El Pipotón, al sur de Cardes. Los gabros microporfídicos se encuentran, como ya hemos dicho, principalmente en Los Espinadales y pueden mostrar también una tendencia monzonítica. El apuntamiento de Lozana, aunque presenta algunas características diferentes, puede incluirse dentro de este grupo.

5.3.3.1. Cuarzomonzogabros-Cuarzomonzodioritas

Son rocas de grano fino a medio, textura hipidiomórfica a veces de tendencia porfídica y están constituidos mayoritariamente por plagioclasa y biotita.

Las plagioclasas se presentan en cristales euhedrales o subhedrales, aislados o en sinneusis, maclados y zonados concéntricamente, pudiendo mostrar además zonados irregulares tipo «patchy zoning». La composición varía entre An 42 y An 60, aunque suele existir una zona externa más ácida (An 30) y más irregular de crecimiento probablemente más tardío. Engloban opacos, apatito, biotita, anfíbol y clinopiroxeno (únicamente en el afloramiento de Cayón). La alteración es variable en intensidad y de tipo sericítico acompañado en ocasiones de carbonatos. En sus bordes pueden mostrar texturas micropegmatíticas o mirmequíticas.

La biotita suele ser el fémico dominante y en la mayor parte de las rocas estudiadas se encuentra en cristales de pequeño tamaño con un pleocroismo intenso desde amarillo pálido a marrón castaño muy oscuro. Engloban principalmente opacos, apatito y circón. En El Pipotón, se encuentran algunas variedades en las que la biotita tiene un gran desarrollo alcanzando tamaños superiores al resto de los componentes, puede superar los 8 mm. y muestra un aspecto poiquilítico al englobar abundantes cristales de plagioclasa y en menor cantidad de anfíbol. Están deformadas según fracturas, dislocaciones o «kink bands». Por último, la biotita también se encuentra en cristales de escaso tamaño asociada al anfíbol alterado y en el caso de Cayón a los clinopiroxenos.

El anfíbol es verde pálido y poco pleocroico correspondiendo a tremolita-actinolita en cristales subidiomorfos generalmente alterados y en vías de

desestabilización, o en agregados de cristales de hábito fibroso a los que pueden acompañar abundantes opacos. Seudomorfizan posiblemente otros félicos como clinopiroxenos de los que pueden conservarse algunos relictos. En el afloramiento de Cayón, en el que el clinopiroxeno es un accesorio cuantitativamente importante, aunque en la uralitización se origina tremolita-actinolita, SUAREZ & MARCOS (op. cit.) citan otro anfíbol relacionado con él de la serie tschermakita-ferroschermakita. En algunas muestras de El Pipotón se observan también agregados de anfíbol de 7 mm. o más con un reparto muy irregular dentro de la roca o bien acumulados en bandas, cuyo desarrollo se deba quizás a procesos de «endoskarn».

El cuarzo y la ortosa son intersticiales y xenoblásticos. En el caso de la ortosa, el desarrollo es muy irregular, pudiendo aparecer en cantidades muy accesorias (cuarzogabros) o bien llegar a ser un componente mayoritario. Es anhedral, no pertítico y suele estar maclado según Carlsbad. Engloba a plagioclasas y félicos y debe ser bastante posterior a ellos. Este desarrollo tardío de la ortosa y con una distribución tan irregular podría estar debido en parte a procesos de «endoskarn» antes citados.

El clinopiroxeno, de tipo augita, sólo es importante como ya hemos dicho en el afloramiento de Cayón, en cristales euhedrales de hábito prismático o en grandes láminas anhedrales macladas polisintéticamente. Contiene abundantes opacos y en algunas láminas cristales de olivino que según SUAREZ & MARCOS (op. cit.) corresponde a una hortonolita con un 65-70% de Fa. Este clinopiroxeno está asociado con biotita que puede rodearlo o bien estar incluida en él, mientras que en otros casos la asociación es piroxeno-anfíbol-biotita.

Otros accesorios son opacos, apatito, circón. Los opacos en masas granulares son tardíos y rellenan fracturas o huecos con anfíboles y cuarzo; rellenos que pueden asimilarse asimismo a procesos de «endoskarn».

5.3.3.2. *Gabros microporfídicos*

Tienen textura microporfídica, destacando en tamaño microfenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda marrón, anfíbol verde claro, piroxenos uralitizados y cuarzo (muy escaso y no siempre presente) en una mesostasis de grano muy fino constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa, parte de los constituyentes que forman microfenocristales y otros no identificables.

De los fenocristales, las plagioclasas son cuantitativamente las más importantes, encontrándose cristales aislados o sinneusis de dos o tres individuos automorfos o subautomorfos. Están macladas, muestran zonados concéntricos y en ocasiones «patchy zoning». Engloban anfíbol, biotita, apatito y circón. Su composición varía de una andesina básica a un labrador básico. La alteración es muy variable en intensidad.

La biotita también es automorfa o subautomorfa y muestra un pleocroismo bastante acusado. Se altera a clorita \pm rutilo \pm esfena y sólo en algún caso aislado parece alterarse a material prehnítico. Sus bordes pueden estar oscurecidos por concentrarse en ellos óxidos de Fe, rutilo y sobre todo esfena que forma coronas externas.

El anfíbol es una hornblenda marrón en cristales idiomorfos que engloban opacos y plagioclasa, alterado muy frecuentemente a un anfíbol verde pálido y muy poco pleocroico (actinolita-tremolita) \pm esfena \pm carbonatos. Este último anfíbol se encuentra también formando parte de unos pseudomorfos junto con biotita, clorita, cuarzo, feldespatos, esfena, epidota y carbonatos, que probablemente proceden de la alteración de piroxenos ya que conservan un hábito similar.

Los microfenocristales de cuarzo no siempre están presentes, y además son muy escasos. Presentan formas redondeadas con golfos de corrosión y suelen englobar porciones de mesostasis.

En la mesostasis además de los microlitos, que por su aspecto parecen corresponder mayoritariamente a plagioclasa, se distinguen pequeños cristales de biotita, anfíbol verde y hornblenda marrón. Es muy frecuente la presencia de esfena en agregados xenomorfos, que cristalizan entre el resto de los componentes, procedente de la alteración de los ferromagnesianos presentes en la roca.

5.3.3.3. *El gabro piroxénico-olivínico de Lozana*

Aunque presenta muchas características de las rocas antes descritas, existen otras que lo individualizan.

Los microfenocristales son mayoritariamente de plagioclasas, presentando las mismas características que en los tipos anteriores en lo referente a maclas y zonaciones, pero según SUAREZ & MARCOS (op. cit.) son más básicas, con unos contenidos en anortita de 85-87%, es decir, corresponderían a una bitownita básica. El resto de los microfenocristales son de biotita (quizá más ferrífera respecto a todas las rocas anteriores), de clinopiroxeno (augita) y en mucho menor proporción de ortopiroxeno. La augita presenta las mismas características que en Cayón pero aquí es cuantitativamente más importante, llegando a proporciones próximas a la biotita y constituyendo un componente esencial. El ortopiroxeno que no aparece en ninguna de las otras rocas básicas de la zona, muestra un débil pleocroismo desde gris verdoso a rosa pálido y corresponde posiblemente a la serie enstatita-hyperstena. Los cristales de mayor tamaño suelen estar asociados con la augita quedando en el interior de ésta restos del ortopiroxeno con límites poco netos pero fácilmente distinguibles por su extinción recta y pleocroismo; en otros casos está parcialmente incluida en la augita mostrando límites muy netos. Al igual que la augita, el ortopiroxeno

está parcialmente alterado a anfíbol verde pálido acompañado frecuentemente de biotita. El anfíbol, a diferencia de los otros grupos petrográficos descritos se encuentra en cantidades muy accesorias y con carácter secundario, por alteración de los piroxenos y olivino; no se encuentra ni como microfenocristal ni como componente de la mesostasis.

El olivino, en cristales de hasta 1 mm. está incluido en el clinopiroxeno y parcialmente transformado a óxidos de Fe, clorita verde y escasas cantidades de serpentina. Muestra formas corroídas comparables como ya han indicado SUAREZ & CORRETGE (1987) a los descritos por ARIAS (1984) en enclaves cortlandíticos del stock gabrodiorítico de Porcía (Occidente de Asturias), además del clinopiroxeno puede estar rodeado por anfíbol verde y biotita a modo de coronas externas. Según SUAREZ & MARCOS (op. cit.) corresponde a una hortonolita-ferrortonolita.

En la mesostasis, además de microlitos de plagioclasa se encuentran biotita, clinopiroxeno y ortopiroxeno, en cristales más xenomorfos que cuando forman microfenocristales. También pueden encontrarse pequeñas cantidades de cuarzo y feldespato K.

5.4. CARACTERIZACION GEOQUIMICA

En la caracterización geoquímica de las rocas ígneas se han utilizado un total de 12 análisis químicos de los cuales 10 son de otros autores y 2 se han recogido durante la realización de la presente Hoja (TABLA 1). De los primeros, ocho son de GARCIA IGLESIAS, et al., (op. cit.) y en ellos únicamente están analizados los óxidos mayores. Los otros dos análisis en los que están analizados los elementos mayores, menores y traza, son de SUAREZ & CORRETGE (op. cit.) y aunque están representados en los diagramas realizados (Figs. 12 y 13) no los hemos relacionado en la TABLA 1, ya que en el citado trabajo los autores sólo publican una media de todos los análisis de la zona de Infiesto por ellos considerados y no los valores específicos de cada análisis; uno de ellos corresponde a un monzogabro de El Pipotón (nº 11) y el otro a una cuarzomonzonita del afloramiento de Cayón (nº 7), según la clasificación en el diagrama Q-P de DEBON & LE FORT (1982) (Fig. 12 a) basado en el diagrama de DE LA ROCHE (1972). Agradecemos por tanto a dichos autores la posibilidad de utilizar ambos análisis para la realización de este capítulo. En los dos análisis recogidos durante la elaboración de esta Hoja, los elementos mayores han sido analizados en el IGME y los menores y traza en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo.

En conjunto muestran contenidos bajos en sodio y muy inferiores a los de potasio siendo éste, a excepción del análisis de Lozana y tres de los de El Pipotón (10, 11, 12) superior al 4%. Por otra parte, salvo los pórfidos alterados

TABLA 1. ANALISIS QUIMICOS

%	1 (!)	2 (!)	3 (!)	4 (!)	5 (!)	6 (!)	8	9	10 (!)	12 (!)
SiO ₂	67,71	67,17	66,26	64,18	60,79	59,30	56,41	54,55	53,10	48,10
Al ₂ O ₃	14,98	14,65	16,25	17,20	16,57	16,28	18,03	17,27	13,66	16,92
Fe ₂ O ₃	1,82*	1,79*	4,11*	4,16*	3,20*	5,85*	7,61*	8,20*	6,87*	10,98*
FeO										
MgO	0,96	0,67	1,84	1,94	3,80	3,43	3,42	4,12	8,41	8,81
MnO										
CaO	2,40	1,89	3,13	3,43	6,41	4,43	6,73	5,69	11,63	7,72
Na ₂ O	0,26	0,40	1,66	1,59	2,02	1,31	2,82	2,44	1,07	1,25
K ₂ O	8,54	8,41	4,94	4,57	4,09	5,02	3,59	4,19	3,16	3,56
TiO ₂	0,34	0,31	0,55	0,63	0,72	0,71	0,79	0,93	0,70	1,31
P ₂ O ₅							0,23	0,47		
H ₂ O	3,97	2,93	2,12	1,72	1,32	2,47	0,33	2,40	1,01	1,01
P.P.M.										
Zn							94	68		
Cu							35	31		
Ni							14	12		
Co							13	-9		
Cr							84	97		
V							129	265		
Ba							860	1682		
Rb							145	179		
Sr							627	524		
Y							26	26		
Zr							157	139		
Nb							11	11		

* Fe equivalente.

(!) Análisis químicos de García Iglesias et. al (1979).

TABLA 1. Relación de análisis químicos:

1 y 2.—Pórfidos de Pozo del Cura (PC-3) y El Pipotón (p-3).

3 y 4.—Apuntamientos del Pozo de La Vegona (PV-1, PV-2).

5 y 6.—Diques micropórfídicos de Los Espinadales (LE-1) y El Plano (PL-4).

7.—Apuntamiento de Cayón.

8.—Apuntamiento de Lozana (GS-6001)

9, 10, 11 y 12.—Diques de El Pipotón (GS-6004, P-1, P-2).

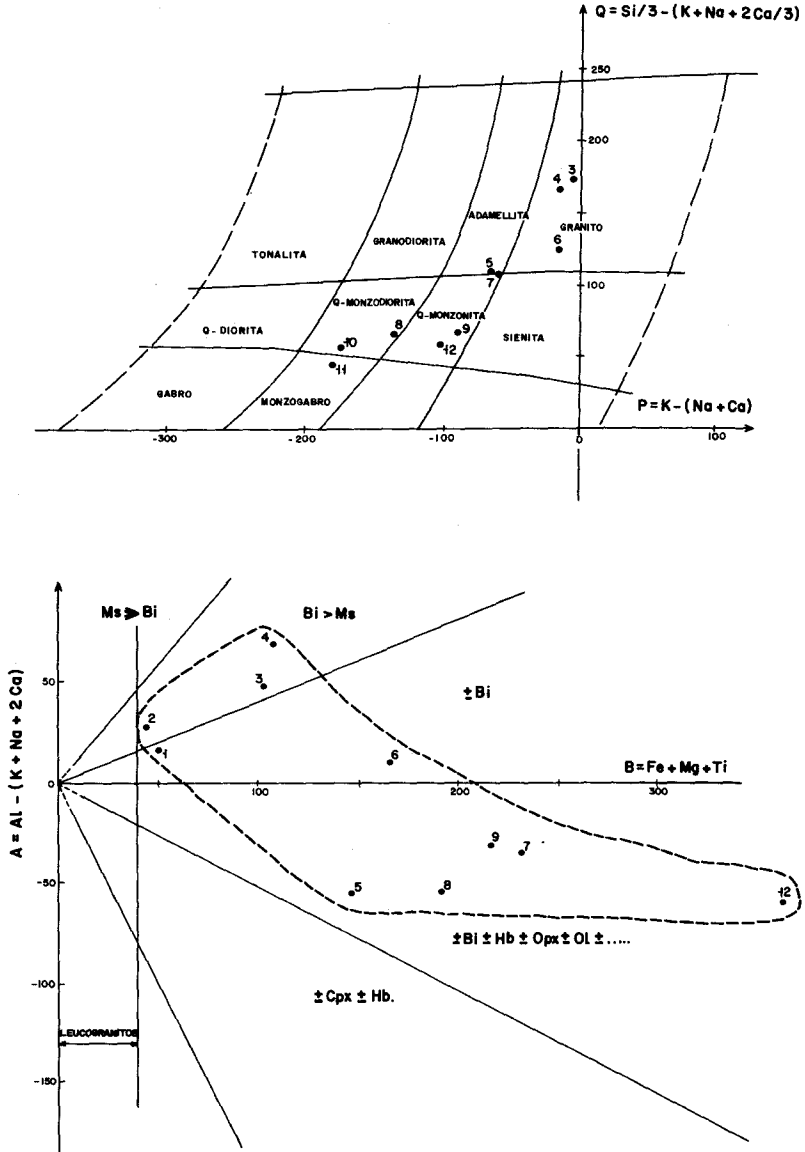


Fig. 12. a: Diagrama Q-P (DEBON y LEFORT, 1982); b: Diagrama de minerales característicos A-B (DEBON y LEFORT, 1982). Leyenda ídem Tabla 1.

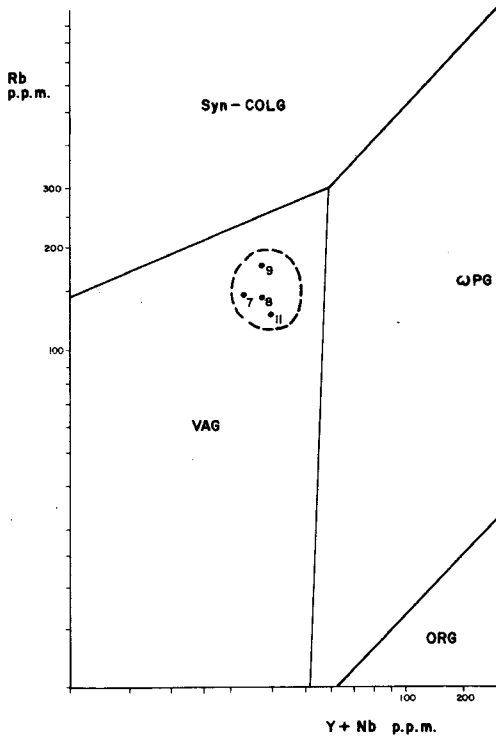
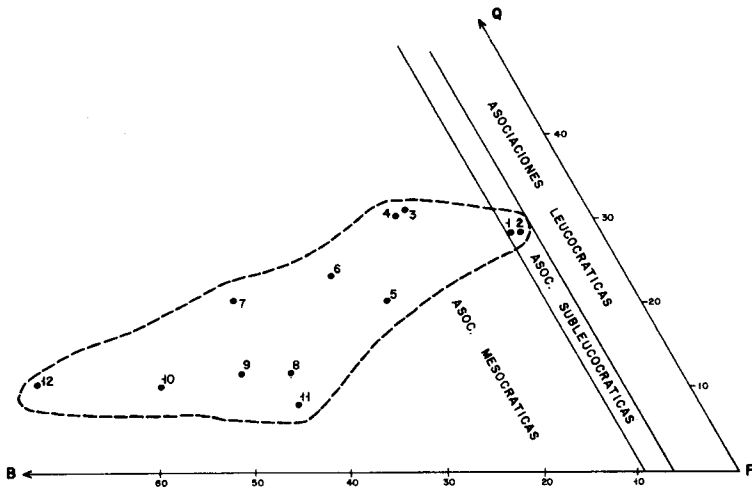


Fig. 13. a: Diagrama Q-B (DEBON y LEFORT, 1982); b: Diagrama Rb/Y + Nb (PEARCE et al., 1984). Leyenda ídem Tabla 1.

(PC-3 y P-3), son rocas caracterizadas por altos contenidos en calcio (llegando en el caso de El Pipotón al 12%) y según GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) definen una tendencia típicamente calcoalcalina. Estos autores, en base a criterios petrográficos y geológicos habían adscrito las rocas ígneas de Infiesto al grupo de granodioritas tardías de CAPDEVILA (1969), CAPDEVILA & FLOOR (1960), SUAREZ (1970) pero precisando que son más pobres en sodio que éstas; asimismo indican que sólo algunas variedades gabroicas de Salave-Tapia (SUAREZ, op. cit.) en el occidente de Asturias, tiene valores similares. Posteriormente SUAREZ & CORRETGE (op. cit.) ponen de manifiesto la existencia de un solapamiento en el quimismo de las rocas ígneas de Infiesto con las de Salas-Belmonte, Porcía-Salave (en el occidente de Asturias) y las de la Región del Pisuerga-Carrión, separándose claramente del resto de las rocas de la Zona Astur-occidental-Leonesa (ZAOL) y Galicia oriental.

En el diagrama de minerales característicos de DEBON & LE FORT (op. cit.) (Fig. 12 b) las rocas de Infiesto definen una tendencia alcafémica que evoluciona desde dominios hipoaluminosos a peraluminosos, comparable a la que definen las rocas de Salas-Belmonte, Porcía-Salave y Región del Pisuerga-Carrión, netamente diferenciadas del resto de las rocas de la ZAOL que son siempre peraluminosas (SUAREZ & CORRETGE, op. cit.). En el diagrama Q-B-F (Fig. 13 a) de DEBON & LE FORT (op. cit.) puede verse cómo las rocas de Infiesto pertenecen a asociaciones mesocráticas a excepción de los pórfidos (P-3 y PC-3) que caen en el campo de las asociaciones subleucocráticas; este tipo de asociaciones son asimismo las definidas por las rocas con las que las hemos comparado anteriormente, mientras que las del resto de la ZAOL (Domo Boal-Los Ancares) corresponden a asociaciones leucocráticas y subleucocráticas (SUAREZ & CORRETGE, op. cit.).

En el diagrama Q-P (Fig. 12 a) de DEBON & LE FORT (op. cit.) se observa cómo las rocas de Infiesto son pobres en sílice, definiendo una tendencia que va desde el campo de los monzogabros al de los monzogranitos. Este carácter monzonítico las individualiza en cierto modo de las de Salas-Belmonte, Porcía-Salave y Región del Pisuerga-Carrión (SUAREZ & CORRETGE, op. cit.).

Estos autores, a partir de los diferentes diagramas de caracterización geoquímica llegan a establecer un límite bastante claro, que corresponde al domo metamórfico Novellana-Pola de Allande-Degaña, separando dos dominios petrogenéticos, de manera que al oeste de este límite en la génesis de las rocas ígneas interviene fundamentalmente una corteza continental aluminica, siendo en un porcentaje alto palingenéticas. Al este del citado límite, en el que estarían las rocas de Infiesto y el resto de las rocas de la Cordillera Cantábrica, habría que invocar por el contrario la participación en su génesis de material básico profundo que sufriría diferentes grados de hibridación en su evolución. El diagrama Rb/Y+Nb (PEARCE et al. 1984) (Fig. 13 b) y según SUAREZ & CORRETGE (op. cit.) el histograma de los índices de saturación en

alúmina ponen de manifiesto estas mismas características. Así pues, las rocas del Infiesto tendrían un marcado carácter I y quedan proyectadas en el campo VAG (Fig. 13 b) correspondiente a granitoides típicos de arco volcánico, pero esta asignación no se puede tener en cuenta, considerando además que en ese mismo campo se proyectan también los granitos post-colisión (PEARCE et al., op. cit.). Una hipótesis alternativa propuesta por CORRETGE et al. (en prensa) para la génesis de las rocas ígneas de la Región del Pisuerga-Carrión y extensible a las rocas de Infiesto es la participación de material del manto superior generador de rocas ígneas de tipo arco volcánico, con un ascenso similar al de los magmatismos tipo caledoniano de levantamiento post-colisión. Estos magmas, al contrario que en los plutonismos de arco-islas intruirían en épocas distensivas post-colisión atravesando un espesor considerable de corteza y sufriendo contaminación cortical.

Para nosotros, el ascenso del material del manto estaría propiciado por el paso de condiciones tectónicas epidérmicas («thin skinned») a profundas («thick skinned») en la Zona Cantábrica durante el Estefaniense, lo que implicaría la participación del zócalo en la deformación, con el desarrollo de grandes fracturas corticales. La actividad de estos accidentes continuaría a lo largo del Pérmico, enmarcada ya en los procesos distensivos tardihercínicos que se desarrollan en esta edad.

5.5. METAMORFISMO DE CONTACTO

Resumiremos los resultados obtenidos por GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) sobre los efectos térmicos de contacto desarrollados en los materiales encajantes, indicando ante todo que el área en la que se observan estos efectos de contacto ocupa una extensión considerable en relación con el reducido volumen de los cuerpos ígneos.

Los materiales pelíticos se encuentran endurecidos, adquiriendo un aspecto masivo y en algunos casos cornubianítico, aunque predominan los tipos que conservan superficies de pizarrosidad. Se desarrollan en ellos porfiroblastos de cordierita y más raramente andalucita (quiasolita), dando texturas algo nodulosas, aunque macroscópicamente no presentan texturas típicas de pizarras mosqueadas o nodulosas. La asociación mineral más característica es:



En los materiales carbonatados las transformaciones son más acusadas, las calizas están muy recristalizadas, con tonos claros y aspecto sacaroideo. En zonas restringidas, en general en las proximidades de los afloramientos de tipo gabroico, se desarrollan paragénesis típicas de «skarn» a las que se asocian mineralizaciones metálicas que serán descritas en el capítulo de Geología Económica.

Las asociaciones más frecuentes encontradas en las zonas de Los Espinadales, El Pipotón, El Carazal y El Plano (las tres últimas localidades situadas en las proximidades del límite de Hojas 1:50.000 de Rioseco y Villaviciosa), son típicas de rocas carbonatadas y calcosilicatadas, correspondiendo en su mayoría a la facies de las corneanas hornbléndicas y algunas a la de las corneanas piroxénicas (WINKLER, 1965), (ver relación de paragénesis en GARCIA IGLESIAS, et al., op. cit.).

A partir de su estudio, GARCIA IGLESIAS et al. (op. cit.) deducen que la extensión del metamorfismo podría indicar que estos pequeños afloramientos constituyen pequeñas apófisis de otros «stocks» de mayor volumen, o de un complejo ígneo, no aflorantes. Además el emplazamiento de estas rocas ha debido tener lugar en un dominio poco profundo, originando un metamorfismo de contacto con paragénesis típicas de «skarn» en facies de corneanas hornbléndicas-corneanas piroxénicas, deduciéndose temperaturas alcanzadas por el encajante de 580 °C-610 °C y las del magma próximas a 1000 °C.

6. HISTORIA GEOLOGICA

El registro sedimentario en la Hoja de Rioseco se inicia en el Cámbrico Inferior-medio, con el depósito de las series carbonatadas de la Formación Láncara. Toda la sedimentación Cambro-Ordovícica se produce en una plataforma somera, instalada sobre la corteza continental de un viejo promontorio de Godwana al que algunos autores han denominada «Macizo Asturiano», la sedimentación, tiene lugar en condiciones relativamente estables estando el área emergida situada invariablemente al Este. La migración de la línea de costa durante dos ciclos sucesivos regresivo-transgresivo determina que durante el Arenig se instalen condiciones ambientales subaéreas con el depósito de los sedimentos aluviales del «Miembro Ligüeria». La sedimentación ordovícica finaliza con los depósitos marinos de la Formación Suevo, originados ya en condiciones de plataforma externa.

La ausencia de registro sedimentario durante el resto del Ordovícico, Silúrico y Devónico revela la existencia de un dilatado período de interrupción de la sedimentación y/o erosión, hecho que es interrumpido por la rápida transgresión marina del Devónico Superior que hace que los depósitos de esta edad se apoyen sobre los del Ordovícico y aún sobre los del Cámbrico en las escamas más orientales. El origen de este episodio transgresivo parece estar asociado a un importante cambio en la dirección de los aportes de la cuenca, que pasarían a tener una procedencia occidental a partir de este momento. Este hecho podría estar relacionado con el engrosamiento cortical que las primeras manifestaciones hercínicas producen en sectores más occidentales de la Cadena Variscica (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) y el consiguiente

reajuste isostático del área ocupada por la Zona Cantábrica que determina el hundimiento generalizado de todo el área y la implantación de condiciones ambientales marinas durante todo el Carbonífero inferior.

El registro sedimentario durante todo el Carbonífero inferior revela unas condiciones de tranquilidad tectónica y escasez de aportes que determinan el depósito de series condensadas de gran extensión lateral, en un ambiente de plataforma restringida y/o lagoon; a partir del Namuriense se instala una plataforma carbonatada en la que la renovación de oxígeno y la circulación de agua se encuentran restringidas y en la que progresivamente la existencia de facies salinas adquieren mayor importancia.

El resto de la sedimentación carbonífera tiene lugar en condiciones claramente sinorogénicas con cambios relativamente rápidos de facies y potencias, diacronismos acusados y compartimentación y confinamiento creciente de los ambientes sedimentarios.

El conjunto de las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito, del Manto del Ponga, y los Grupos Lena y Sama del Manto de Laviana (Cuenca Carbonífera Central), representan una megasecuencia de somerización con condiciones de práctica colmatación de la cuenca durante el Moscoviense Superior (Myachkoviense). Todo este conjunto sedimentario, representa una «cuña clástica», depositada en una «cuenca del antepaís» (foreland basin) y relacionada con el emplazamiento de unidades estructurales situadas más al Oeste en el Zona Cantábrica (Mantos del Aramo y la Sobia, fig. 1). Este hecho determina una drástica disminución de la potencia de los tramos siliciclásticos hacia el Este, (tal como se ha visto en la fig. 4) y una diacronía acusada de los tramos carbonatados, lo que revela la rápida migración hacia el este de la plataforma carbonatada, invadida por los complejos deltaicos, originados por los acarrees sedimentarios procedentes de los relieves más occidentales.

El comienzo de la actividad tectónica, con el emplazamiento de las láminas alóctonas más occidentales, se debe producir a lo largo del Westfaliense, sin embargo, la compartimentación definitiva de la «cuña clástica» no se produce hasta el Moscoviense Superior (Myachkoviense); los depósitos de esta edad, representan ya la colmatación de una cuenca de antepaís que a partir de este momento va a ser transportada, solidariamente con su substrato, hacia el Este y compartimentizada fuertemente por el desarrollo de rampas cabalgantes frontales y laterales («Cuenca del antepaís transportada» o «piggy-back foreland basin»).

Durante el Estefaniense, se produce el depósito de sedimentos fuertemente condicionados por la existencia de relieves locales y en cuencas confinadas. Desde el punto de vista tectónico, en este período tiene lugar el reapretamiento de las estructuras laterales de los mantos originadas anteriormente y el desarrollo de fallas inversas de vergencia NE genéticamente relacionados, así como el desarrollo de fallas inversas vergentes al Sur ligeramente posteriores y

claramente relacionadas con el emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa durante el Estefaniense B.

No existen en el marco de la hoja sedimentos relacionados con el desarrollo de la Falla de Ventaniella y estructuras asociadas, durante el Pérmico.

La presencia de un magmatismo tardihercínico de naturaleza básica, aunque con diversos grados de hibridación en su evolución, revela la existencia de accidentes profundos, afectando al zócalo de la Zona Cantábrica que permiten el ascenso de magmas procedentes del manto superior. Este hecho puede ser explicado considerando que una vez bloqueados los procesos tectónicos epidérmicos, con el desarrollo de apilamientos complejos de láminas alóctonas, la deformación involucra al zócalo, con el desarrollo de importantes fracturas a escala de toda la Zona Cantábrica. La actividad de estos accidentes junto con el desarrollo de otros nuevos, continuaría a lo largo del Pérmico, enmarcada ya en los procesos distensivos tardihercínicos que se desarrollan en este período y que son característicos de etapas post-colisión.

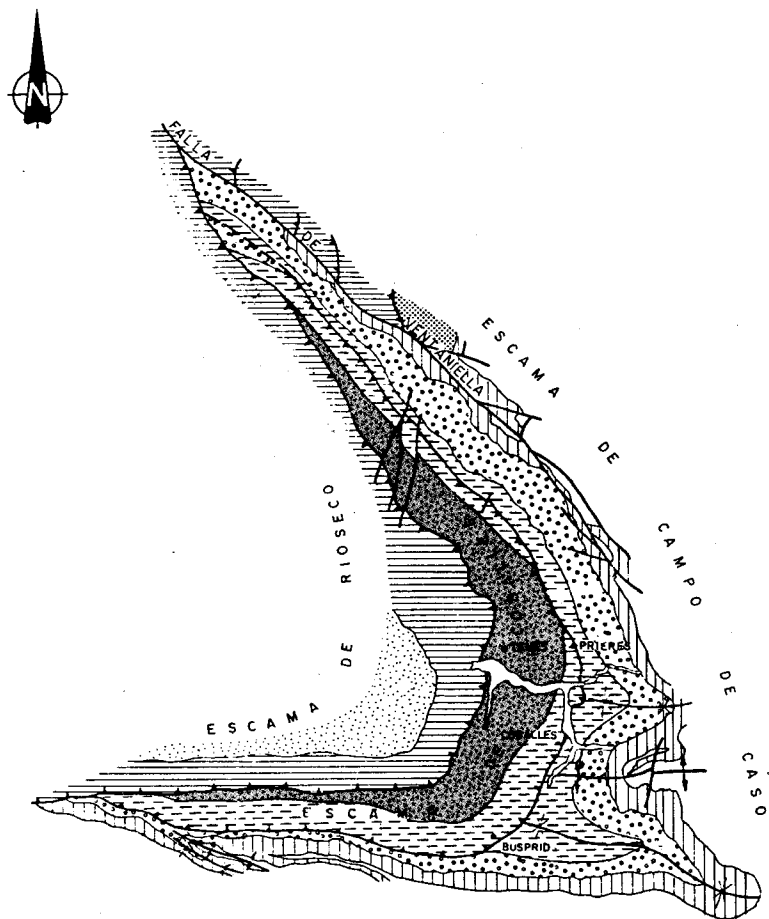
El registro sedimentario posterior se reduce a los escasos afloramientos cretácicos del borde Norte de la hoja, cuya historia sedimentaria está ligada a la de toda la Depresión Mesoterciaria Asturiana. La disposición estructural de estos afloramientos, delimitados frecuentemente por fallas, que en muchos aprovechan accidentes hercínicos, revela una historia estructural compleja y una actividad tectónica continuada hasta el Terciario, bien conocida en las áreas mesozoico-terciarias situadas más al Norte. Fruto de esta actividad lo constituye el levantamiento de todo el área cantábrica durante el Mioceno y el rejuvenecimiento del relieve que ha permitido, especialmente durante el Cuaternario, la excavación de encajados valles y «cañones» por una red fluvial que, mayoritariamente, corta a las direcciones estructurales hercínicas.

7. GEOLOGIA ECONOMICA


7.1. MINERIA DE CARBON

Las labores más importantes de la Hoja se han realizado en la minería de carbón; estas labores mineras comenzaron a finales del siglo pasado y principios de éste, continuando de forma más o menos continua hasta la actualidad.

Dentro de este capítulo vamos a referirnos a tres «cuencas» diferentes: Cuenca de la Marea-Coballes, Cuenca de Beleño y Cuenca de Sellaño; las dos primeras contienen carbones de edad Westfaliense y la última tiene una edad Estefaniense.



LEYENDA

-  Paquete Tanos
-  Paquete Cobaltes
-  Paquete Prieres
-  Formación Fito
-  Formación Escalada
-  Formación Beleño
-  Formación Barcaliente
-  Precarbonífero

ⓐ

ESCALA APROXIMADA 1:100.000

Fig. 14. Situación de los «paquetes» mineros de la Formación Fito en el Manto de Caso.

7.1.1. Cuenca de La Marea-Coballes

Es con mucho la Cuenca más importante, en cuanto a extensión y volumen de carbón, la parte inferior del tramo productivo está limitado por la Caliza de la Escalada (el techo nunca es visible, ya que aparece cobijada por la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central). En esta cuenca, vamos a considerar dos sectores, separados por la Falla de Ventaniella:

- Sector del Coballes-Tanes
- Sector de La Marea

7.1.1.1. Sector Coballes-Tanes

Se trata sin duda del sector que presenta mayores posibilidades tanto por el número de capas de carbón existentes como por la extensión lateral de éstas, que por el paquete inferior alcanza del orden de 20 Kms.

Dentro de este área ha existido actividad minera desde principios de siglo, siempre en pequeñas explotaciones en minería de montaña. Se puede diferenciar dos paquetes mineros: uno inferior o Prieres y otro superior o Tanes (TRELL et al. 1984), existiendo un tercer paquete, Coballes, sin interés minero (Fig. 14).

El paquete Prieres comprende una serie de unos 350 m. en los que se localizan un total de siete pasos carbonosos de los que cinco de ellos han sido tradicionalmente objeto de explotación en diversos puntos (Puente Piedra, Río Alba, La Guariza, Las Cubras, etc.).

Los cuatro primeros pasos se conocen tradicionalmente como Capas Entrecalizas ya que se encuentran intercalados en una serie muy calcárea. En un tramo de 175 m. se disponen de la siguiente forma:

Capa 1a.—Situada a unos 10 m. por encima de la Caliza de la Escalada con un espesor de 0,25 m., aunque su capa llega hasta 1,50 m. Fue explotada en la mina Ana María y posteriormente abandonada.

Capa 2a.—Unos 80 m. por encima de la anterior con una potencia media de 1 m. Ha sido explotada en la mina Ana María en una corrida de 800 m.

1º Carbonero.—Unos 15 m. por encima de la Capa 2a. con una superficie de 0,15 m.

Capa 3a.—65 m. por encima del Carbonero con una potencia que varía de 0,80 a 1 m. Ha sido explotada en la mina de Las Llanas, cerca de Campo de Caso.

Por encima de este tramo se encuentra un nivel estéril de unos 100 m. sobre el que se apoya otro productivo con tres pasos de carbón:

2º Carbonero.—En la base del tramo con un espesor de 0,15 m.

Capa Gemela.—40 m. por encima del 2º Carbonero con un espesor que varía entre 0,50 - 0,60 m.

Capa Guariza.—Otros 40 m. por encima de la Gemela con 0,70 m. de potencia. Estas capas se explotan actualmente en la mina del Buentiempo en las proximidades de Prieres.

El paquete Tanes presenta un espesor de unos 1000 m. en el que se sitúan tres niveles productivos, cada uno de los cuales contiene dos pasos de carbón, que actualmente o en algún momento han sido objeto de explotación; de muro a techo los tramos son Hermosinda, Nalón y Beti, situándose sobre ellos las minas de Abantro, Río Nalón y Beti 2.^a respectivamente, que en este momento se encuentran en funcionamiento.

Las potencias de las capas oscilan entre 0,50 y 1,20 m. siendo comunes los fenómenos del arrosamiento de manera que en ocasiones se encuentran anchurones de 2 y 3 m. y tramos de esterilidad, estos fenómenos son de origen tectónico que provocan la migración del carbón.

7.1.1.2. *Sector de La Marea*

No existen desde el año 1959 labores en funcionamiento y no se han podido diferenciar más niveles o capas, debido a las condiciones de afloramiento. En las proximidades de La Marea se localizan dos pasos de carbón con potencias próximas a 1 m. que se corresponden con las capas 2a. y 3a. de Entrecalizas del paquete Prieres en el Sector de Coballes-Tanes. Es posible que en este sector, como ya se ha dicho, existen más pasos carboníferos, ya que en la prolongación de este sector en la zona de Sebares (Hoja de Villaviciosa) y a unos 400 m. por encima de la Caliza de La Escalada, aparecen 5 pasos carbonosos explotables.

Durante la realización de la 1a. fase del estudio de esta cuenca, que se ejecutó paralelamente a la confección de esta Hoja por parte de ENADIMSA, en convenio con el IGME (TRELL, et al.), se han recogido un total de 11 muestras de carbón, la mayor parte en los frentes de explotación que han arrojado los siguientes datos expuestos en el Cuadro I.

7.1.2. **Cuenca de Beleño**

La actividad minera de carbón en esta zona es mucho menos importante que en el caso anterior, ya que las condiciones sedimentarias (más marinas) han dado lugar a escasos pasos de carbón de pequeño espesor y poca continuidad lateral. Todos los pasos de carbón se encuentran dentro de la Formación Fito y han sido explotados a nivel de reconocimiento, solamente en los permisos mineros Benito y Berta, en las proximidades del Torno de Pandemules y la Trapa.

CAPA	Humedad %	Cenizas %	Volátiles %	C. Fijo	S.	P.C.S.
1a. Caliza	5,15	36,58	36,21	27,21	0,83	3.168
2a. Caliza	0,62	22,29	20,15	57,56	3,20	6.580
3a. Caliza	5,55	38,09	24,93	36,98	0,28	3.120
Gemela	0,34	22,96	24,10	52,94	2,37	5.638
Guariza	0,38	10,90	22,94	66,16	2,19	6.656
Hermosinda	8,69	16,01	31,01	52,98	0,72	6.615
Abantro	1,55	73,98	14,35	11,67	0,03	1.043
Nalón 1	0,43	11,84	17,99	70,17	1,80	6.719
Nalón 2	0,20	6,55	16,75	76,70	2,48	7.019
Beti	0,60	30,26	17,75	51,99	0,84	5.037
Angelita	0,66	13,79	29,75	56,46	4,28	6.296

7.1.2.1. *Sector de Pandemules*

En este sector se han reconocido dos pasadas carbonosas con una potencia muy variable que oscila desde 0,35 m. para la situada más al W. y 0,45 a 0,60 m. para la situada al NW. La corrida reconocida es del orden de 250 m., existiendo la posibilidad de que sea mayor si ambos afloramientos corresponden a la misma capa. Sobre esta capa se han realizado labores muy pobres cuyos únicos registros actuales son una galería de unos 20 m. sobre capa, una serie de catas superficiales y un pequeño cargadero y escombrera situado en la base del Torno de Pandemules.

7.1.2.2. *Sector de La Trapa*

En esta zona se reconocieron dos pasos de carbón sobre los niveles más altos de la Formación Fito aparentemente en niveles estratigráficos correlacionables.

El paso de carbón reconocido en esta zona corresponde a una capa de 0,50 m. de potencia con una corrida aparente de 200 m. Se han realizado labores extractivas en el paso situado más al N en la misma época que los situados en Pandemules.

Existen además de estos sectores, otras áreas que presentan pequeñas pasadas de carbón muy poco importantes, así podemos citar áreas tales como la Foz de la Escalada y La Magrera.

7.1.3. **Cuenca de Sellaño**

La historia minera de esta cuenca, por lo que respecta a la presente Hoja, se ciñe al área estefaniense de Fontecha, donde se iniciaron los trabajos de extracción hacia el año 1.920, llegándose con diversas interrupciones hasta el año 1950, en que se pararon definitivamente. Hoy en día, estas labores están prácticamente irreconocibles, quedando únicamente algunas escombreras y pequeñas labores de reconocimiento superficial más modernas; una de estas escombreras, quizá el punto de carga, aún se reconoce en la carretera de Sellaño a Sebares, en una curva muy pronunciada que existe antes de la Collada de Moandi.

Los pasos de carbón corresponden a 4 capas, la primera de las cuales presentan un espesor de 0,50 m., a unos 5 m. por encima presenta una segunda capa «carbonero» de unos 0,75 m. que en ocasiones llegaba a unirse con la anterior; la corrida de esta capa es de aproximadamente 300 m.

Los otros dos pasos se sitúan como el anterior en el flanco E. con una corrida próxima a los 250 m. aunque una de ellas pudiera llegar a los 500 m. El espesor medio de estas dos capas varía entre 0,30 a 0,40 m.

En las proximidades de la Collada de Moandi se han reconocido otra capa de carbón con una corrida de unos 100 m. y un espesor de 0,25 m.

Todas estas capas han sido explotadas en pequeñas minas de montaña, de las que las más importantes pertenecen a la concesión de Fontecha, en la que existen dos galerías de unos 250 m. y 100 m. respectivamente totalmente hundidas.

7.2. MINERIA METALICA

Dentro del área cartografiada se encuentran diversas explotaciones de minería metálica, hoy en día inactivas. Los minerales que han sido explotados aparecen generalmente ligados con fracturas o cuerpos ígneos intrusivos.

7.2.1. Yacimientos ligados a fracturas

Se encuentran en las proximidades de los cabalgamientos, fallas inversas o fallas de desgarre (Ventaniella, etc.). Los más importantes son de Cu, Fe y Hg.

Yacimiento de Cu.

Existen yacimientos de Cu, actualmente inactivos en Rioseco (LLOPIS, 1957) y Llerandi. En Rioseco están constituidos fundamentalmente por cobres grises (tetraedrita, energita), calcopirita y bornita, mientras que en Llerandi aparecen carbonatos de cobre (Malaquita y azurita) y calcopirita con calcita.

La geometría de estas mineralizaciones es muy irregular, presentándose como bolsadas de tamaño variable, generalmente de relleno kárstico, junto con pequeños rellenos de fisuras en forma de filoncillos.

Las labores corresponden a pequeñas minas o grandes zanjones que comunican con la zona karstificada.

Estos yacimientos aparecen siempre asociados a la Caliza de Montaña.

Yacimientos de Fe.

Existen numerosos indicios de Fe en la margen derecha del río Ponga y en las proximidades del Valle Moro, asociados a las fallas inversas que limitan la Ventana Tectónica del río Color. Estos indicios son de pequeña entidad y sólo han sido reconocidos mediante pequeñas labores.

Yacimientos de Hg.

Se conocen varios indicios de cinabrio en la Ventana del río Color, en relación con las fallas inversas. El cinabrio se encuentra encajado en la sucesión carbonífera hacia el techo de la caliza gris, constituyendo rellenos de planos de estratificación y fracturas por encima del nivel de despegue que ha sido

removilizado. Estos indicios han sido descritos por vez primera por JULIVERT et al. (1970).

Además de la actividad minera se explotan en la actualidad o se han explotado varias canteras situadas preferentemente en la Caliza de Montaña y alguna en la Caliza de la Escalada, sobre todo como áridos para carreteras. También aparecen explotaciones de este tipo en la Cuarcita Armociana (Espinaredo, Sellaño...) y de arena para la construcción en el Cretácico Superior en los alrededores del Infiesto.

7.2.2. Yacimientos ligados a cuerpos ígneos intrusivos

Este tipo de yacimientos se encuentran concentrados en la esquina noroccidental de la Hoja en las proximidades de Infiesto y según los datos obtenidos por GARCIA IGLESIAS, et al. (1979), las mineralizaciones están asociadas a «Exoskarns», encontrándose irregularmente repartidas en las aureolas de contacto y preferentemente en relación con las rocas de tipo gabroide.

En la zona de El Pipotón, la mineralización está asociada a cuarzogabros y cuarzomonzogabrodioritas en el contacto con la caliza marmorizada y en la zona de Wollastonita. La paragénesis, de alta T., está constituida por mispiquel, pirita, cubanita, calcopirita y cobres grises. Los componentes no metálicos ligados a la fase hidrotermal son cuarzo y carbonatos, y los tardíos de alteración supergénica son minerales de Cu y Fe. Se encuentran también bismuto nativo en relación con cuarzo y asociado en ocasiones con bismutinita. En relación con los silicatos se encuentran minerales de Ti.

La sucesión que puede establecerse sería: mispiquel-cuarzo-pirita-minerales de Cu-carbonatos-minerales de oxidación supergénica.

La paragénesis descrita ocupa fracturas y espacios intercristalinos con frecuente sustitución de los silicatos.

La zona de «El Carazal» parece ser la más importante en cuanto a mineralizaciones y la paragénesis es más variada que en El Pipotón y Los Espinadales. Existe mayor cantidad de minerales de Cu, Pb y Zn, algo de magnetita y mayor presencia de Bi. Destaca también la existencia de indicios de Au, ligado a mispiquel y cuarzo, y Ag asociada a los minerales de Pb. La sucesión establecida es: mispiquel-cuarzo-Bi-Bismutina-pirita-cubanita-cobres grises - calcopirita - blenda - galena - boulangerita - calcocita - covellita - algo de marcasita pseudomórfica de pirita zonada - carbonatos y minerales de alteración supergénica.

De los minerales de Ti, la ilmenita y esfena son más escasos que en El Pipotón, pero en cambio se encuentran anatasa y rutilo, que parecen derivar de los anteriores.

La zona de Los Espinadales es la que presenta una paragénesis más pobre.

La sucesión es: mispiquel-pirita (muy escasa) - cubanita (abundante) - calcopirita (escasa). Existen también minerales de Ti (ilmenita, esfena, anatasa). El dominio de cubanita sobre la calcopirita indicaría quizás, temperaturas de formación más altas.

Las mineralizaciones se encuentran tanto en el encajante como dentro de las rocas ígneas y estos autores ponen de manifiesto un posible enriquecimiento en profundidad, en especial, dentro de niveles carbonatados. De los metales, el Cu sería el de mayor interés y el Zn y Pb tendrían una importancia secundaria. Se hallan presentes también Ag, algún indicio de Au nativo, Bi nativo y bismutinita. A partir del estudio de inclusiones fluidas en las calcitas, el Bi-Te y la asociación cubanita-calcopirita, se indican condiciones genéticas de temperatura por encima de 300 °C, para las fases iniciales y hasta 150 °C para las fases finales de calcita. En la década de los cuarenta, se explotaron a pequeña escala, unas minas de mispiquel y de pirita en El Carazal (Hoja de Villaviciosa) para beneficiar arsénico, y posteriormente han existido otras labores de reconocimiento en varios puntos de la zona.

7.3. HIDROGEOLOGIA

Según datos de la Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Norte, IGME (1984), la Hoja de Rioseco se enmarca dentro de la Unidad Hidrogeológica del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central. Esta unidad está formada por una serie de bandas de calizas: Montaña, Masiva y Escalada, con una permeabilidad media-alta. La pluviometría media anual varía entre 1.200-1.500 mm. (Período 1969/78) siendo la lluvia útil media anual de 500-900 mm. para el mismo período; esto nos lleva a unos recursos que se han estimado en 220 hm³/año y unas reservas en torno a los 120 hm³ para una potencia de 100 m. de acuífero saturado con una porosidad del 1%.

De todos modos en esta zona debido a la alta pluviometría y a la gran superficie que ocupan materiales con muy baja permeabilidad, existe una escorrentía superficial muy importante, siendo el drenaje principal de la zona, el río Nalón, que recibe aguas de la mitad SO de la Hoja, mientras que el sector NE vierte aguas al río Piloña y Ponga, afluentes del Sella.

En el río Nalón existen dos presas Rioseco y Tanés, que se aprovechan para producir energía hidroeléctrica y como abastecimiento de agua a la Zona Central de Asturias, estando la mayor parte del acuífero autóctono infrautilizado, existiendo algunas captaciones que solucionan pequeños abastecimientos locales.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. (1914) «Bosquejo Estratigráfico (Corte horizontal) de la zona ferrífera central de Asturias».
- ADARO, L. de, y JUNQUERA, G. (1916). «Criaderos de hierro de España. T. II. Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. Min. España*. p. 673.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A.; BREIMER, A.; KRANS, TH. F., y SJERP, N. (1963). «A new stratigraphic interpretation of paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (province of León, Spain)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. pp. 131-138.
- ARAMBURU, C., y GARCIA RAMOS. (1984). «Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain». *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Marseille*. Resúmenes, pp. 30-31.
- ARIAS, D. (1974). «Los enclaves del stock gabrodiorítico de Porcia (Asturias)». *Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo*. (Inédito.)
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH. (1975). «Les Decrochements tardihercyniens du sud-ouest de L'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation». *Tectonophysics*. Nº 25, pp. 139-171.
- BAHAMONDE, J. R. (1985). «Estratigrafía y sedimentología de la formación Beleño de la Hoja núm. 54 (Rioseco). Mapa Geológico Nacional». *Fondo Doc. Inst. Geol. Min. España*.
- BARROIS, CH. (1880). «Sobre las kersantitas recientes en Asturias». *Crónica Científica, Barcelona*.
- BARROIS, CH. (1878). «Memoire sur le Terrain Cretace du bassin d'Oviedo». *Anal. Soc. Geol. Nord. Paris*. T. IV, p. 379.
- BARROIS, CH. (1882). «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord. Lille*. T. 2. nº 1, p. 630.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A. (1984) «Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España)». *Bol. Geol. Min. España*. Vol. XCV-VI, pp. 517-537.
- BOSCH, W. J. van den. (1969). «Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian mountains (NW Spain)». *Leidse. Geol. Meded.* Vol. 44, pp. 137-225.
- BOYER, S. E.; ELLIOT, D. (1982). «Thrust systems». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* Vol. 66, Nº 9, pp. 1.196-1.230.
- BROUWER, A.; GINKEL, A. van. (1964) «La sucesion carbonifera dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques». *C. R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Paris*. Vol. 1, pp. 307-319.
- BUTLER, R. W. H. (1982). «Hangingwall strain: a function of duplex shape and footwall topography». *Tectonophysics*. Vol. 885-246, pp. 235-246.
- CAPDEVILA, R. (1969). «Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)». *These Doct. Univ. Montpellier, C.N.R.S.A.O.* Nº 2.949, p. 430.

- CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970). «Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. Min. España*. Vol. LXXXI-II-III, pp. 215-225.
- COLMENERO NAVARRO, J. R. (1976) «Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León)». *Tesis Doctoral, Univ. Oviedo* (Inédito).
- COLMENERO NAVARRO, J. R.; BAHAMONDE RIONDA, J. R. (1986). «Análisis estatigráfico y sedimentológico de la cuenca estefaniense de Sebarba (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Nº 16, pp. 103-119.
- COMTE, P. (1937). «La serie cambrienne et silurienne du Leon (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. París*. Nº 204, pp. 604-606.
- COMTE, P. (1958). «Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Nº 60, pp. 1-114.
- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALAN, G.; MONTERO, P.; RODRIGUEZ PEVIDA, T. S.; SUAREZ, O, y VILLA, L. (en prensa). «Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España)». *Publ. IX Reun. Geol. Oeste Peninsular. Oporto*.
- COWARD, M. P. (1980). «The Caledonian thrust and shear zones of Nw Scotland». *J. Struct. Geol.* Nº 2. pp. 11-17.
- COWARD, M. P. (1983). «Thrust tectonics, thin skinned of thik skinned, and the continuation of thrust to deep in the crust». *J. Struct. Geol.* Nº 5 (2), pp. 113-123.
- CRAMER-DIEZ, F. H.; JULIVERT, M.; DIEZ, M. C. (1972). «Llandeilan chitiono-zoans from Rioseco, Asturias, Spain, Preliminary Note». *Brev. Geol. Asturica*. Nº 2, pp. 23-25.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1970). «Structural geology in the eastern margin of the canadian rocky mountains». *Bull. Can. Petrol. Geol.* Nº 18, pp. 332-406.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969). «Balanced cross sections». *Canad Jour. Earth Sci.* Nº 6, pp. 727-735.
- DEBON, F., y LE FORT, P. (1982). «A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations». *Trans. R. Soc. Edimburg: Earth Sc.* Nº 73, pp. 135-149.
- DELEPINE, G. (1928). «Sur l'Age des gres du Naranco (Asturies)». *C.R. Acad. Sci. Paris*. Nº 66 (3), pp. 1-122.
- DENNIS, J. G.; PRICE, R. A.; SALES, K. K.; HATCHER, R.; BALLY, A. W.; PERRY, H. P.; LAUBSCHER, R. E.; WILLIAMS, R. E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D. K.; HUTTON, D. W., y EMMETT, T. (1981). «What is a Thrust? What is a Nappe?» *In Thrust and Nappe Tectonics (Mc Clay and Price Eds.) Spec. Publ. Geol. Soc. London*. Nº 9, pp. 7-9.
- EICHMULLER, K. (1986). «Some Upper Carboniferous (Namurian Westphalian) lithostratigraphic units in Northern Spain. Results and implications of

- an environmental interpretation». *Bol. Geol. Min.* T. XCVII-V, pp. 590-609.
- ELLIOT, D., y JHONSON, M. R. W. (1980). «Structural evolution in the northern part of Moine Thrust belt, NW Scotland». *Trans. Royal. Soc. Earth Sci. Edimburg.* Nº 71, pp. 69-96.
- EVERS, H. J. (1967). «Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma Rivers. Cantabrian Mountains, NW Spain». *Leidse Geol. Meded.* Nº 41, pp. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844). «Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia». *Bol. Of. Min.* Nº 14, pp. 160-163.
- GARCIA ALCALDE, J. L. (1973). «Braquiópodos devónicos de la Cordillera Cantábrica (orden strophomenida)». *Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.* (Inédito).
- GARCIA FUENTES, S. (1959). «Mapa Geológico Nacional de España, E. 1:50.000 (1a. serie) (La plaza de Teverga) Asturias». *Inst. Geol. Min. España.* Nº 305 H, p. 68.
- GARCIA IGLESIAS, J.; GUTIERREZ CLAVEROL, M.; ORUETA, J.; SUAREZ, O. (1979). «Mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto del complejo ígneo de Infiesto (Zona oriental de Asturias, España)». *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cien. Oporto.* Vol. CXI, pp. 155-181.
- GARCIA LOYGORRI, A.; ORTUNO, G.; CARIDE de LINAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, C.; FEYS, R. (1971). «El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana». *Trab. Geol. Univ. Oviedo.* Nº 3, pp. 101-150.
- GARCIA RAMOS, J. C.; COLMENERO, J. R. (1981). «Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Devónico en la Cordillera Cantábrica». *R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat. PICG.* Nº 2, pp. 61-76.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, P., y PIGNATELLI, R. (1973). «Memoria y Hoja Geológica E. 1:50.000, 2 serie (Magna), nº 30 (Villaviciosa)». *Inst. Geol. Min. España.*
- GIETELINK, G. (1973). «Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high "destructive delta" complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian, Mountains, NW Spain)». *Leidse Geol. Meded.* Nº 49, pp. 125-144.
- GINKEL, A. C. VAN. (1965). «Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.* Nº 34, pp. 1-225.
- GOMEZ DE LLARENA, J.; RODRIGUEZ ARANGO. (1948). «Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León)». *Bol. Inst. Geol. Min. España.* Nº 61, pp. 72-206.
- GONZALEZ LASTRA, J. (1978). «Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo.* Vol. 10, pp. 249-266.
- GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; REITLINGER, E. A., y MARTINEZ-DIAZ, C. (1985). «The Bashkirian-Moscovian Boundary Problem in the Asturian (Northwest Spain)». *C.R. X Congr. Inter. Strat. Geol. Carb. Madrid.* Vol. 1 pp. 27-34.

- GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1973). «Sinopsis estratigráfica del Cretácico de Asturias». *Bol. Inst. Est. Asturianos*. (Supl. Cienc.) Vol. 18, p. 118.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., y RODRIGUEZ, L. (1987). «Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España)». *Cuad. Lab. Geol. Laxe. O Castro, Sada*. Vol. 11, pp. 209-220.
- HEREDIA, N. (1984). «La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 14, pp. 65-78.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942). «El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Vol. 2 (1-2), p. 848.
- HOSSACK, J. R. (1979). «The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review». *J. Geol. Soc. London*. Vol. 136, pp. 705-711.
- HUBBERT, M. M.; RUBEY, W. W. (1979). «Role of fluid pressure in the mechanics of overthrust faulting». *Bull. Geol. Soc. Amm.* Nº 70, pp. 115-116.
- IGME. (1984). «Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Norte». *Serv. Publ. Min. Ind. Energ.*
- JAMEN, N. P. (1979). «Shallowing-Upward sequences in carbonates». In *Facies Models* (Walker, R. G. ed.). *Geoscience Canadá*. Pp. 109-120.
- JULIVERT, M. (1960). «Estudio geológico de la cuenca de Belelo. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica». *Bol. Inst. Geol. Min. de España*. Nº 71, pp. 1-346.
- JULIVERT, M. (1966). «Sur la presence du Cambrien a L'Est des Asturies (Chaîne cantabrique, Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris*. Nº 263, pp. 1.033-1.035.
- JULIVERT, M. (1967). «La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 1, pp. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967). «La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 1, pp. 59-76.
- JULIVERT, M. (1969). «Memoria explicativa de la hoja Nº 79 (Puebla de Lillo). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (1a. serie)». *Inst. Geol. Min. España*, pp. 1-22.
- JULIVERT, M. (1971). «L'évolution structurale de l'arc asturien. In: Histoire structurale de Golfe de Gascogne». *Publ. Ins. Fr. Petrole, Technip. Paris*. T. I, 1.2.1.-1.2.28.
- JULIVERT, M. (1971). «Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain». *Amer. Jour. Sci.* Nº 270, pp. 1-29.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1970). «Memoria y hoja Geológica a E. 1:50.000, 1a. serie, nº 54 (Rioseco)». *Inst. Geol. Min. España*.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1972). «La coupe du Cabo Pelas, une coupe reference pour L'ordovicien du Nord-Ouest de L'Espagne». *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* Vol. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M.; MARCOS A. (1973). «Superimposed folding under flexural

- conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, NW Spain)». *Am. Jour. Sci.* Nº 239, pp. 353-375.
- JULIVERT, M.; ARBOLEYA, M. L. (1984). «A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian chain, NW Spain)». *J. Struct. Geol.* Nº 6 (5), pp. 499-519.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ del POZO, J.; TRUYOLS, J. (1971). «Le reseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne». *Publ. Ins. Fr. Petrole, Technip, Paris.* T. 2, V.3.1-V.3.34.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A.; HENRY, J. L. (1968). «Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias». *Brev. Geol. Asturica.* Vol. XII, nº 4, pp. 1-4.
- KARRENBERG, H. (1934). «Die postvarische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)». *Beitr. Geol. West. Medit., Berlín* (Trad.: La evolución postvarisca de la Cordillera Cántabro-asturica. Madrid, 1946). *Publ. Extr. Geol.*, t. III, pp. 104-224.
- LA ROCHE, H. de. (1972). «Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l'étude des associations ignees ou sedimentaires et de leur derives metamorphiques». *Sci. de la Terre.* Nº 17, pp. 31-46.
- LEYVA, F., y GERVILLA, M. (1983). «El Carbonífero en la Cuenca Central Asturiana y zonas adyacentes». *X Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Madrid.* Excursion W.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTINEZ DIAZ, C.; BROUSMICHE, C. (1985). «Estratigrafía del carbonífero medio en la zona de Campo de Caso-Tanes (sector central de la Región de Mantos)». *C.R. X Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid.* Vol. 1, pp. 249-268.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTINEZ-DIAZ, C.; BROUSMICHE, C.; CANDILER, A. M., y GARCIA CORTES, A. (1985). «La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área de los Tornos-Villoria-Colladona (Sector Oriental de Cuenca Central)». *C.R. X Congr. Stra. Geol. Carb. Madrid.* Vol. 1, pp. 231-248.
- LOTZE, F. (1945). «Einige probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*», nº 6, 1-12. Berlín. (Traducido por J. M. Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica). *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. V, pp. 43-58.
- LOTZE, F. (1961). «Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit. Abh. math.-natur. K 1.* Vol. 6-8, p. 216.
- LLOPIS LLADO, N. (1957). «La costa cantábrica». *V. Congr. Intern. Inqua.* (guía Exc. Nº 2). Pp. 43-55.
- LLOPIS LLADO, N. (1957). «Sobre la estratigrafía del Devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo». *Brev. Geol. Asturica.* Vol. I, pp. 1-2, 5-8.
- MALLADA, L. (1895). «Explicación del Mapa Geológico de España. T. 1, Rocas

- hipogénicas y Sistema Estrato-Cristalino». *Mem. Com. Mapa Geol. España*. Nº 19, p. 558.
- MARCOS, A. (1967). «Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onis-Cabrales, Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 1, pp. 27-38.
- MARCOS, A. (1971). «Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO de la Península». *Brev. Geol. Asturica*. Vol. XV, nº 1, pp. 2-6.
- MARTIN LLANEZA, J. (1979). «Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias)». *Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo* (Inédita).
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1962). «Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias». *Inst. Est. Asturianos*. Vol. 1, p. 232.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965). «Nota sobre la extensión de la Caliza de Montaña en Asturias». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 77, pp. 203-206.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965). «Nota sobre el manchón Westfaliense de Pendueles (Llanes, Asturias)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 78, pp. 71-76.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965). «Sobre el carácter de las estructuras cabalgantes del Oriente de Asturias (Nota previa)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 78, pp. 235-239.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965). «Rasgos geológicos de la Zona Oriental de Asturias». *Inst. Est. Asturianos*, p. 132.
- MARTINEZ CHACON, M. L. (1979). «Braquiopodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida, Rhynchonellida)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Nº 96, p. 291.
- MARTINEZ CHACON, M. L.; MENENDEZ ALVAREZ, J. R.; SANCHEZ de POSADA, L. C.; TRUYOLS, J. (1985). «Aportaciones al conocimiento de la formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N de España) y su contenido paleontológico». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Nº 15, pp. 53-65.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1981). «El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (NW de España)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Nº 11, pp. 95-127.
- MARTINEZ GARCIA, E.; RODRIGUEZ ARANGO, R.; VILLA, E. (1985). «The unconformable marine Kasimovian strata of the Sellaño basin». *An. Fac. Cienc. Porto*. Nº 64, pp. 35-40.
- MENDEZ, C., y MENENDEZ, J. R. (1985). «Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N de España)». *C.R. X Congr. Stra. Geol. Carb. Madrid*. Vol. 1, pp. 71-82.
- MULAS SANCHEZ, J. (1963). «La apófisis mangerítica de Lozana (Asturias)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 69, pp. 79-130.
- OELE, E. (1964). «Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the Northern part of the province of Leon (Spain)». *Thesis Univ. Leiden*.

- ORUETA, J. J. (1977). «Mineralizaciones asociadas a las rocas eruptivas del SE de Infiesto (Oviedo)». *Proyecto fin de Carrera, E.T.S. Ingenieros de Minas de Oviedo*.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. (1984). «Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks». *J. Petrology*. Vol. 25 (4), pp. 956-983.
- PELLO J. (1967). «Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de Espala)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 1, pp. 27-38.
- PELLO, J. (1969). «Sobre la existencia del Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-carbonífero al O. de Oviedo». *Brev. Geol. Asturica*. Alo XII, nº 3, pp. 11-16.
- PELLO, J. (1972). «Estudio Geológico de la Región Central de Asturias». *Tesis Doctoral, Univ. Oviedo* (Inédita).
- PELLO, J.; PHILIPPOT, A. (1967). «Sur la presence du Llanvirn au Puerto Sueve (Zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne)». *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. Vol. 4, pp. 156-157.
- POLL, K. (1963). «Zur Stratigraphie des Altpalaeozoikums von Belmonte (Asturien, Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* Nº 117, pp. 235-250.
- PRICE, R. A. (1981). «The Cordilleran foreland thrust and fold belt in southern Canadian Rocky Mountains». *In Thrust and Nappe Tectonics (Mc Clay and Price Eds.)*. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*. Pp. 427-448.
- PRICE, R. A.; MOUNTJOY, E. W. (1970). «Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabaska Rivers. A progress report (Wheeler, J.D. Ed.)». *In Structure of the Canadian Cordillera*. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*. Vol. 6, pp. 7-25.
- QUIROGA, F. (1887). «Noticias Petrográficas». *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Nº 16, pp. 209-222.
- RADIG, F. (1962). «Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). Geol. Rundschau. (Trad.: Estratigrafía del Devoniano en Asturias)». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 72, pp. 105-127.
- RADIG, F. (1966). «Eine Oberdevon-Fauna aus dem östlichen Asturien (Spanien) und die Schichtlücke unter den Knollenkalken des Vise». *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* Nº 115, pp. 515-523.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969). «Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villavísiosa)». *Bol. Geol. Min.*, t. 80, nº 4, pp. 19-44.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969). «Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del norte de España». *Ediciones Cepsa, S. A. Madrid*, p. 68.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1972). «Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía,

- paleogeografía y micropaleontología cretácico asturiano (Zona de Oviedo-Infiesto-Villaviciosa-Gijón)». *Bol. Geol. Min.* Nº 83, pp. 122-162.
- RAMSAY, J. G. (1967). «Folding and fracturing of rocks». *McGraw-Hill, New York*, p. 568.
- RICH, J. L. (1934). «Mechanics of low angle overthrusting faultings as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee». *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.* Nº 18, pp. 1.584-1.596.
- RIEMER, W. (1963). «Entwicklung des Palaeozoikums in der Sldlichen Provinz Lugo (Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* Nº 117, pp. 273-285.
- RINCON, R. (1973). «Estratigrafía del Cretácico en Asturias». *Tesis Doctoral Univ. Oviedo* (inédita).
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; GARCIA-ALCALDE, J. L.; MENENDEZ ALVAREZ, J. R. (1985). «Las series del Devónico Superior-Carbonífero inferior y la evolución estructural del sinclinal de Alba (León, NO de España)». *C.R. X Cong. Inst. Strat. Geol. Carb., España*. Vol. 1, pp. 133-144.
- SANCHEZ de la TORRE, L. (1982). «Asturias-León». *El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid*, pp. 25-47.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J. A.; GONZALEZ LASTRA, J. A. (1982). «Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la Región asturiana durante el Carbonífero». *R. Acad. Ci. Exac. Fis. Nat.*, vol. 2, pp. 77-90.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLEMNERO NAVARRO, J. R.; GONZALEZ LASTRA, J. A.; MARTIN LLANEZA, J. (1981). «Emplazamiento del delta progradantes y facies asociadas en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturiana)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Nº 11, pp. 191-201.
- SANCHEZ de la TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCIA RAMOS, J. C., GONZALEZ LASTRA, J. (1983). «Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica». *Carbonífero y Pérmico de España. Inst. Geol. Min. España*. Vol. XICC, pp. 133-150.
- SANCHEZ de la TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GONZALEZ LASTRA, J. A.; GARCIA RAMOS, J. C.; SALVADOR GONZALEZ, C. I., y MARTIN LLANEZA, J. (1985). «Deltaic environments in Asturian Westphalian, Spain». *C.R. IX Int. Congr. Carb. Strat. Geol. Urbana*. Vol. 3, pp. 449-507.
- SCHULZ, G. (1858). «Descripción geológica de la provincia de Oviedo». *Graf. Reunidas. Madrid*, p. 138.
- SDZUY, K. (1968). «Bioestratigrafía de la Griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trab. de Geología, Univ. de Oviedo*. Vol. 2, pp. 45-58.
- SITTER, L. U. de (1959). «The Rio Esla nappe in the zone of Leon of the asturian

- cantabric Mountain chain». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. Nº 56, pp. 3-24.
- 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.* Nº 26, pp. 255-264.
- SJERP, N. (1967). «The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.* Nº 39, pp. 55-128.
- SPRY, A. (1969). «Metamorphic textures». *Pergamon Press*. p. 350.
- STRECKEINSEN, A. L. (1967). «Classification and Nomenclature of Igneous rocks». *N. Sb. Miner. Abh.* Nº 107, 2-3, pp. 144-240.
- SUAREZ, O. (1970). «Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (NO de España)». *Tesis Doctoral Univ. de Salamanca*, p. 284.
- SUAREZ, O., y MARCOS, A. (1967). «Sobre las rocas ígneas de la región de Infiesto (Zona Oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*. Pp. 165-173.
- SUAREZ, O., y CORRETGE, L. G. (1987). «Plutonismo y metamorfismo en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa», pp. 13-25. In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. *Ed. Rueda*, p. 542.
- THOMPSON, R. I. (1979). «A structural interpretation across part of the Rocky Mountains, British Columbia, Canada». *Can. Jour. Earth. Sci.* Vol. 16, pp. 1.228-1.241.
- THOMPSON, R. I. (1981). «The Nature and significance of large "blind thrust" within the northern Rocky Mountains of Canada». In *Thrust and Nappe Tectonics*. (Mc. Clay and Price Eds.). *Sp. Publ. Geol. Soc. London*. Vol. 9, pp. 449-462.
- TRELL, A.; MUÑOZ, J. L.; LEYVA, F.; VILLANUEVA, M. L.; HEREDIA, N.; VILLA, E., y HORVATH, V. (1984). «Estudio Geológico-Minero de la Cuenca Carbonífera de la Marea-Coballes (2a. Fase). Sectores de Infiesto-Sevares y Coballes Tanes». *Fondo Documental del IGME* (inédito), pp. 1-127.
- TRUYOLS, J. (1983). «El carbonífero inferior y medio de la región del Ponga». In: *Carbonífero y Pérmico de España*. *Inst. Geol. Min. España*. Pp. 82-94.
- TRUYOLS, J., y SANCHEZ DE POSADA, L. C. (1982). «Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero Pre-Estefaniense de la Cordillera Cantábrica (España)». *Conf. Progr. Int. Correl. Geol. R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat.* Vol. 2, pp. 31-60.
- TRUYOLS, M.; MARTINEZ CHACON, M. L., y SANCHEZ DE POSADA, L. C. (1980). «Edad de las capas con Esfinctozoos citadas por Barrois en la región del Río Ponga (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica, N. de España)». *Brev. Geol. Asturica*. Vol. XXIV, pp. 3-4, 29-32.
- VERA DE LA PUENTE, C.; MARTIN LLANEZA, J.; COLMENERO NAVARRO, J. R. (1984). «Estudio sedimentológico de algunos bancos carbonatados presen-

- tes en la serie Moscoviense de Coballes-Tanes (Región de Mantos, Zona Cantábrica)». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Nº 14, pp. 45-52.
- VILAS, L. (1971). «El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los tóos Porma y Bernesga (León)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*. Nº 80, p. 169.
- VILLA, E. (1981). «Datos sobre el contenido en fusulinidos de las formaciones Escalada y Fito de la cuenca de Beleño (Asturias, NW España)». *Brev. Geol. Asturica*, vol. XXV (1-2), pp. 9-12.
- VILLA, E. (1985). «Foraminíferos de la región oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N de España)». *C.R. X Congr. Int. Est. Geol. Carb.* Vol. I, pp. 327-333.
- VILLA, E.; HEREDIA, N. (1988). «Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*. T. XCIX, pp. 757-769.
- 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*. Vol. LXXIV, pp. 163-331.
- WAGNER, R. H. (1966). «Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW. Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. LXVI, p. 169.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F.; RIDING, C. E. (1971). «Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 4, pp. 603-663.
- WINKLER, H. (1965). «Petrogenesis of Metamorphic rocks». *Springer Verlag. Berlín*, p. 320.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968). «Carboniferous productidina and chonetidina of the cantabrian mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and paleoecology». *Leidse Geol. Meded.* Nº 43, pp. 41-155.
- ZAMARREÑO, I. (1972). «Las litofacías carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*. Vol. 5, p. 118.
- ZAMARREÑO, I.; JULIVERT, M. (1967). «Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas». *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. Vol. 1, pp. 135-163.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID