



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RIBADESELLA

Segunda serie. Primera edición 1986
Reimpresión 1996

31

La presente hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A. (ENADIMSA) con normas, dirección y supervisión del IGME. Han intervenido los siguientes autores:

- Cartografía: D. Navarro (ENADIMSA).
- Memoria: D. Navarro y F. Leyva (ENADIMSA).
- Estratigrafía y Sedimentología: F. Leyva (ENADIMSA).
- Paleontología: E. Villa (Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo) y L. Granados (ENADISMA).

Han colaborado en temas monográficos:

- J. C. García-Ramos, M. Valenzuela y C. Suárez de Centi (Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo) en el estudio de la estratigrafía y sedimentología del Jurásico.
- J. Truyols, L. C. Sánchez de la Posada; M. L. Martínez-Chacón y J. R. Menéndez-Alvarez (Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo) en el estudio paleontológico y bioestratigráfico del Carbonífero.
- J. P. Laveine; S. Loboziak, y A. M. Candilier (Universidad de Lille) en el estudio de flora del Carbonífero.
- C. Aramburu (Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo) en el estudio de la estratigrafía y sedimentología del Cambro-Ordovícico.
- J. Matas (ENADIMSA) en Cartografía.

Dirección y supervisión del IGME:

- L. R. Rodríguez Fernández.

© Instituto Tecnológico Geominero de España
 Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
 ISBN: 84-7840-268-3
 Depósito Legal: M-45839-1996
 NIPO: 241-96-018-3
 Primera Edición 1986
 Reimpresión 1996

Imprime: Gráficas Chile, S.A.L.
 C/. Chile, 27 - 28016 MADRID



INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. Cámbrico-Ordovícico	12
1.1.1. Formación Láncara	12
1.1.2. Formación Oville	15
1.1.3. Formación Barrios	18
1.1.4. Pizarras del Suevo	20
1.2. Devónico	20
1.3. Carbonífero	22
1.3.1. Carbonífero inferior	24
1.3.1.1. Formación Vegamián	25
1.3.1.2. Caliza «Griote» (Formación Alba)	26
1.3.2. Carbonífero superior pre-Estefaniense	28
1.3.2.1. Caliza de Montaña (Facies Barcaliente)	29
1.3.2.2. Carbonífero Westfaliense (Formación Picos de Europa + Formación Valdeteja). Escama de Cangas de Onís	34
1.3.2.3. Carbonífero Westfaliense (Formación Ricacabiello + Formación Beleño). Escama de Meré-Peruyes	38
1.3.2.4. Carbonífero Westfaliense (Formaciones Valdeteja + Picos de Europa y Beleño. Escama de Mofrecho)	42
1.3.2.5. Carbonífero Westfaliense (Formaciones Beleño, Escalada y Picos de Europa. Escama de Ribadesella)	46

	<i>Pág.</i>
1.3.2.6. Carbonífero Westfaliense (Formación Valdeteja + Picos de Europa-escama de El Carmen-Collera)	54
1.3.3. Carbonífero superior: Estefaniense	56
1.4. Triásico	59
1.5. Jurásico	59
1.5.1. Estudio e interpretación de las diferentes unidades sedimentarias	61
1.5.2. Formación Gijón	61
1.5.3. Formación Rodiles	62
1.5.4. Formación Vega	64
1.5.5. Formación Tereñes	68
1.5.6. Formación Lastres	69
1.6. Cretácico	71
1.7. Terciario	74
1.8. Cuaternario	75
1.8.1. Depósitos de rasas marinas	75
1.8.2. Terrazas fluviales	76
1.8.3. Derrubios de ladera	76
1.8.4. Rellenos de dolinas	76
1.8.5. Aluviones	76
1.8.6. Depósitos mareales	77
1.8.7. Playas	77
2. TECTONICA	77
2.1. Estructura general de la hoja	78
2.1.1. Cabalgamientos y pliegues	78
2.1.2. Fallas	82
3.2. Edad de las deformaciones	83
3. GEOMORFOLOGIA	84
3.1. Rasas	85
3.2. Estructuras cársticas	88
3.3. Terrazas fluviales	88
4. PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS	89
4.1. Lamprófidio	89
5. HISTORIA GEOLOGICA	89

	<i>Pág.</i>
6. GEOLOGIA ECONOMICA	94
6.1. Minería y canteras	94
6.1.1. Fluorita	94
6.1.2. Canteras	96
6.1.3. Otros	96
6.2. Hidrogeología	97
6.2.1. Manto del Ponga	97
6.2.2. Región de Picos	97
6.2.2.1. Sistema de la Sierra del Cuera	98
6.2.2.2. Sistema costero de Ribadesella	98
6.2.2.3. Depresión cretácica de Cangas de Onís	98
6.2.3. Otros acuíferos	99
7. BIBLIOGRAFIA	101

0. INTRODUCCION

La hoja de Ribadesella se encuentra situada en el oriente de Asturias, comprende el área que se extiende entre los meridianos de Arriondas al O y el de Posada de Llanes al E, el N queda definido por la línea costera entre Caravías y San Antolín y el S por la depresión cretácica del Río Güeña que corresponde aproximadamente al paralelo de Cangas de Onís. Incluye los concejos de Ribadesella, Caravías, Parres, Cangas de Onís y Llanes, el primero en su totalidad y los otros en parte; los núcleos de población más importantes son: Ribadesella, Arriondas, Cangas de Onís, Nueva y Posada de Llanes, existiendo por otra parte multitud de aldeas y caseríos repartidos por todo el área, como corresponde al hábitat disperso típico de la cornisa cantábrica. La actividad económica principal es la ganadería en todo el interior, la minería de fluorita en Caravías, y en Cangas de Onís y en la costa, sobre todo en Ribadesella, el turismo estival. Las principales vías de comunicación son: el F. C. de vía estrecha Asturias-Santander, las carreteras nacionales núms. 632 y 634, las comarcales núms. 637 y 6.312 y un sinnúmero de carreteras locales y pistas que conducen a los pueblos del área.

Geológicamente está situada en la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945), es decir, la parte más externa de la rama N del segmento ibérico de la Cordillera Hercínica, dividida a su vez por criterios paleogeográficos y tectónicos (JULIVERT 1967b, 1971a) en: Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Pisuerga-Carrión, Región del Manto del Ponga y Región de Picos de Europa. En la hoja de Ribadesella se encuentran representadas las dos últimas, caracterizadas ambas por

un desarrollo estratigráfico pre-Carbonífero común y un Carbonífero claramente diferenciable.

La parte correspondiente al Manto del Ponga está constituida por materiales cámbricos y ordovícicos (Formaciones Láncara, Oville y Barrios), sobre los que reposa directamente la serie carbonífera (y/o unas areniscas del Devónico superior), que consta de una sucesión de pizarras, areniscas y calizas, con dos niveles muy importantes de calizas conocidos habitualmente con el nombre de Caliza de Montaña y Caliza de la Escalada. La estructura es la típica de mantos de despegue plegados. El relieve se caracteriza por una serie de crestas formadas por cuarcitas o calizas y zonas suaves, excavadas en las pizarras. Los Picos de Europa, solamente representados en la escama de Ribadesella y en la Sierra del Cuera, se caracterizan por el absoluto predominio de los materiales carbonatados por lo que al Carbonífero se refiere. En el pre-Carbonífero existe una sucesión idéntica a la del Manto del Ponga, con la misma laguna estratigráfica entre el Arening y el Carbonífero. Tectónicamente las diferencias también son grandes, ya que las estructuras en «Picos» son el resultado de un comportamiento mucho más frágil (cabalgamientos y fracturas) frente a los esfuerzos, que las originadas en «Ponga», donde existe una componente plástica importante.

Todo lo expuesto anteriormente es en lo que al Paleozoico se refiere, además en la hoja están representados materiales jurásicos en la costa de Ribadesella y el Cretácico de la depresión tectónica de Oviedo-Cangas de Onís.

El conocimiento geológico del área se inició en tiempos bastante modernos. En efecto, los trabajos anteriores a los años sesenta dan sólo datos muy puntuales y las referencias que se encuentran en trabajos generales como son los de SCHULZ (1858) o de ADARO y JUNQUERA (1961) son muy escasos y las cartografías muy imprecisas. Durante este primer período los trabajos que hacen referencia al área del Manto del Ponga se centran principalmente en torno a tres polémicas. La primera de ellas fue sobre la edad de las cuarcitas que afloran bajo el Carbonífero. Sin entrar en detalles que se explican ya en otros trabajos (JULIVERT, 1960; SJERP, 1967), se indicará solamente que las opiniones se dividieron entre la edad ordovícica, defendida principalmente por ADARO y JUNQUERA (1916) y aceptada también por HERNANDEZ-SAMPELAYO (1928, 1936, 1942) y LLOPIS (1954); la edad carbonífera, defendida por HERNANDEZ PACHECO, E., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1935, 1936), y por LOTZE (1957), y la edad devónica que, partiendo de la atribución hecha por BARROIS (1882) de la Arenisca de Cue al Devónico, fue aceptada por MALLADA (1896), MENGAUD (1920), SAENZ GARCIA (1943) y SCHINDEWOLF y KÜLLMANN (1958). Una segunda polémica fue en torno a la supuesta presencia de mantos de corrimiento de edad

alpídica, postulada por MENGAUD (1920) y nunca aceptada por los autores españoles (ADARO y JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ PACHECO, E., y HERNANDEZ PACHECO, F., 1935), aunque sin presentar tampoco interpretación tectónica alternativa.

Finalmente, la tercera polémica fue en torno a la edad de los diferentes tramos del Carbonífero. Al respecto, fue BARROIS (1882) el primero en reconocer que la «Caliza Griotte» está siempre ligada a la Caliza de Montaña y no al Devónico, con lo que estableció su edad carbonífera. Posteriormente DELEPINE (1928) determinó la edad viseense de la «Caliza Griotte» y planteó la estratigrafía del Carbonífero en los términos actuales. No obstante, este autor (DELEPINE, 1943), al citar el hallazgo de Fusulinas en la Caliza de Montaña, considera que su techo se sitúa más alto que el techo del Namuriense, lo que planteaba el problema de si existen importantes cambios de facies entre una localidad y otra.

De los tres puntos problemáticos citados sólo el segundo encontró su solución dentro del período que se está considerando, al rectificar MENGAUD su interpretación en 1932 y con los estudios de KARRENGERG (1934), que establecen la estructura de la cobertura mesozoica y terciaria en Asturias. Así pues, durante este primer período se establecen las bases estratigráficas, al igual que para el resto de Asturias, pero no se aborda el estudio de las estructuras hercinianas ni se realiza ninguna cartografía del área. Desde el punto de vista estratigráfico es de señalar la obra de ADARO & JUNQUERA, que al interpretar correctamente la edad de la cuarcita ordovícica se dan cuenta de la importancia de la laguna estratigráfica pre-Carbonífera y establecen un principio de división paleogeográfica de la Zona Cantábrica.

A partir de los años sesenta es cuando empiezan a aparecer publicaciones que representan un verdadero progreso en el conocimiento de la Zona Cantábrica y que permiten llevar a cabo una interpretación tectónica de la misma. Así, la primera cartografía detallada de lo que más tarde se denominará Manto de Ponga, aunque sin abarcarlo completamente, es la de JULIVERT, de 1960. Más tarde, MARTINEZ ALVAREZ (1962) publicó la cartografía de lo que se llamaría después escama de Laviana y escama de Rioseco. Posteriormente, las publicaciones de SJERP (1967), MARTINEZ ALVAREZ (1965), JULIVERT (1967a, b), PELLO (1967) y MARCOS (1967) completaron la cartografía de la Región del Manto de Ponga. Con estos trabajos vieron su fin las polémicas iniciadas en el período anterior. Así, aunque en los años sesenta las cuarcitas eran aún consideradas por unos autores como ordovícicas (JULIVERT, 1960; MARTINEZ ALVAREZ, 1962) y por otros como devónicas (DE SITTER, 1962), el descubrimiento del Cámbrico por debajo de ellas (SJERP, 1967; JULIVERT, 1966a, 1967b; ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967) llevó al reconocimiento de su edad ordovícica, aunque sí es cierto que encima de las cuarcitas

ordovícicas y por debajo del Carbonífero pueden existir unas areniscas, en general de escaso espesor, de edad Devónico superior; estas areniscas están bien representadas en la hoja de Llanes. Por lo que al problema de la edad del techo de la Caliza de Montaña se refiere, el progreso de la cartografía permitió deslindar la Caliza de Montaña de la Caliza de la Escalada, y reconocer que los hallazgos de Fusulinas supuestamente en la Caliza de Montaña lo habían sido en la Caliza de la Escalada, situada estratigráficamente más alta (JULIVERT, 1967a). Otro progreso importante desde el punto de vista estratigráfico fue el reconocimiento de la extensión del Cámbrico en la Región del Manto del Ponga y la caracterización de sus facies y medios de depósito (ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967; ZAMARREÑO, 1972, 1975). El progreso de la cartografía permitió realizar ya interpretaciones en cuanto a la estructura, y así, en 1965, JULIVERT reconoció la existencia del Manto del Ponga, y algo más tarde (JULIVERT, 1967b) definió la extensión de lo que se denominó Región de Mantos o Región del Manto del Ponga, y se pudo dar una visión sintética de la estructura de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971a, JULIVERT & MARCOS, 1970).

Por lo que a los Picos de Europa se refiere, los estudios modernos empezaron bastante más tarde que en la Región del Manto del Ponga, pudiendo afirmarse que se inician con las publicaciones de MAAS (1974) y MARQUINEZ (1978), y con trabajos realizados para la elaboración de las hojas de Llanes y Carreña-Cabrales (MARTINEZ GARCIA *et al.*, *in litt.*) y la de Beleño (JULIVERT & NAVARRO, *in litt.*) del Mapa Geológico Nacional. En efecto, durante los años 1950 y 1974, en que aparecen muchos trabajos sobre la Región del Manto del Ponga, sólo aparecen sobre los Picos de Europa trabajos que hacen referencia a zonas marginales, y que han sido citados ya al tratar del Manto del Ponga y a la cartografía general, esencialmente fotogeológica que incluye MARTINEZ ALVAREZ (1965) en su mapa general sobre el oriente de Asturias. Finalmente, hay que destacar la valiosa información contenida en la anterior edición de esta misma hoja de Ribadesella, realizada por M. JULIVERT, J. PELLO y A. MARCOS, y publicada por el IGME en 1969.

La morfología —exceptuando las «rasas» costeras— es muy abrupta, se trata de una serie de depresiones y elevaciones (valles y sierras) de dirección E-O (en el ángulo NO son SO-NE), fiel reflejo de la disposición tectónica de las rocas aflorantes; únicamente el Río Bedón al E, que corre en dirección S-N, corta todas las estructuras. El Sella al O tiene un recorrido más irregular, entre Cangas de Onís y Arriondas circula por el borde de la cuenca cretácica y de aquí hasta su desembocadura un tramo discurre paralelo y el tramo final atraviesa las escamas septentrionales.

Tectónicamente, se observan las estructuras propias de una cordille-

ra de tipo apalachiano, esto es un apilamiento de mantos de corrimiento con el despegue generalizado normalmente en la base del Cámbrico. La superficie de cabalgamiento va sucesivamente cortando niveles superiores, es paralela a la estratificación en tramos más largos, mientras que en trechos cortos salta oblicuamente de nivel (rampa), este salto origina allí donde el nivel queda sesgado una terminación en cuña que hace que las capas superiores se acomoden a ella y formen una flexión que progresivamente pasa a pliegues (sinclinales en las zonas planas y anticlinales en las rampas). De esta forma, el proceso generador de cabalgamiento y su posterior desarrollo provoca la aparición de un plegamiento sincrónico. Todo lo indicado anteriormente es en lo que a la tectónica hercínica se refiere. Durante el Mesozoico tuvo lugar una tectónica de bloques muy importante que originó grandes fracturas, reactivó otras preexistentes y dio lugar a las cuencas mesozoicas.

La metodología seguida en la investigación ha sido la siguiente: control fotogeológico del área, revisión de la cartografía existente y detección de zonas conflictivas; aplicación de criterios estratigráficos que permiten diferenciar facies en las calizas carboníferas (Barcaliente, Picos), realización de cortes detallados estratigráficos, estructurales y paleontológicos para delimitar las diferentes escamas y los cambios de facies dentro de ellas al no coincidir la división paleogeográfica con la tectónica.

1. ESTRATIGRAFIA

La hoja de Ribadesella está constituida casi en su totalidad por materiales paleozoicos, y más concretamente cambro-ordovícicos y carboníferos. El Mesozoico, aunque en pequeños afloramientos e incompleto, también está representado todo él: el Triás, en la zona de Caravias; el Jurásico, en Ribadesella, y el Cretácico, en la depresión de Cangas de Onís. Finalmente aparecen pequeños asomos terciarios por la parte Sur y otros cuaternarios dispersos por toda la hoja.

En el Paleozoico pueden distinguirse dos conjuntos separados por una laguna estratigráfica: Cambro-Ordovícico y Carbonífero, este último posiblemente con algunos metros de areniscas del Devónico superior. El Cambro-Ordovícico aflora ampliamente en los dos dominios paleogeográficos presentes (Región del Manto del Ponga y Región de Picos de Europa) y está separado del Carbonífero (o de las areniscas del Devónico superior) por la misma laguna estratigráfica; sin embargo, es a partir del Namuriense cuando la evolución sedimentaria es distinta en cada uno de ellos, hallándose lugares privilegiados para la observación de los cambios de facies, como son: la Sierra de Cuera, en el ángulo SE;

el sector entre Posada de Llanes y Rioseco, en el ángulo E, y los alrededores de Llovio.

1.1. CAMBRICO-ORDOVICICO

El Cámbrico y el Ordovícico forman una sucesión continua, por lo que se describirán en un mismo capítulo. En el conjunto Cámbrico-Ordovícico se han distinguido tradicionalmente cuatro formaciones, que, de abajo arriba, son: Arenisca de La Herrería (Cámbrico inferior), Formación Láncara (Cámbrico inferior y medio), Formación Oville (Cámbrico medio, Cámbrico superior y Tremadoc?), Cuarcita de Barrios (Tremadoc?-Arenig). En este sector aparecen además, por encima de las Cuarcitas de Barrios, las «Pizarras del Sueve» de edad Llanvirniense.

En la hoja la unidad más baja aflorante es la Formación Láncara, debido al despegue generalizado de la serie paleozoica al formarse los mantos de despegue; este despegue se produjo en la base o cerca de la base de la Formación Láncara y por este motivo es la más baja que aflora, formando siempre la base de todos los mantos o escamas.

1.1.1. Formación Láncara (Fig. 1a)

Se reconoce muy bien a lo largo de toda la escama de Cangas de Onís, en la de Meré-Peruyes, en las proximidades de Parda, y en la de Ribadesella, en el corte de la vía férrea. Regionalmente consta de un tramo inferior de dolomías amarillentas y calizas grises en niveles de 10-12 cm. de espesor, y un tramo superior de calizas de grano grueso con glauconita, que hacia el techo adquieren un aspecto noduloso («griotte cámbrica») y color rojo (el tramo inferior aflora muy bien en Parda, al S de Peruyes, y el superior en el Río Bedón, al S de Meré).

Se ha levantado una columna estratigráfica detallada en la escama de Ribadesella, al Sur de Cuevas, siguiendo el trazado del ferrocarril. Los sedimentos aflorantes pueden dividirse en tres miembros o megasecuencias bien definidas.

La secuencia basal (tramo 1, Fig.1a) está constituida por calizas nodulosas de color rojizo a verde-grisáceo con intercalaciones de capas, de centimétricas a decimétricas, cuya composición es exclusivamente glauconita en grano de tamaño arena media gruesa. Las calizas varían de wackestone a grainstone, con porcentajes elevados de glauconita, sobre todo en los términos rudíticos. Son abundantes los restos fósiles de crinoides, braquiópodos, lamelibranquios, corales y trilobites.

Hacia el techo se pasa a wackestones grisáceas, con escasa glauconi-

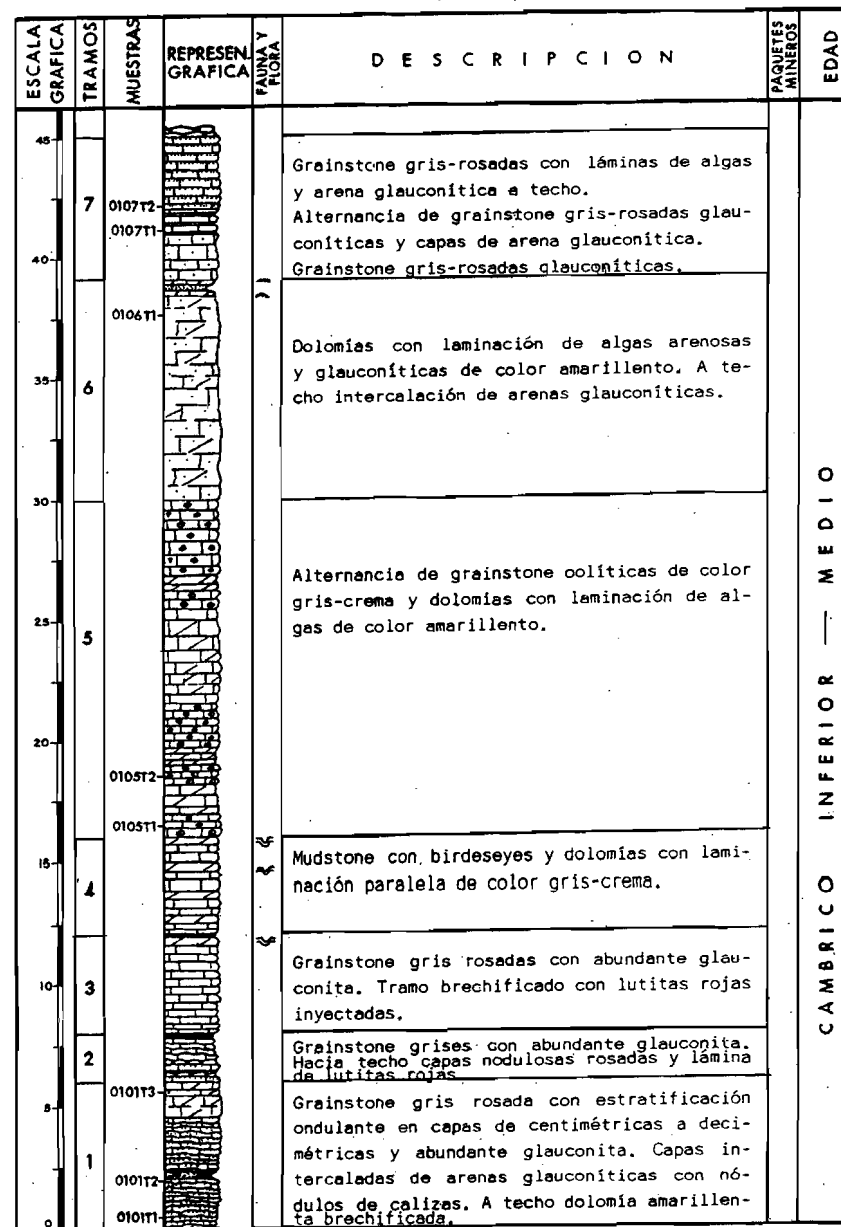


Fig. 1a

ta y un banco de aspecto masivo de dolomías amarillentas granudas, donde aún se conservan restos de estructuras de mallas de algas.

Prosigue con una secuencia (tramos 2, 3 y 4; Fig. 1a) muy parecida en su constitución a la anterior, con diferencia de espesor en sus distintos términos. El de calizas nodulosas es de orden métrico, en tanto que los términos de packstone-wackestones grisáceo-verdosos con glauconita y el término dolomítico presentan gran desarrollo.

En su conjunto, la megasecuencia tiene una potencia de 16 metros.

La segunda megasecuencia puede subdividirse igualmente en una serie de secuencias con características muy parecidas, salvo en el espesor de cada una de ellas y, por ende, de los tramos que la constituyen.

En todos los casos el término inferior está constituido por calizas (o intraesparitas, esparitas o grainstone oolíticas) de color crema a gris claro con escasos granos de glauconita. El término superior son dolomías gris-amarillentas masivas, en las que se observa esporádicamente laminación paralela en colores claro-oscuros de posible origen algal. En la secuencia de techo (tramo 6, Fig. 1a) las capas de dolomías alcanzan gran desarrollo y el porcentaje de granos de glauconita aumenta, así como la presencia de pirita framboidal, para culminar con capas estromatolíticas y «arenas» de grano medio fino y constitución esencialmente glauconítica.

En su conjunto, esta megasecuencia tiene un espesor aproximado de 24 a 25 metros.

La tercera megasecuencia (tramos 7, 8 y 9; Fig. 1a) presenta características muy parecidas a las de base, con un término basal de calizas rosadas y grises en capas decimétricas y granoclasificación grosera (negativa), en las que se pasa de wackestone-packstone en la base de la capa a grainstone (ruditas) con gran cantidad de glauconita a techo. Se observan interrelaciones centimétricas de arenas bioclásticas con fuerte porcentaje de glauconita en los paquetes de base.

Hacia el techo (tramos 8 y 9, Fig. 1b) se produce un tránsito gradual a calizas nodulosas gris-rojizo a rojas en capas que progresivamente se van haciendo más delgadas e intercalando bancos rojos.

La potencia visible de este tramo es de 14 m., aproximadamente.

En este corte se encuentran recubiertos los sedimentos del tránsito Láncara-Oville, si bien en lugares próximos se observa que sobre las calizas nodulosas rojas, y en contacto neto, se apoyan las lutitas verdes de la base del Oville.

Dadas las características expuestas, el medio en el que tuvo lugar el depósito de los materiales que constituyen esta formación debió corresponder a una plataforma carbonatada somera con bajos índices en la velocidad de sedimentación. La presencia de abundante glauconita, con interludios en los que se constituye en el depósito principal, nos indica

una ubicación tropical y una batimetría inferior a 30-50 m. Los bancos oolíticos ligados a facies dolomíticas, criptalgales y/o estromatolíticas parecen descartar que su desarrollo sea en plataforma externa; antes bien se localizarían como barras submareales de plataforma interna que posibilitarían en su desarrollo y migración la asociación de facies intramareales dolomíticas hacia el continente.

Por su contenido faunístico se le atribuye a esta formación una edad Cámbrico inferior-medio. La datación se ha realizado con base en las faunas de *Doleronelus* y *Metadoxides*, que en otros lugares de la Cordillera Cantábrica (Barrios de Luna) aparecen inmediatamente por debajo de la formación (SDZUY, 1971, 1971a), y por las de *Acadolenus inornatus* SDZUY, *Parabailiella* cf. *schmidti* SDZUY y *Paradoxides* sp., que SDZUY recolectó en el techo de la misma (pizarras de la F. Oville en la carretera de Cangas de Onís a Parres, inmediatamente a la salida de la primera localidad), que definen el Acadiense. Por lo tanto, para el conjunto de la formación se le asigna una edad Cámbrico inferior-medio.

1.1.2. Formación Oville (Fig. 1b)

Sobre las calizas nodulosas del miembro superior de la Formación Láncara se apoya un tramo de espesor muy variable, de métrico a decimétrico, constituido esencialmente por lutitas de color verde brillante y aspecto pizarroso, con abundante fauna de trilobites en capas lumaquelicas de pocos centímetros de espesor. En la serie de Cuevas, 1,1 Km. al E de Tresmonte, se ha recolectado abundante fauna de braquiópodos dentro de una de dichas lumaquelas (com. pers. de C. Aramburu). En la bibliografía relacionada con esta formación que ha sido consultada no consta ninguna cita de faunas fósiles de este tipo, de modo que el material mencionado constituye probablemente el primer hallazgo de braquiópodos realizado en la Formación Oville.

Por sus características litológicas, este tramo se encuentra normalmente recubierto o con afloramientos parciales, lo que dificulta precisar más su litología y cambios de potencia.

El tramo intermedio de esta formación en las series realizadas presenta características sedimentarias bastante uniformes. Se trata de secuencias de orden métrico, grano y estrato crecientes, en las que el término basal son lutitas y limolitas de color verde o verde-grisáceo muy bioturbadas en la base, que pasan hacia el techo a limolitas arenosas con laminación paralela y de ripples y abundantes linsen-flaser. El término final está formado por areniscas de grano medio, de constitución variable entre cuarzoarenitas y sublitarenitas, con escasos fragmentos de roca y abundante glauconita.

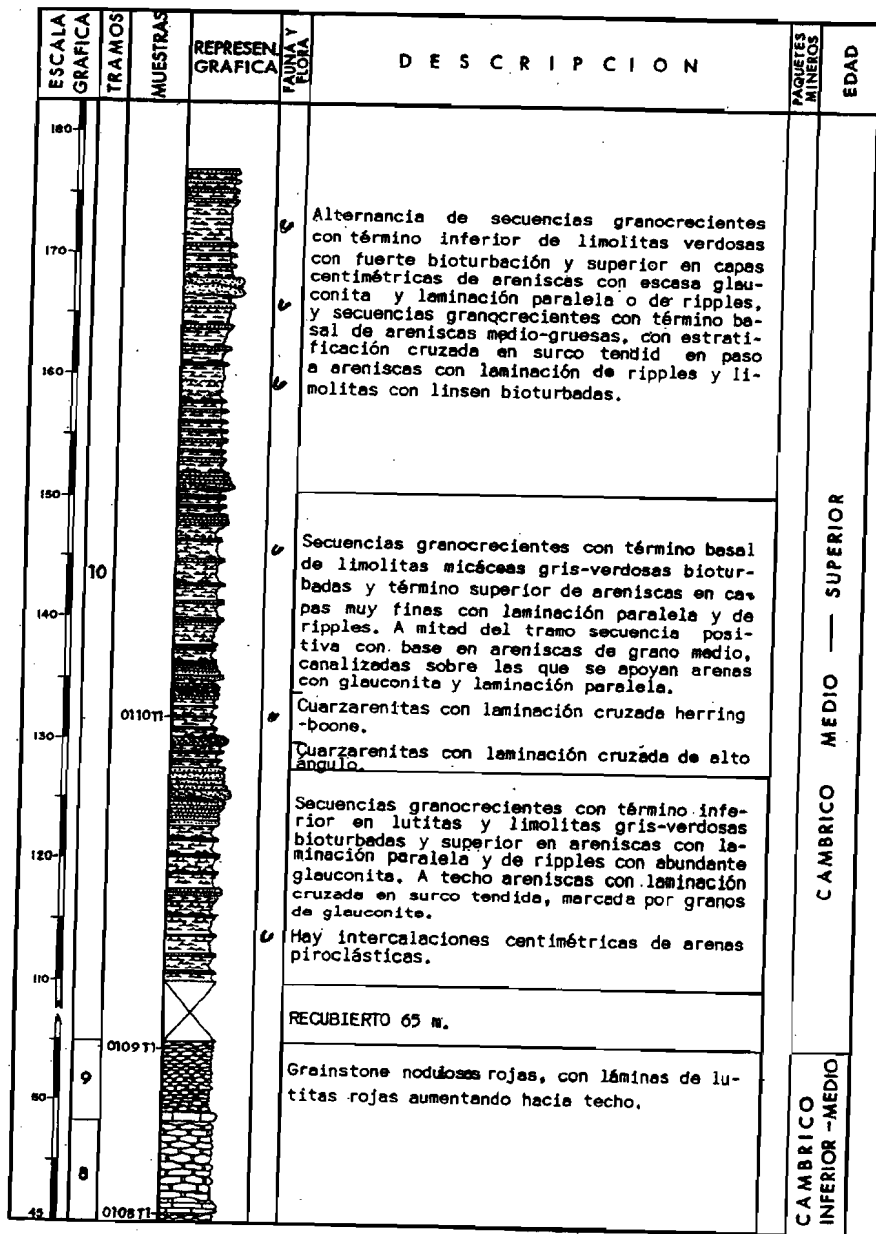


Fig. 1b

En estas capas de areniscas se observa laminación cruzada plana desde bajo a alto ángulo, «herring-boone», y pequeños cuerpos canalizados de orden decimétrico a métrico.

El espesor aproximado de éste tramo es del orden de 100 a 120 m.

De forma gradual se pasa a un tramo constituido por un conjunto de secuencias con características semejantes a las reseñadas en el tramo anterior, entre las que aparecen intercalados unos paquetes que presentan alternancias rítmicas de lutitas y/o limolitas y areniscas; esporádicamente, y sobre todo hacia el techo, estos paquetes son truncados por secuencias positivas débilmente erosivas, con estratificación cruzada en surco de pequeña a media escala y cuyo término basal está constituido por cuarzoarenitas de grano a medio grueso. La glauconita sigue apareciendo en un porcentaje alto, pero disminuyendo claramente hacia el techo. Las capas bioturbadas son mucho más abundantes, y son frecuentes las huellas de excavación de artrópodos.

El tramo en el que comienza el tránsito hacia la formación superior varía según las zonas, pero, por lo general, tiene lugar a partir de la primera secuencia positiva cuyo término cuarzoarenítico basal llegue a adquirir un espesor de orden métrico (con estratificación cruzada en surco) y en la que los términos pelíticos superiores o están escasamente representados o no existen.

Las características anteriormente descritas parecen indicar que el ambiente sedimentario de plataforma abierta, con bajo índice en la velocidad de sedimentación, que se atribuía al miembro superior de la Formación Láncara, cambia sustancialmente: el depósito de carbonatos disminuye bruscamente y el color de los barros o lutitas depositados cambia de rojo a verde, manteniéndose probablemente el bajo índice en la velocidad de sedimentación. Estas variaciones podrían explicarse como consecuencia de un cambio climático unido a variaciones en la morfología externa, fenómenos que propiciarían un enfriamiento y la aparición de turbidez provocada por aportes terrígenos progresivamente más importantes. La plataforma se ve invadida por sedimentos terrígenos ligados exclusivamente, en principio, a la floculación de arcillas. Se producen también intercalaciones lumaquéllicas de orden centimétrico (tormentitas), para pasar, en los tramos medios de la Formación Oville, a sistemas de barras arenosas sublitorales progradantes sobre la plataforma interna y a secuencias de llanura mareal (micro-mesomareal). Los tramos superiores de esta formación muestran características de depósitos litorales interrumpidos por aportes masivos del continente («flujo en lámina») e incluso hacia el techo, secuencias con clara influencia fluvial.

En su conjunto, la Formación Oville se muestra en la zona como un episodio de un ciclo regresivo.

En cuanto a su edad, como se indicó en la formación anterior, los

niveles de base han sido datados como pertenecientes al Cámbrico medio. La parte alta no ha proporcionado fauna en ninguna localidad de la Cordillera Cantábrica; sin embargo, los icnofósiles del tipo *Cruziana* hallados en las capas de transición están representados en esos niveles. En consecuencia, puede aceptarse para la Formación Oville una edad que abarcaría el Cámbrico medio, Cámbrico superior y Tremadoc inferior(?). No obstante, hay que tener en cuenta que el tránsito con la Cuarcita de Barrios es más o menos gradual y que el límite entre las dos formaciones puede no ser completamente sincrónico. Por otra parte, los espesores correspondientes al Cámbrico medio, al Cámbrico superior o al Tremadoc podrían variar según las localidades.

1.1.3. Formación Barrios

Esta formación presenta un espesor notablemente superior al citado por otros autores (905 cm. en la sección de la vía férrea, en la escama de Ribadesella; 975 m. al S de Meré, en la escama de Cangas), ya que en cartografías anteriores se habían atribuido a la Formación Oville las intercalaciones pizarrosas que posee la Cuarcita de Barrios.

En la escama de Cangas (al S de Meré, y en el Collado de Laín, al N de Onao), hacia la parte media-baja de la sucesión, se localiza un nivel pizarroso, con conglomerados y areniscas basales, de unos 100 m. de espesor y con gran extensión lateral. Este nivel parece correlacionarse con otros de similares características situados en diversos puntos de la hoja (en la escama de Meré-Peruyes: al E de Cuerres, en Busto-Vela, y al O de Olicio, o en la escama de Ribadesella: al S de Cardoso y en Cuevas, y en la escama de Fito) y en otras áreas de la parte oriental de Asturias (hojas de Rioseco, Beleño y Villaviciosa), donde informalmente ha sido denominado «Capas de Ligüeria» (ARAMBURU, C., y GARCIA-RAMOS, J. C., 1984). Los materiales conglomeráticos-areniscosos de la base de este nivel contienen abundantes canales, superficies erosivas con grandes cantos blandos, marcas de carga y algunos «flute-marks», ordenándose localmente (Serie de Onao) en secuencias positivas de varios metros de espesor, similares a las descritas en muchos depósitos fluviales canalizados. En Onao se han medido 4,9 m. de orto y paraconglomerados síliceos, con cantos de cuarcita de hasta 19 cm. La alternancia lutítica superior, con una abundante laminación paralela y flaser, sólo excepcionalmente distorsionada por la bioturbación, posiblemente corresponde a un ambiente sedimentario lacustre y/o de llanura de inundación aluvial.

El resto de la sucesión de la Formación Barrios, que está constituida por cuarzoarenitas blancas, en las que frecuentemente aparecen cantos

síliceos dispersos, se organiza en una megasecuencia negativa inferior y otra positiva superior, en torno al nivel lutítico antes descrito. A su vez, cada una de ellas se compone de numerosas secuencias positivas de segundo orden. La megasecuencia inferior puede observarse mejor en la Serie de Cuevas, a lo largo de la vía del ferrocarril, pista de Cuevas a Tresmonte y carretera nacional de Oviedo a Santander. La superior, siguiendo la carretera al S de Meré, y en el cauce del Río de las Cabras, así como en la carretera de Llenín a Cuerres. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas en surco y planares a mediana escala unidireccionales, y laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. El carácter básicamente unimodal, tanto a escala de afloramiento como regional, de la mayor parte de las estratificaciones cruzadas de la Formación Barrios se muestra en el Mapa de Paleocorrientes de la figura 4 del Informe de la *Documentación complementaria*. Las orientaciones aparentemente divergentes de los afloramientos de Onao y Niedo se deben al efecto tectónico del cierre del Arco Asturiano durante la orogénesis herciniana, que en el extremo Oeste de la hoja describe un giro de unos 90°. Se interpretan como depósitos aluviales, «fluvial braided», que pasan de una manera gradual a «sheet floods» en zonas distales. A techo de las secuencias positivas se sitúan alternancias lutíticas fuertemente bioturbadas por abundantes *Skolithos* y algunos ejemplares de *Cruziana*, formadas durante etapas de abandono, más o menos local, del sistema aluvial, acompañadas de transgresiones marinas menores. Algunos de estos niveles se extienden a lo largo de toda la hoja, mientras otros parecen tener una distribución areal más restringida.

En todos los afloramientos estudiados (Cuevas, Onao y Maré) la Formación Barrios muestra un contacto muy neto con la Formación Oville, hecho común en toda la Zona Cantábrica, contrariamente a la opinión de otros autores. El paso de una a otra viene marcado por un aumento brusco en la relación arenas/fango y en el espesor de las capas arenosas.

Las «Pizarras del Suevo» se superponen asimismo a la Formación Barrios, en la Cordillera del Suevo, por medio de un contacto neto.

En la parte baja de la Formación Barrios son frecuentes los yacimientos de braquiópodos inarticulados (Lingúlidos), en forma de lumaquelas (Niedo, Onao, Meré, Cuevas). Generalmente, su estado de conservación es muy deficiente. La datación de la base de la Formación Barrios reviste gran importancia en cuanto a la localización del límite Cámbrico-Ordovícico, no determinado con exactitud hasta el momento en ningún punto del N de España.

Los datos disponibles actualmente se basan en la existencia de *Cruziana furcifera* D'Orb, *Cruziana rugosa* D'Orb y *Cruziana goldfussi*

(Rouault) en numerosas localidades de la región, lo que permite asignar a la mayor parte de la formación una edad Arenigiense.

En la parte baja de la misma, en varias localidades (CRIMES y MARCOS, 1976; BALDWIN, 1978) se han encontrado icnofósiles que indican el Tremadoc superior; por tanto, salvo ciertos posibles diacronismos que afectarían a la base de la formación, puede aceptarse para la Cuarcita de Barrios una edad que comprendería desde el Tremadoc superior al Arenig.

1.1.4. Pizarras del Sueve

En la escama del Fito, sobre la unidad cuarcítica anterior, aparecen unos niveles constituidos por pizarras negras con faunas de trilobites, graptolites y braquiópodos. En el ámbito de la hoja su potencia es escasa (40-50 m.). Por lo general, aparecen recubiertos y solamente ha sido localizado un pequeño afloramiento al S de Berbes.

En el área representada en la hoja de Villaviciosa estos niveles aparecen mejor representados, especialmente en la carretera que desde Colunga sube al mirador del Fito. En esa zona, según sus autores, alcanzan una potencia de unos 100 m. y se observa que entre las pizarras existen algunos niveles oolíticos de mineral de hierro.

Aunque su edad ha sido muy discutida (Llanvirn o Llandeilo), PELLO y PHILIPPOT (1967) pusieron de manifiesto la existencia de graptolites de la especie *Didimograptus bifidus* unos metros por encima del techo de la Cuarcita de Barrios, lo que permite situar esas capas en la base del Llanvirniense. Por otra parte, JULIVERT *et al.* (1965) citan la presencia de *Diplograptus [Glytograptus teretiusculus]* (HISINGER); esto significa que, además del Llanvirn, también está representado el Llandeilo, por lo que se asigna a las «Pizarras del Sueve» una edad Ordovícico medio.

1.2. DEVONICO

El Devónico está reducido al Devónico superior y se presenta siempre con un espesor escaso. Se trata de los primeros sedimentos depositados después del dilatado período de interrupción de la sedimentación y de erosión que abarcó buena parte del Ordovícico, el Silúrico y la mayor parte del Devónico, en todo el ámbito de la Región del Manto del Ponga y Picos de Europa. Con la transgresión de finales del Devónico se inicia un nuevo ciclo sedimentario, que se desarrolla durante el Carbonífero.

Se reconocen muy bien sus facies allí donde existe afloramiento (hecho poco frecuente por corresponder a la «zona blanda» situada entre las «Cuarcitas de Barrios» y la «Caliza de Montaña»); en cartografía solamente se ha representado en las áreas donde se ha comprobado su existencia (Playa de San Antolín, carretera de Cardoso a Rales, y Lllirón, al S de la Sierra de Escapa), aunque el hecho de aparecer en zonas tan dispares y alejadas entre sí hace que se presuma su existencia en todo el ámbito de la hoja; por lo tanto, ha de entenderse que la estrecha banda con la que se representa a la «Caliza Griotte» del Visiense en realidad abarcaría también a los materiales del Devónico superior y a los de la Formación Vegamián.

Otra observación al respecto es la no existencia de una discordancia en su base. Efectivamente, aunque existe un lapso de tiempo muy grande sin registro estratigráfico, durante el cual ha podido incluso producirse una erosión importante, la realidad es que no existe discordancia angular alguna entre estos materiales y la formación inferior (Barrios), de modo que a efectos cartográficos se les ha supuesto concordantes.

Se ha levantado una sección en la Playa de San Antolín, en la que sobre las cuarcitas ordovícicas se observa un tramo de espesor variable, aunque en ningún caso superior a varios metros, cuya base es un banco de areniscas, con cantos dispersos de tamaño grava y matriz escasa en tránsito gradual a areniscas de grano medio fino, con abundante matriz lutítico-limosa de color amarillo. Las capas de techo son limolitas y lutitas de color anaranjado. No se han encontrado restos fósiles y el tránsito a la formación superior es brusco.

Dados los escasísimos afloramientos que existen dentro del área estudiada, así como la distancia entre ellos, es muy difícil establecer el medio de depósito y la paleogeografía de la formación. Por las facies observadas (conglomerados polimícticos, gravas, arenas, etc.) las capas basales podrían corresponder a sedimentos ligados a sistemas fluviales, que en los tramos de techo evolucionarían a medios de playa-barrera y sistemas asociados.

En cuanto a su edad, RADIG (1966) cita en la vecina hoja de Llanes un hallazgo de braquiópodos frasnenses en el cruce del ferrocarril con la carretera nacional número 634, al O de la Playa de la Franca, sector en el que falta la parte superior. Esta, que aparece en otros lugares (hoja de Beleño), inmediatamente debajo de la Formación Vegamián, está constituida por unos niveles de calizas bioclásticas de color crema (2-3 m.), que han sido datados mediante conodontos como famenienses. Por lo tanto, el paquete completo tiene edad Devónico superior.

1.3. CARBONIFERO

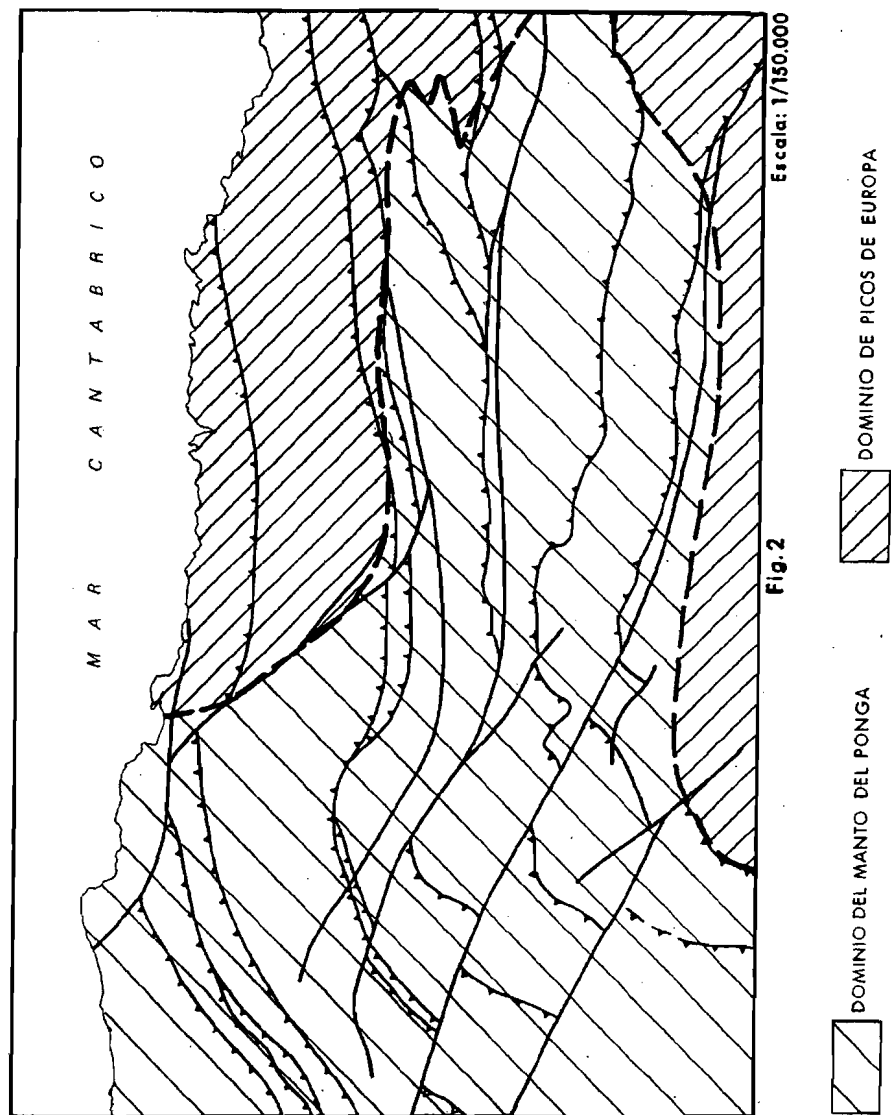
Es el sistema más extendido y el que presenta mayor variedad y complejidad estratigráfica; el inferior es aún homogéneo en toda la hoja, pero el superior, a partir del Namuriense, posee importantes cambios de facies que permiten delimitar los dominios paleogeográficos de la Región del Manto del Ponga y de Picos de Europa, y que en este área no coinciden con la traza de los cabalgamientos, como es común en el resto de la Zona Cantábrica (Fig. 2).

En cuanto a los antecedentes históricos, la referencia más antigua sobre el área se debe a LANDRIN, que en 1841 efectuó un estudio sobre las pizarras carbonosas de la zona de Llovio. Datos diversos aparecen en el trabajo de PAILLETTE VERNEUIL y D'ARCHIAC (1845) sobre el Paleozoico asturiano. Pero las primeras ideas concretas sobre la distribución de estos materiales en el marco de la hoja fueron dadas por SCHULZ (1858) en su memoria de Asturias, junto con una valiosa cartografía regional.

En 1882, BARROIS, en su voluminosa obra sobre el Paleozoico de Asturias y Galicia, realiza el primer estudio estratigráfico del Carbonífero de la región, describiendo tres itinerarios dentro del marco de la hoja, básicos para el establecimiento de la sucesión sedimentaria: la serie costera de San Antolín a Ribadesella, la del Valle del Sella y la del Bedón. Particularmente describe con cierto detalle la sección costera y da listas de fauna en distintos niveles. Describe la «Caliza Griotte» y especialmente la Caliza de Montaña («Calcaire des Cañons», según su nomenclatura) en la Sierra de Escapa, que él consideraba «que podría tomarse como tipo de esta formación». Finalmente, los materiales que siguen a la Caliza de Montaña los asimila a la «Assise» de Lena, establecida por él en la cuenca carbonífera central.

Después de la valiosa obra de BARROIS se abre un gran vacío bibliográfico de medio siglo por lo que se refiere al Carbonífero de la hoja. Solamente hay que señalar la cartografía geológica renovada en toda la región asturiana, obra de ADARO y JUNQUERA (1916), y algún dato aislado, como la cita de PATAC (1920) de una flora de edad Carbonífero superior en Intriago, entre Corao y Con, en el borde meridional.

Las primeras modificaciones a la escala cronoestratigráfica de BARROIS se produjeron con DELEPINE (1928, 1943). Este autor cita distintos yacimientos dentro de la hoja y estudia la macrofauna presente. Atribuye la «Caliza Griotte» al Viseense superior y la Caliza de Montaña al Namuriense, si bien el hallazgo de fusulinas en Ribadesella, en niveles que él creyó que correspondían a la parte alta de la Caliza de Montaña (cuando en realidad pertenecen a la Formación Escalada, como ya sospechó JULIVERT en 1960 y mostró VAN GINKEL en 1965), le hizo pensar



que alcanzaba también el Moscoviense inferior. En el corte de La Huelga estableció sus «Calcoesquitos de Hontoria», como representando la parte baja de la «Assise» de Lena de BARROIS, a los que confirió también una edad Moscoviense inferior.

Hasta después de 1960 no se producen más novedades en el conocimiento del Carbonífero de la zona. En 1964, BROUWER y VAN GINKEL crean, entre otras, la Formación Escapa para la Caliza de Montaña, tomando la vieja idea de BARROIS, pero este nombre, por razones diversas, no ha sido retenido en los estudios efectuados por los autores posteriores. En el año siguiente, VAN GINKEL (1965) rectifica la edad moscoviense para la parte alta de la Caliza de Montaña, mostrando el citado error de DELEPINE. En 1967, ADRICHEM BOOGAERT describe Conodontos en la «Caliza Griotte» de la sección de San Antolín, que permiten fijar una edad Tournaisiense-Viseense para sus tramos inferiores. En el mismo año, tres trabajos de geología regional (JULIVERT, 1967a; PELLO, 1967; MARCOS, 1967) proporcionan por primera vez una cartografía de cierto detalle de esta hoja, cuya representación apenas si había sufrido retoques desde la época de ADARO, salvo la efectuada poco antes en mapas a pequeña escala (JULIVERT, 1965; MARTINEZ ALVAREZ, 1965; PARGA-PONDAL ed., 1967), que revelaban por primera vez una imagen moderna de las estructuras con la introducción de las nuevas ideas geológicas. La primera edición de esta hoja apareció en 1969 (JULIVERT, PELLO y MARCOS, 1969), con base a los trabajos anteriormente señalados de estos autores.

Los trabajos más recientes relativos a esta zona corresponden al Carbonífero de la zona de Meré y su fauna (MARTINEZ GARCIA, 1971; MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS, 1977; MARTINEZ-CHACON, 1979; GANDL, 1980) y al de la sección costera de La Huelga (VILLA, 1985).

1.3.1. Carbonífero inferior

Como es común en la Zona Cantábrica, está formado por dos unidades litológicamente muy diferenciadas: una constituida por lutitas y liditas negras, que en la vertiente S de la Cordillera ha recibido el nombre de «Pizarras de Vegamián», y por encima una serie roja, de calizas nodulosas, pizarras y radiolaritas, a la que, en general, se conoce con el nombre informal de «Calizas Griotte», aunque ha recibido también los nombres de Formación Genicera, Caliza de Puente Alba o sencillamente Formación Alba.

1.3.1.1. Formación Vegamián

Sobre el Devónico superior se encuentran unos niveles constituidos por pizarras negras lustrosas, liditas y alguna intercalación caliza. Estos materiales han sido reconocidos en varias localidades, y aunque es probable que se encuentren en forma continua a través de toda la hoja, las condiciones de afloramiento no permiten afirmarla con completa seguridad.

Una de las áreas donde han podido ser reconocidos es en la parte E de la Playa de San Antolín y en la pista que conduce al Caserío de Llirón (S de Sierra de Escapa). En San Antolín, sobre las lutitas y limolitas amarillento-naranjas de la formación anterior, aparece, en brusco cambio litológico, un paquete con potencia aproximada de 6 m., constituido por lutitas y limolitas silíceas, silesitas o liditas negras, y hacia techo, lutitas carbonatadas-silíceas con crinoides dispersos en capas de centimétricas a decimétricas de color negro generalizado. Se observa laminación paralela y pequeños nódulos con forma lenticular y de posible naturaleza fosfática y/o manganésifera. Hacia el techo de la serie se intercalan láminas y capas centimétricas de lutitas silíceas y lutitas carbonatadas de color verde, en tránsito al tramo superior.

Por su naturaleza litológica, distribución de facies y sincronismo parcial con las calizas de la Formación Baleas, el medio de depósito de estos sedimentos sería un lagoon restringido, en el que las calizas representarían los sedimentos externos (barras externas) y costeros, y las liditas, lutitas negras y limolitas silíceas, los depósitos de las áreas centrales del lagoon. Los altos contenidos en sílice, manganeso y fosfato que dan origen a los nódulos y al depósito de liditas (jaspes o silesitas) podrían provenir de corrientes de «upwelling», de aportes fumarólicos intracuenca o de la conjunción de ambos fenómenos. Hacia el techo de la serie la aparición de sedimentos con distinta coloración, así como la presencia de fauna (crinoides), parece indicar una apertura de las barreras exteriores que restringían el medio de depósito, dando lugar a un medio de lagoon abierto.

Aunque la formación es muy pobre en microfósiles, su edad está bien determinada mediante conodontos. MARCOS (1967), en la carretera de Covadonga (límite S de la hoja), cita la siguiente asociación (determinada por A. C. HIGGINS): *Shiphonodella obsoleta* HASS, *Polynathus communis* BRANSON & MEHL; *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON, y *Gnathodus cuneiformis* MEHL & THOMAS. Definen el Tournaisiense.

1.3.1.2. Caliza «Griotte» (Formación Alba)

Sobre las lutitas de la formación anterior aparece el típico paquete carbonatado de la «Caliza Griotte», presente en toda la Zona Cantábrica. En general, pueden distinguirse claramente tres tramos o miembros (Fig. 3).

En San Antolín se encuentra, en primer lugar, un tramo constituido por calizas nodulosas y margocalizas de colores blanco a gris en las primeras a verdosas en las segundas, con abundante fauna, especialmente de goniatítidos, corales, braquiópodos, lamelibranquios, crinoides, etc. Petrográficamente, las calizas son packstone a wackestone, con escasas capas de mudstone en la base. La potencia del tramo es de 4 m., aproximadamente.

El segundo tramo lo forman lutitas, lutitas carbonatadas, lutitas silíceas y capas centimétricas de radiolaritas, con colores que varían de rojo a verde. La fauna es muy escasa y dispersa. Su potencia aproximada es de 7 m. En lámina delgada se observa la presencia en algunas capas de radiolarios, espículas y escleritos de holotúridos.

El tramo superior está compuesto por calizas nodulosas y seudonodulosas, rosadas en la base y grisáceas en el techo, con fauna, por lo general, dispersa, si bien en algunas capas hay concentraciones importantes de goniatítidos, lamelibranquios, corales, braquiópodos, crinoides, etc. Su potencia es de 8-9 m. y no se observa el paso a la formación superior (Calizas de Barcaliente).

El medio de depósito, que en la parte alta de la Formación Vegamián corresponde a un lagoon restringido, evoluciona claramente hacia un lagoon abierto con bajas intensidades de sedimentación, si bien en ese lagoon estarían representadas únicamente las zonas centrales o externas, menos afectadas por las interrupciones sedimentarias.

En el tramo medio parece instalarse de nuevo un ambiente de sedimentación parecido al de la Formación Vegamián. El lagoon vuelve a quedar restringido, bien porque funcionen barreras externas o bien porque la entrada de corrientes de «upwelling» o aportes fumarólicos intracuenca eleven la salinidad del agua de tal forma que llegue a variar sustancialmente la comunidad biológica y los sedimentos precipitados.

El tramo tercero representa una vuelta a las condiciones del miembro basal, con evolución clara de un medio depósito de lagoon con muy baja intensidad de sedimentación (calizas nodulosas rojas de la base) hacia una plataforma carbonatada con intensidad normal de sedimentación.

Su edad ha sido bien establecida en muchos puntos de la Zona Cantábrica tanto por conodontos como por goniatítidos, y corresponde esencialmente al Viseense. En su parte más baja se han encontrado, en

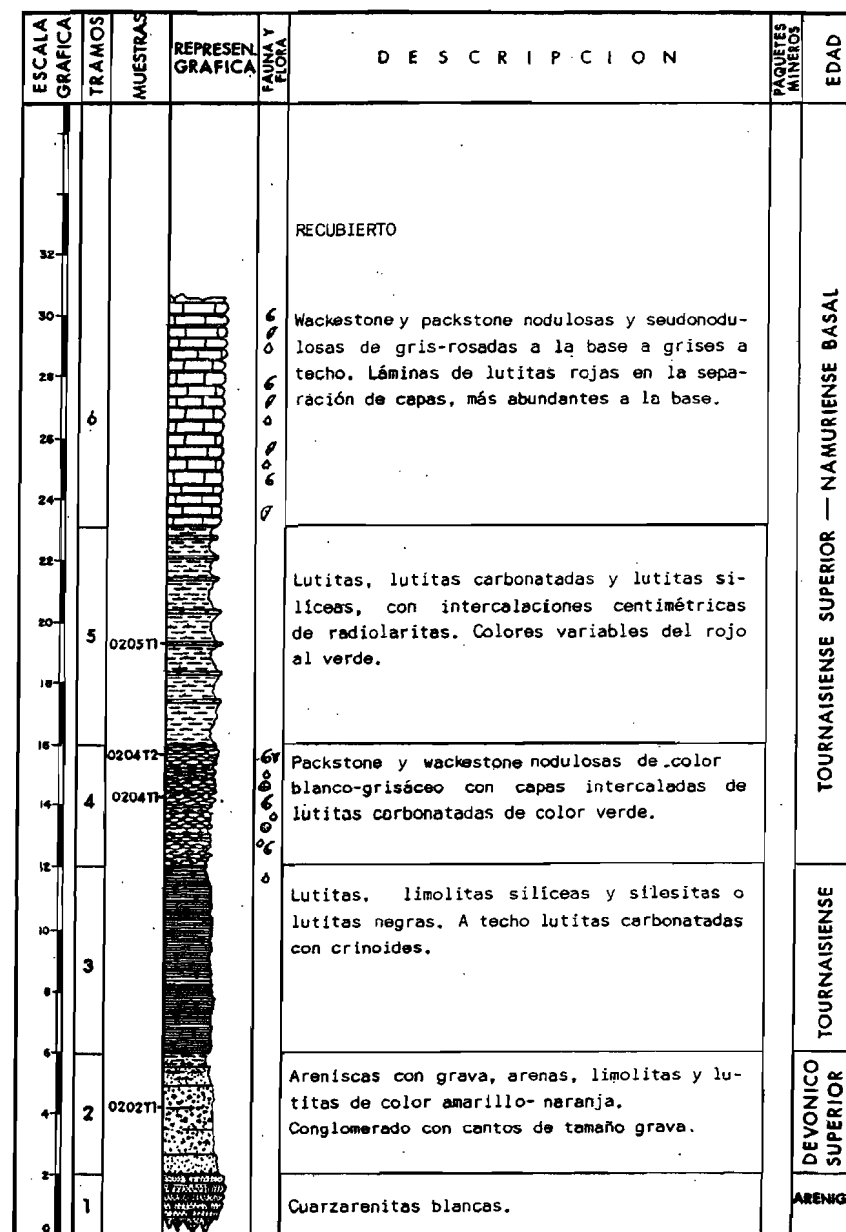


Fig. 3

diversas localidades, conodontos de la zona de *-anchoralis* (ADRICHEM BOOGAERT, 1967) y en la parte alta abundan los goniatítidos del piso de *Goniatites* (BARROIS, 1882; KULLMANN, 1961). En la sección de Meré, al S de esta localidad, en la parte superior existen unas pizarras que contienen, entre otros braquiópodos, *Globosochonetes cf. perseptus*, *Crurithyris cf. urii*, *Taimyrella sp.*, que podrían corresponder seguramente a la base del Namuriense. En las localidades en las que a la caliza «griotte» la siguen pizarras (Capas de Olaja), como sucede a todo lo largo del borde S de la Cordillera Cantábrica, las faunas presentes en estas pizarras corresponden al piso de Eumorphoceras (E₂) (KULLMANN, 1962). Donde sobre la «Caliza Griotte» se superponen directamente la Caliza de Montaña, existe una zona de tránsito, de tal modo que el techo de la formación resulta menos nítido; algunas faunas de esta zona de tránsito indican asimismo que, al menos en algunas localidades, está representado ya el Namuriense. Para una discusión a fondo sobre el tema de la edad de esta formación véase la hoja de Boñar (TRUYOLS, J., *et al.*, *in litt.*).

Partiendo de los datos anteriores le hemos asignado, en consecuencia, una edad Tournaisiense superior a Namuriense basal.

1.3.2. Carbonífero superior pre-Estefaniense

En el Carbonífero superior hay que considerar, por una parte, que tiene lugar en la Zona Cantábrica una diferenciación en dominios con características sedimentológicas distintas, y, por otra parte, que comienza la deformación tectónica de las series paleozoicas. La diferenciación paleogeográfica es ella misma consecuencia del inicio de una movilidad que anuncia la proximidad o el comienzo, en zonas más internas, de la orogénesis herciniana. Esta diferenciación de la cuenca carbonífera se produce a partir del inicio del Namuriense y da lugar a una serie de provincias, desde el punto de vista de la distribución de facies, que normalmente (excepto en la parte NE de esta hoja) coinciden con las provincias tectónicas (JULIVERT, 1978).

Con el desarrollo de la orogénesis, la organización paleogeográfica cambia: por una parte, se modifican los dominios paleogeográficos existentes, así como las facies que se depositan; por otra parte, con el desarrollo de los mantos de corrimiento, dominios paleogeográficos que estaban más o menos alejados se aproximan e incluso cabalgan unos sobre otros. Así, los sedimentos que se depositan después de que las estructuras más importantes se hayan generado (materiales estefanienses) no sólo lo hacen discordantemente sobre los más antiguos y con facies muy diferentes, sino que su distribución no guarda ya rela-

ción con la zonación paleogeográfica anterior ni con las unidades tectónicas, o en todo caso guarda sólo una relación muy escasa.

De acuerdo con todo lo dicho, puede distinguirse en el Carbonífero entre las series pre-Estefanienses, por una parte, es decir, toda la sucesión carbonífera que se presenta concordantemente, y las series discordantes, por otra, formadas esencialmente por el Estefaniense.

Por otra parte, en este área concreta son visibles los cambios laterales de facies entre el dominio del «Manto del Ponga» y el de «Picos de Europa». Estos cambios se desarrollan desde el Namuriense B superior C hasta el final del Westfaliense. Por lo tanto, aunque con ligeras variaciones, la parte inferior de la «Caliza de Montaña» (Formación Barcaliente) aún es común a ambos dominios, y es a partir de este límite, también diacrónico, cuando la diferenciación tiene lugar. Así pues, describiremos en primer lugar la «Caliza de Montaña» con sus variaciones, y posteriormente las sucesiones estratigráficas westfalienses suprayacentes, levantadas en los lugares donde el paso de uno a otro dominio tiene lugar, siguiendo el orden de las sucesivas escamas (Figs. 4 y 5).

1.3.2.1. Caliza de Montaña (Facies Barcaliente)

En tránsito gradual con las calizas gris-rosadas del miembro superior de la Formación Alba se encuentra una serie carbonatada constituida esencialmente por micritas, microsporitas y dolomicritas, con estratificación de masiva a tableada, color predominantemente negro y fétidas.

Por las características anteriormente expuestas, atribuimos este conjunto a la «Caliza de Montaña» en Facies Barcaliente (WAGNER *et al.*, 1971).

En las distintas series realizadas se han podido diferenciar las siguientes subfacies:

a) Mudstone negras tableadas en capas de 5 a 15 cm., con base plana a débilmente erosiva. Su contenido faunístico es sumamente escaso y la materia orgánica dispersa abundante.

b) Wackestone de color gris-oscuro con aspecto masivo. Su contenido faunístico son radiolarios, espículas, calcíferas y escasos embriones de goniatítidos.

c) Mudstone en capas decimétricas con laminación paralela interna, en la que se alternan láminas de micrita-microsparita o dolomicrita de color gris claro con otras de micrita con alto contenido en materia orgánica de color negro.

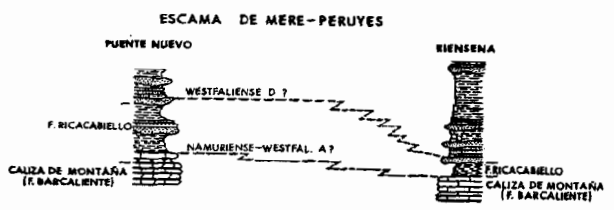
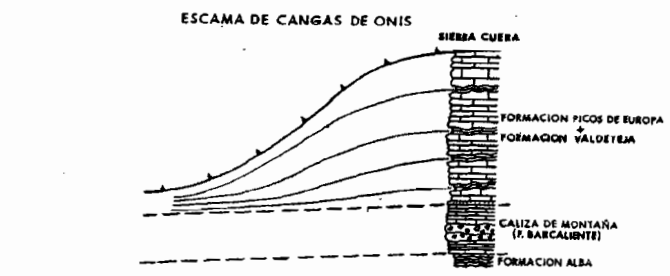


Fig. 4

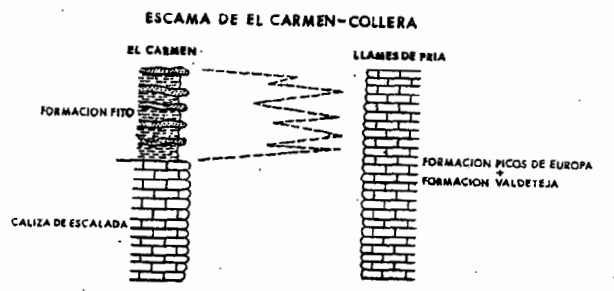
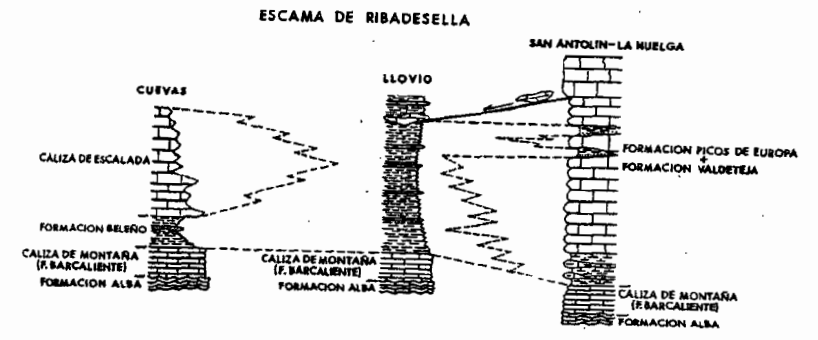


Fig. 5

d) Mudstone de color gris claro a beige con laminación de mallas de algas y cristales idiomorfos de cuarzo.

e) Brechas.

En las series realizadas y en los recorridos de campo han podido observarse dos tipos de brechas: unas con cemento carbonatado-silíceo y otras con matriz de lutitas carbonatadas rojas y cemento minoritario carbonatado-silíceo. En ambos casos los cantos son muy heterométricos, desde varios centímetros a bloques, y proceden esencialmente de las facies c) y b).

Por sus características litoestratigráficas, la subfacies a representa una sedimentación desarrollada en un medio de plataforma restringida en su parte más interna y sometida a débiles corrientes submareales. La subfacies b corresponde a sedimentos depositados dentro de un ambiente parecido y en momentos en que por rotura de la barrera externa viven en la plataforma escasas comunidades biológicas. La subfacies c estaría ligada a aportes estacionales de materia orgánica que alcanzan las zonas internas más protegidas de las corrientes tractivas, en tanto que la facies d representaría los sedimentos ligados a las grandes llanuras de algas intra y supramareales, y la e correspondería a facies salinas supramareales de la plataforma restringida.

Debido a la importancia que su desarrollo alcanza en algunas series de esta hoja, se hará una consideración aparte sobre las brechas mencionadas más atrás. Por las características reseñadas y su posición estratigráfica, estos materiales parecen ser consecuencia de un proceso diagenético primitivo, ya que en este caso resulta difícil establecer dónde terminarían los fenómenos sinsedimentarios y empezaría los diagenéticos. El alto contenido en sales de los sedimentos, así como su ubicación paleogeográfica (desde zonas intra-supramareales a otras claramente relacionadas con las llanuras de barro rojo, como reflejan las brechas con matriz lutítico-carbonatada roja de la Sierra de Cuera) en la interfase agua salobre-agua dulce, origina en las primitivas etapas de la diagénesis la disolución de las masas salinas y la brechificación de las calizas por colapso.

Asimismo, el lavado de masas salinas ocasiona una dedolomitación en las subfacies c y d, facies que en su origen probablemente correspondían a dolomicritas. En etapas diagenéticas posteriores los huecos son rellenados por calcita y por sílice proveniente de la movilización epigenética de geles silíceos sinsedimentarios. Este proceso presenta menor importancia en las brechas con matriz roja.

El gran espesor que estas brechas llegan a alcanzar en la Sierra de Cuera (Fig. 6) y en Vibaño nos lleva a considerar que la plataforma car-

bonatada en la que se depositó la Caliza de Montaña probablemente pasó por períodos de emersión en zonas supramareales.

De los datos obtenidos en las series estudiadas puede deducirse que en una transversal Sur-Norte desde la Sierra de Cuera a Ribadesella la Facies Barcaliente presenta una secuencia con carácter regresivo en la parte inferior, en la que se ordenan las facies desde a hasta e, mientras que en los tramos de techo aparece una secuencia transgresiva con una ordenación inversa.

Por otro lado, el desarrollo de las facies salinas disminuye de forma espectacular en el sentido Sur-Norte, y así tenemos que mientras en la Sierra de Cuera alcanzan espesores de 200 m. (con matriz roja esencialmente), en Vibaño aparecen como intercalaciones decimétricas (con cemento carbonatado silíceo) y en la costa al O de San Antolín se trata únicamente de niveles métricos.

Por último, hay que destacar que en la serie de San Antolín-La Huelga la potencia de la facies típica de la Facies Barcaliente queda muy reducida (250 m.), y sobre ella se apoyan facies espectaculares de grainstones canalizadas que, en principio, parecen corresponder a la segunda secuencia (fase transgresiva) de las series de Vibaño y la Sierra de Cuera.

La edad atribuible a la formación se da por acotación entre las admitidas para la Formación Alba y las de los sedimentos suprayacentes, toda vez que su contenido faunístico no permite una datación directa.

En la Sierra de Cuera una muestra situada a un metro sobre el techo de «Barcaliente» posee una edad Bashkiriense, en Vibaño, Baskiriense superior-Vereyense; en San Antolín, Bashkiriense «sensu lato». Muestras aisladas tomadas en otras zonas, en los tramos inmediatos al techo, proporcionan una edad igualmente Bashkiriense. En la sección de Meré, en la que sobre las calizas con Facies Barcaliente se apoyan los materiales terrígenos de la Formación Ricacabiello, unos 80 m. por encima de las primeras ha sido hallada una variada fauna compuesta por braquiópodos (*Caenanoplia martinezi*, *Tornquistia* cf. *polita*, *T. scutiformis*, *Aseptella asturica*, *Kitakamithyris merensis*, *Plicotorynifer lamellosus*, etcétera), ostrácodos (*Orthonaria* cf. *dorsospina*, *Tetratasacculus* sp., *Kirkbya* sp., *Bohemia* sp., *Acratia* sp., *Graphaidactylis* sp., etc.), trilobites (varias especies nuevas pertenecientes a los géneros *Namurophyge*, *Namuraspis*, *Archegonus*, *Pseudowaribols*, etc.) y cefalópodos *Retites semiretia* precisa la edad Namuriense B (R₁); es decir, Bashkiriense inferior. En la sección de Peruyes, situada en la misma escama que el corte anterior, una interesante secuencia de conodontos ha permitido, contrariamente a lo que sucede en la sección de Meré, la datación de los distintos niveles de la Formación Barcaliente, así como también de alguna banda calcárea situada algo por encima de la misma. Dada la estructura

en anticlinal, los tramos inferiores no resultan visibles (en la edición anterior de la hoja «Ribadesella», uno de los flancos del anticlinal estaba atribuido a la Formación Escalada). Los niveles más bajos, que afloran a 140 m. del techo, contienen *Gnathodus bilineatus bollandensis*, y por ello han de atribuirse al piso E₂ del Namuriense A; la misma edad poseen los 100 m. que siguen, con *Gnathodus bilineatus bilineatus* y *Paragnathodus cruciformis*. La mayor parte de los 40 m. últimos pertenece seguramente al piso H₁ del Namuriense A, con *Declinognathodus noduliferus japonicus*, D. n. *inasqualis* y *Streptognathodus lateralis*, aunque una muestra recolectada en el mismo techo de la formación ha librado *Paragnathodus glaber*, dato que indica ya la probabilidad de la existencia del piso R₁; es decir, la base del Namuriense B.

De todo lo anterior se infiere que el techo de esta formación es diacrónico y su edad varía entre el Namuriense B superior-C de las escamas en las que existe la Formación Ricacabiello, al Bashkiriense en escamas, en las que, sobre la Formación Barcaliente, continúa desarrollándose una sedimentación carbonatada, como ocurre, por ejemplo, en la Sierra del Cuera.

1.3.2.2. Carbonífero Westfaliense (Formación Picos de Europa + Formación Valdeteja). Escama de Cangas de Onís

La serie tipo se ha realizado en la Sierra de Cuera (SE de la hoja). Sobre las calizas de Formación Barcaliente descritas en el apartado anterior se encuentra una potente sucesión de sedimentos carbonatados con características muy llamativas desde el punto de vista secuencial y morfológico.

Como puede observarse en las figuras 6a y 6b, la serie está constituida por la repetición monótona de una megasecuencia, cuyas características, en cuanto a potencia y composición, resultan bastante uniformes. En las figuras 6a y 6b las megasecuencias coinciden con la división en tramos.

Cada megasecuencia puede subdividirse, al menos, en dos secuencias menores. La secuencia de base es de tipo «fining-upward» y presenta dos términos (A y B); el término A está constituido, en primer lugar, por una capa de calizas packstone grainstone, que en las megasecuencias inmediatas a la Caliza de Montaña presenta a veces una fracción terrígena de cuarzo, y, en segundo lugar, por un paquete con espesores decimétricos de calizas grainstone-packstone intraclásticas, de colores gris claro a beige, en capas de 25 a 40 cm., y con clastos lumpales de tamaño rudita. El término B está formado por calizas oolíticas y bioclásticas-oolíticas, de colores crema a blanco-amarillento, en capas de 40 a

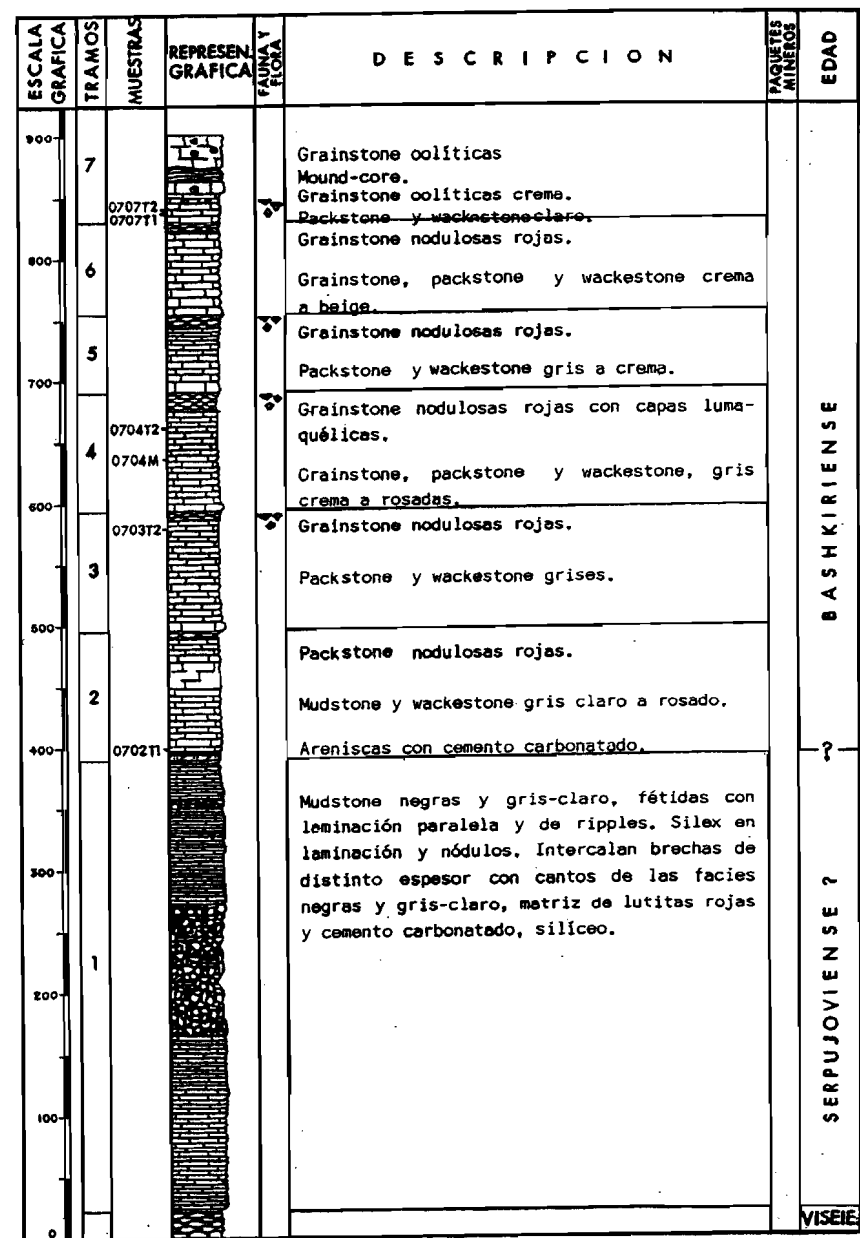


Fig. 6a

ESCALA GRAFICA	TRAMOS	MUESTRAS	REPRESENTACION GRAFICA	FAUNA Y FLORA	DESCRIPCION	PAQUETES MINEROS	EDAD
1200	10	0710T3			Wackestone y mudstone gris-rosadas.	PODOLSKIENSE	
		0710T2		Grainstone oolíticas.			
1100		0710T1		Packstone gris.			
	9	0709T2			Grainstone nodulosas rojas.	KASHIR.	
		0709T1		Grainstone oolíticas.			
1000	8	0708T2			Grainstone nodulosas rojas con capas lumaquéllicas.	VEREYENSE	
		0708T1		Grainstone oolíticas beige a crema.			
900	7				Packstone grises o crema. Grainstone nodulosas rojas. Grainstone oolíticas.	BASHK. SUPER.	

Fig. 6b

60 cm. y bancos masivos. En el tramo 7 este término intercala «mound-cores» (framestone) entre las capas oolíticas. Las capas de techo las constituyen calizas wackestone-packestone con intraclastos, oolitos y fósiles.

La secuencia de techo está constituida por calizas grainstone nodulosas, de color rojo y con matriz lutítico-carbonatada ferruginosa. Se han observado «hard-ground» rotos y capas lumaquéllicas de espesores variables (4 a 10 cm.), en las que aparecen braquiópodos, corales, crinoides, lamelibranchios, goniáttidos, etc.

La secuencia de tipo «fining-upward» presenta en sentido vertical un desarrollo variable de los términos que la componen, si bien, como tendencia, puede observarse que en las megasecuencias inferiores el término A es mucho más potente que el B, en tanto que hacia el techo las barras oolíticas constituyen el término de mayor espesor. La secuencia de calizas grainstone nodulosas rojas mantienen un desarrollo similar en todas las megasecuencias.

Por su composición y tipo secuencial, estos sedimentos parecen haberse originado dentro de un sistema de barras dominadas por mareas que cíclicamente, bien por colmatación, por aumento energético o por ambas circunstancias conjuntamente, entra en períodos de «ralentización» en los que se producen depósitos de baja intensidad de sedimentación, que ocasionan las secuencias rojas.

La situación de esta serie en el contexto paleogeográfico regional, su morfología (Fig. 6) y la composición secuencial anteriormente expuesta parecen indicar que estos sedimentos podrían representar el sistema de barras exteriores que delimitarían y restringirían la cuenca del «Ponga» (lagoon). En definitiva, marcaría el paso de los dominios paleogeográficos del «Ponga» a «Picos de Europa».

El accidente tectónico que delimita al Norte esta estructura impide observar la posible interdigitación entre las facies carbonatadas de estas barras y los sedimentos de «back-barries» y del lagoon externo (Fig. 4a).

Por su contenido en microfauna, a los tramos 2 al 7, con *Nodosoarchaediscus* (*Asteroarchaediscus*) *gregori acutiformis*, *Pseudostafella rotunda*, *Ps. antiqua*, *Profusulinella* ex gr. *Pseudostrurei*, *E. ex gr. parva*, etcétera, se les atribuye una edad Bashkiriense.

En el tramo 8 la muestra 07-09-T1, con *Pseudostafella* cf. *subquadrata vohzagalica*, *Aljutovella cybaea*, *Eofusulina* sp., etc., representarían ya el Vereyense superior. La muestra 07-09-T2 (tramo 9), conteniendo *Profusulinella* ex gr. *ovata*, *Parastafella* ex gr. *struvei*, *Aljutovella* cf. *priscoidea*, etc., marca el Kashiriense. Y, por último, el tramo 10, con la presencia de *Fusulinella* ex gr. *bocki*, *Pseudostafella* cf. *sphaeroidea*, *Beedeina* cf. *pseudoelegans keltonensia*, *Ozawainella* cf. *stella*, *Beedeina* ex gr. *schellwieni*, etc., se atribuye al Podolskiense.

1.3.2.3. *Carbonífero Westfaliense (Formación Ricacabiello + Formación Beleño). Escama de Meré-Peruyes*

Los sedimentos carboníferos de esta escama presentan dos características fundamentales: la escasa potencia de las series aflorantes, que en ningún caso superan en conjunto los 300 m., y la ausencia casi total de calizas en los tramos suprayacentes a la Formación Barcaliente.

Además del reconocimiento de localidades tipo como la de Meré y Peruyes, se han realizado dos series, una al S de Puente Nuevo y otra en Riensena (en la nueva pista de Allende, sector centro-oriental de la hoja), donde aparentemente los afloramientos presentan mayor continuidad (Fig. 4b).

En la figura 7 se describe la serie que aflora en el corte de Puente Nuevo; esta sucesión, debido a sus buenas condiciones de afloramiento, ha sido considerada como la más representativa de la estratigrafía de las escamas. Su base es la Caliza de Montaña en Facies Barcaliente, con características similares a las ya descritas anteriormente. Hay que resaltar, sin embargo, la presencia en los tramos de techo de esta formación de un nivel de orden métrico constituido por silesitas con laminación paralela en colores alternantes claro-oscuros. Petrográficamente se observa que las láminas claras corresponden a sílice microgranulada, en tanto que en las oscuras aparece sílice amorfa con alto contenido en materia orgánica. En algunas de las capas existen «slumps» de dimensiones centimétricas.

Sobre este nivel aparecen nuevamente los depósitos de micritas negras, fétidas, con laminaciones, propios de la Facies Barcaliente. Por encima aflora un tramo (2) constituido por lutitas y fangolitas ferruginosas y manganesíferas, con coloraciones que varían desde violáceas a verdoso-amarillentas. En las capas de techo se ha encontrado una abundante fauna, compuesta por *Schizophoria* sp., *Anpliopsis parva*, *Caenoplia martinezi*, *Aseptella asturica*, *Camerisma* sp., *Martinia* ex gr. *corculum*, *Crurithyris* sp., que se ha atribuido al Bashkiriense inferior.

El tramo que sigue a continuación (3) está constituido por una serie de secuencias positivas cuyo término inferior lo componen areniscas con estratificación cruzada en surco y base débilmente erosiva, que van pasando gradualmente a areniscas con estratificación cruzada plana de bajo ángulo. El término superior está formado por una alternancia de areniscas y limolitas y lutitas. Las primeras aparecen en capas de espesor decreciente hacia el techo, con base plana y láminas debidas a ripples. Las limolitas y lutitas son de color gris verdoso y presentan abundantes restos vegetales flotados muy macerados. El espesor del tramo es de 35 m., aproximadamente.

Las muestras recogidas han proporcionado una microflora compues-

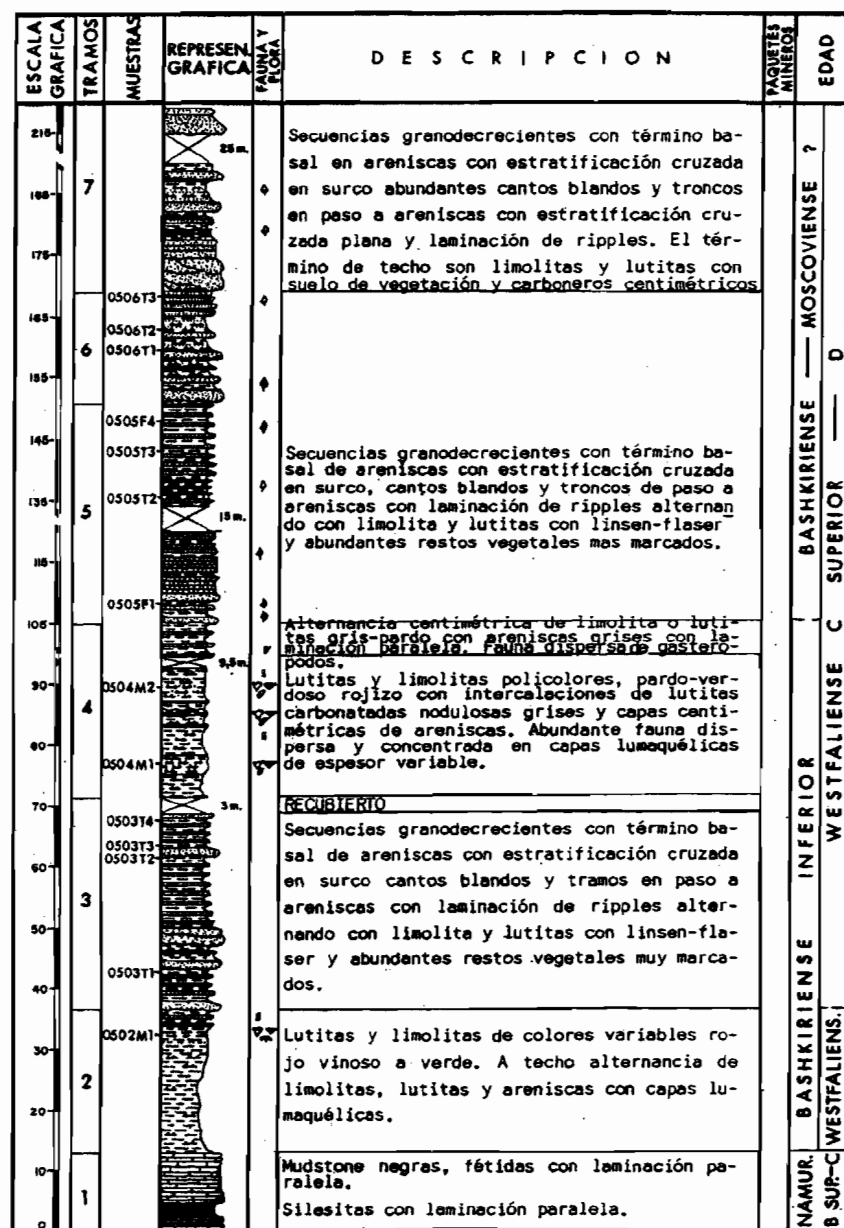


Fig. 7

ta por *Licospora pusilla*, *Cingulizonates lorricatus*, *Vestispora costata*, *Savitrissporites mux.*, *Calamospora* sp., *Leitriletes* sp., atribuibles al Westfaliense superior sin más precisión.

El tramo 4 de esta serie está constituido de nuevo por lutitas, fangolitas y limolitas de colores verde-amarillentos a pardo violáceos, con dendritas de manganeso abundantes, suelos ferralíticos centimétricos y capas decimétricas de materia orgánica oxidada (con aspecto de turba o tierra húmica). Presentan abundante macrofauna dispersa y también concentrada en capas lamequéllicas de espesores centimétricos.

La macrofauna determinada consiste en *Orbiculoides* sp., *Rugosochonetes* cf. *speciosus*, *Aseptella asturica*, *Camerisma* sp., *Martinia* ex gr. *corculum*, *M.* aff. *glabra*, *Attenuatella* sp., *Crurithyris* sp., que se atribuye al Bashkiriense inferior.

Los tramos 5, 6 y 7 de la serie presentan una constitución similar al tramo 3. En ellos existen secuencias granodecrecientes en las que se observa un desarrollo importante de los términos medio-superiores hacia el techo (tramos 6 y 7), y aparecen como término superior suelos de vegetación y carboneros centimétricos. En esta última parte de la serie los restos vegetales están mejor conservados y han permitido su clasificación. En conjunto, estos tres tramos se presentan como megasecuencia granodecreciente con términos inferiores de mayor espesor, bases erosivas y presencia de cantos blandos y troncos.

La macroflora clasificada corresponde a *Linopteris obliqua* y *Sphenopteris* sp., taxones atribuidos al Westfaliense C superior-D inferior. Las muestras de microflora han proporcionado *Lycospora pusilla*, *Granulatisporites* sp., *Triquitrites* sp., *Torispota securis*, *Torispota verrucosa*, *Thymospota obscura-thiessenii*. La presencia de monoletas verrugosas indica una edad Westfaliense D. Comparada con las determinaciones realizadas en los cortes tipo de la Cuenca Carbonífera Central (Leyva et al., 1985), esta asociación de microflora sería asimilable a la de los tres paquetes inferiores del productivo de dicha región (Caleras-Generales-base de San Antonio).

De todo lo anteriormente expuesto puede deducirse que en esta serie se alternan dos facies sedimentarias bien diferenciadas. Por una parte, los materiales que aparecen en los tramos 2 y 4 presentan las características típicas de las Facies Ricacabiello; son sedimentos ligados a una cuenca con una velocidad de sedimentación muy baja y en la que, según se deduce por el contenido de hierro, manganeso y materia orgánica, debió existir una lámina de agua de acidez superior a la normal, próxima a los fangos. Todo esto implica que se desarrollen comunidades biológicas con características particulares, como trilobites ciegos, etcétera, y que, desde el punto de vista litológico, se origine una facies condensada.

Los tramos 3, 5, 6 y 7 son sedimentos de origen claramente fluvial «sensu lato», en los que pueden diferenciarse las facies canalizadas, llanura de inundación y las facies de marisma y pantano con capas de carbón.

En resumen, se trataría de una cuenca restringida durante largos períodos de tiempo, y que de forma intermitente es progradada por cuñas siliciclásticas ligadas a sistemas fluviales (fan-deltas?). No parece lógico pensar, por tanto, que esta cuenca estuviese ubicada en zonas profundas, antes al contrario, parece más razonable situar su localización en altos fondos cuyo origen podría haber estado relacionado con la tectónica sinsedimentaria.

En Peruyes, los primeros niveles lutíticos que deben ser asimilados a la Formación Ricacabiello han proporcionado fauna en niveles situados a pocos metros, en contacto con la Formación Barcaliente. Los braquiópodos presentes (*Rugosochonetes* cf. *speciosus*, *Tornquistia scutiformis*, *Aseptella asturica*, *Taimyrella lamellosa*, *Kitakamithyris merensis*, *Martinia* aff. *glabra*, *Crurithyris* cf. *urii*, *Attenuatella* sp., etc.), así como los ostrácodos (*Beronella* sp., *Amphissites* sp., *Tricornina?* sp., etc.) coinciden en su gran mayoría con las formas que han aparecido en el afloramiento de Meré, si bien en Peruyes parecen encontrarse en una posición algo más baja, por lo que el conjunto debe ser asignado al Namuriense B (R₁).

Un nivel calcáreo situado algo por encima de estas capas ha proporcionado asimismo conodontos de la misma edad (R₁), con *Idiognothoides macer* y *Paragnothodus glaber*. Esta datación parece contradecirse, sin embargo, con la que ha proporcionado una muestra de caliza (DN-9605) de posición análoga o ligeramente superior, con Foraminíferos cuya edad mínima parece corresponder al Bashkiriense superior (Namuriense C-Westfaliense A).

De todo lo anteriormente expuesto hay que resaltar un hecho notable, cual es la disarmonía que, en principio, se produce entre las dataciones realizadas con macrofauna, por una parte, y las de macro y microflora, por otra.

La atribución de los tramos inferiores de la serie (capas con macrofauna abundante y Facies Ricacabiello) al Bashkiriense inferior (Westfaliense A7 como máximo y, por otra parte, la presencia en los tramos siliciclásticos superiores de macro y microflora de edad Westfaliense C superior-D inferior, como mínimo, en una serie aparentemente normal, llevaría a considerar que en esta cuenca o bien la representación del Westfaliense B y C serían mínimas, o bien se habría producido una interrupción sedimentaria. Esta última posibilidad no parece reflejarse litológicamente, de modo que, en principio, se descarta tal hipótesis. Parece más plausible la posibilidad de que, en virtud de las circunstan-

cias que concurren en esta cuenca, las comunidades faunísticas, en general, poseyesen unas características propias que no resultasen extrapolables.

1.3.2.4. *Carbonífero Westfaliense (Formaciones Valdeteja + Picos de Europa y Beleño. Escama de Mofrecho)*

Sobre la Çaliza de Montaña en Facies Barcaliente se desarrollan en esta escama series del Carbonífero superior con facies diferentes y cambios laterales muy rápidos entre ellas (Fig. 4c).

Es en el sector centro-oriental, en las proximidades de Rioseco, donde puede observarse el paso de las facies predominantemente terrígenas a las carbonatadas. Aunque los sedimentos se encuentran replegados, es posible establecer a escala cartográfica la interrelación entre una y otra facies gracias al paso de barras carbonatadas hacia la serie terrígena.

Dada la tectonización de los sedimentos, la figura 8 debe considerarse como una representación virtual de las características sedimentarias de los materiales que aparecen en el sector de Rioseco. Por esta misma razón se describirán las dos series y su correlación de forma esquemática.

Sobre las mundstone de los tramos del techo de la Caliza de Montaña existe un tramo constituido por alternancias de calizas y margas o margocalizas que es común a ambas series.

Las calizas corresponden a packstone y wackestone de color gris a beige, con abundantes estructuras algales e intraclastos de tamaño rudita, y con microfauna de *Profusilinella* es gr. *rhomboides*, *Parastafella* ex gr. *bradyi*, *Mediocris breviscula*, de edad Bashkiriense superior y *Profusulinella* ex gr., *bona* Pr. ex gr. *rhomboides*, *Pseudostafella pseudoquadrata*, *Ozawainella* aff. *paratingi*, *Parastafella* ex gr. *struvei*, *Verella* sp., de edad Vereyense.

El análisis de este tramo muestra un predominio de secuencias tipo «muddy», con un término B bien desarrollado, en el que es común encontrar capas calizas packstone-grainstone canalizadas.

Los términos C y D están poco representados, salvo en los paquetes de techo, y especialmente hacia los sectores occidentales, donde sobre el tramo carbonatado se apoya directamente la serie terrígena. Las capas de margas y margocalizas contienen escasa fauna de braquiópodos, lamelibránquios, crinoides, etc.

En conjunto, estos sedimentos representan la normalización de la salinidad del lagoon y los subambientes asociados a él que se describie-

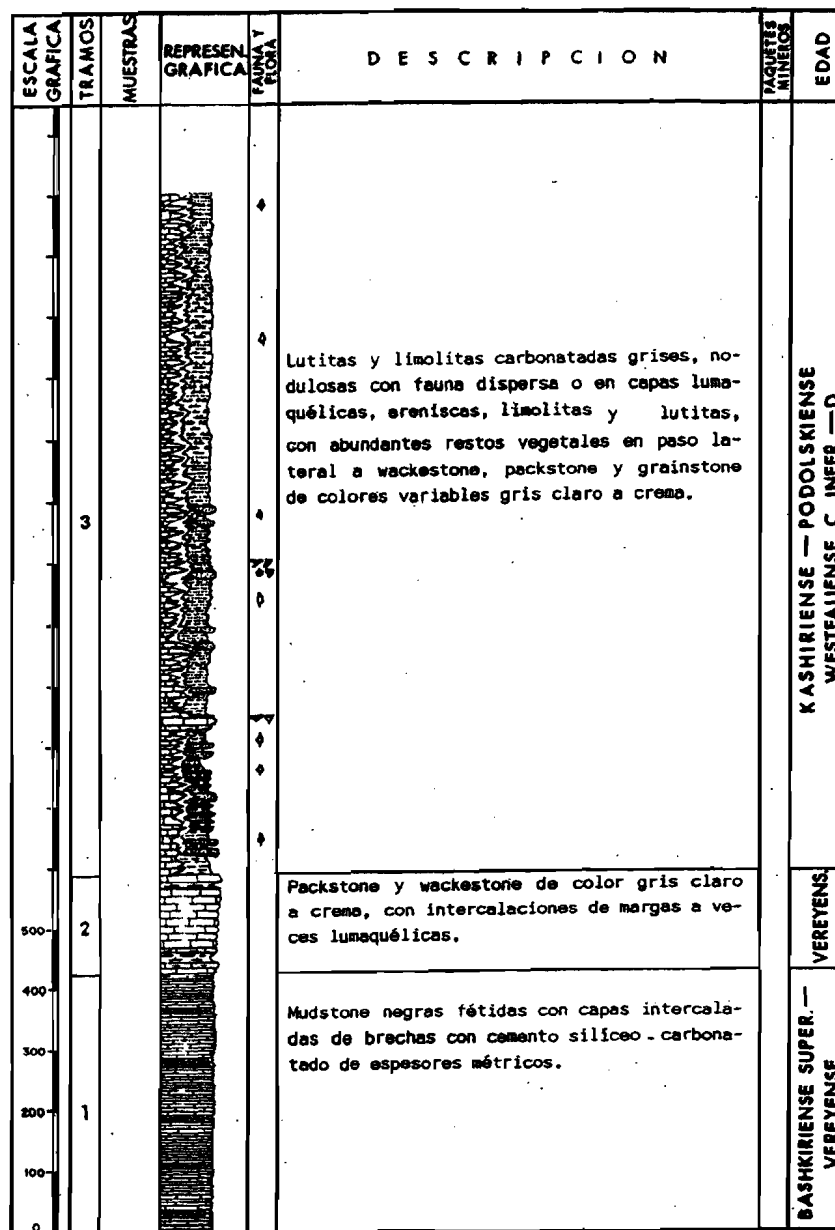


Fig. 8

ron para la Formación Barcaliente. Este hecho posiblemente tuvo su origen en la rotura de las barras externas que restringían la cuenca, acompañada de cambios climáticos, aumento de la subsidencia, etc.

Por su composición litológica y secuencial, estos sedimentos serían atribuibles a llanuras de marea de baja energía ligadas a zonas submareales con alta velocidad de sedimentación.

Sobre este tramo carbonatado en el sector al Oeste del meridiano de Rioseco se desarrolla una serie eminentemente siliclástica, en la que pueden observarse las siguientes facies:

a) Lutitas carbonatadas formando a veces paquetes nodulosos y conteniendo algunas capas centimétricas de nódulos de siderita. Contienen abundante fauna dispersa o concentrada en capas lumaquéllicas. Verticalmente, pasan a lutitas y limolitas, con laminación paralela, «linsen» y «flasher», con escasos restos vegetales flotados y fauna escasa y dispersa. El color varía de gris-oscuro en los paquetes nodulosos a verde grisáceo. Son depósitos atribuidos al lagoon.

b) Secuencias grano y estrato-crecientes consistentes en una alternancia de limolita y arenisca con laminación de ripples, «linsen» y «flasher», restos vegetales macerados, escasa fauna y porosidad módica en las areniscas. El techo de la secuencia lo forman areniscas de grano fino, de color blanco amarillento, con restos vegetales flotados y fauna dispersa, normalmente bien conservada. Presentan estratificación cruzada en surco de media escala. Son sedimentos originados por la progradación sobre las facies lagoon de sistemas canalizados («tidal-channel»).

c) Secuencias de grano decrecientes, en las que el término basal está constituido por areniscas de grano medio-grueso, con estratificación cruzada en surco y base erosiva, en la que aparecen restos vegetales flotados (troncos), granos de carbón y cantos blandos; sigue una alternancia de areniscas limolíticas y lutitas con laminación de ripples, linsen y flaser, que acaban con lutitas y limolitas gris-oscuro.

Se han observado en algunas secuencias que las capas de lutitas y limolitas del techo de la secuencia en las que aparece macroflora muy abundante y bien conservada presentan color asalmonado por limonización de su alto contenido en hierro.

En muy escasas ocasiones esta secuencia acaba con suelos de vegetación poco desarrollados y capas de carbón o carboneros de poco espesor. (No existen datos de explotaciones mineras.) Son sedimentos de distributarios, llanura de inundación, marismas y pantanos.

Las muestras recogidas proporcionan una microflora de *Lydospora pusilla*; *Densosporites* sp., *Cingulizonates loricatus*, *Crassispora konsan-kei*, *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Triquitrites scuptillii*, *T. tribullatus*,

Laevigatosporitas vulgaris, *Punctosporitas minutus*, *P. rotundus*, *Torispora securis*, *T. verrucosa*, *Thymospora obscuranthiessenii*, *Endosporites ornatus*, *Florinita* sp., etc., que permite atribuir este conjunto al Westfaliense D.

La macroflora determinada es de *Linopteris oblicua*, *Lepido phylloides*, *Lepidostrobophylloides*, *Trigonocarpus* sp., *Calamites* sp., *Sphenophyllum* sp., que dan una edad Westfaliense C superior D.

Hacia la mitad de la serie aflorante se intercala un banco carbonatado constituido por wackestone y packestone con birdeseyes, de color gris claro y microfauna de *Fusulinella* sp., *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* et *pseudoangulata* de edad Karhiriense superior-fin del Moscoviense.

De los datos anteriormente expuestos pueden deducirse que la plataforma carbonatada con ámbito submareal a la que se atribuía el tramo carbonatado de base evoluciona hacia un medio restringido en el que se reciben débiles aportes terrígenos (lagoon). Aunque la tectonización de la serie no permite mayor precisión en su evolución vertical, parece observarse una progradación de los medios fluviales y subambientes asociados sobre las facies de lagoon. Acerca de la ubicación de las secuencias de tipo *b* quedaría por definir claramente si corresponden a facies de canales mareales ligados a las llanuras mareales o bien si se trata de los «tidal channel» que cortan las barrera exterior del lagoon.

Por la posición paleogeográfica que debió ocupar esta serie, nos inclinamos a pensar que, tanto las facies *b* como las *c*, se han originado en ambientes ligados a los complejos de la barrera externa del lagoon.

Como ya se señalaba más atrás, al Este del meridiano de Rioseco, se produce un cambio lateral de los sedimentos terrígenos hacia facies carbonatadas, de tal modo que, sobre el tramo inferior común a las dos series, en el sector oriental, se desarrolla una potente sucesión de calizas. Estos materiales aparecen igualmente replegados, razón por la que el análisis secuencial se ha hecho muy dificultoso.

En general, se trata de calizas packestone intraclásticas y grainstone oolíticas, apareciendo también, en menor proporción, calizas wackestone. El color varía desde gris-claro beige las primeras a crema rosado las últimas. La estratificación va de masiva en las oolíticas a tableada en capas decimétricas en las packestone y wackestone. Las pocas secuencias completas que se han podido analizar son de tipo «fining-upward», muy similares a las descritas para las calizas de la Sierra de Cuera. Serían, pues, sedimentos ligados a grandes barras bioclástico-oolíticas desarrolladas en una plataforma dominada por mareas.

Las primeras muestras recogidas por encima del tramo inferior común han proporcionado microfauna de *Profusulinella* ex gr. *ovata*, *Pr.* ex gr. *bradyi*, *Pseudostaffella syzranica*, *Ozawainella* cf. *donbassensi*, *taitezhoella* cf. *librovitchi*, *Aljutovella* p., etc., asociación que sugiere

una edad Kashiriense. Las muestras recolectadas a continuación de las anteriores contienen, entre otros fusilínidos, *Fusulinella* ex gr. *bocki*, F. ex gr., *proozawai*, *Beedeina* cf. *elegans*, B. cf. *dunbari*, *Ozawainella* ex gr. *angulata*, que, en conjunto, pueden atribuirse al Podolskiense.

Comparando las edades determinadas en las facies carbonatadas superiores (Kashiriense-Podolskiense) y las determinadas en las facies terrígenas (Westfaliense C superior D y Westfaliense D) se obtienen unas equivalencias temporales que se ajusta a los cuadros generales de correlación entre la escala marina y la continental propuestos por Leyva et al., 1985.

Desde el punto de vista paleogeográfico esta escama muestra un ejemplo espectacular del cambio lateral de facies terrígeno-carbonatadas propias de un lagoon y submedios asociados a los de una plataforma carbonatada.

1.3.2.5. Carbonífero Westfaliense (Formaciones Beleño, Escalada y Picos de Europa. Escama de Ribadesella)

Las distintas series del Carbonífero superior que afloran en esta escama quedan reflejadas esquemáticamente en la figura 5. Como puede observarse, existen al menos tres series diferentes con cambios laterales bastantes rápidos entre ellas.

En los sectores occidentales, sobre la Caliza de Montaña en Facies Barcaliente, aparece una serie constituida por arenas, areniscas, limolitas y lutitas con escasos restos vegetales flotados macerados, que por sus características litológicas y posición estratigráfica son asimilados a la Formación Beleño. (La posible existencia de la Formación Ricacabiello no ha podido ser confirmada.)

La escasez y discontinuidad de los afloramientos impide realizar un análisis secuencial de detalle. Sin embargo, estudiando distintos afloramientos localizados en los alrededores de Cuevas puede observarse que existe un predominio de secuencias grano y estrato-crecientes; en ellas el término inferior está formado por lutitas y fangolitas gris-verdoso con laminación paralela que en sentido vertical pasan a alternancias milimétricas de lutitas y limolitas micáceas con flaser y linsen; el término superior está constituido por areniscas limoso-micáceas gris-amarillentas, con laminación debida a ripples. Los términos de terrígenos finos tienen un desarrollo mucho mayor que las capas de areniscas. Las secuencias granodecipientes son más escasas, localizándose en los tramos medios y superiores de la Formación. En general, estas últimas corresponden a unas areniscas de grano medio-grueso, color amarillento, poco cementadas, con restos vegetales flotados y algún canto blando de tamaño

grava; presentan además estratificación cruzada en surco tendida. Verticalmente pasan a capas decimétricas de areniscas y limolitas gris-verdosas, con laminación de ripples. En ocasiones estas secuencias presentan un término superior lutítico con abundante materia orgánica y muy bioturbado. No se han localizado suelos de vegetación claros, ni tampoco capas de carbón o carboneros.

Por las características sedimentarias estos sedimentos serían atribuibles a un medio de lagoon interno en el que esporádicamente se producen invasiones de sistemas aluviales, de los que únicamente se recibe la influencia de sus zonas más distales.

Sobre esta formación se apoya una potente serie carbonatada constituida por wackestone en el paquete de base, y packstone y grainstone de color gris a beige, en capas de 40 a 50 cm., con tramos masivos, en el resto de la serie. Pueden observarse pequeños «hard-ground» y tramos dolomitizados. Las malas condiciones de afloramiento no permiten un análisis secuencial detallado. Sin embargo, según se desprende de las características observadas, podría tratarse al menos en los tramos medios y superiores de la serie de una repetición monótona de secuencias tipo «grainy», con términos C y D poco desarrollados o inexistentes.

Por su composición y tipo secuencial serían sedimentos originados en barras submareales.

Las muestras recogidas proporcionan una microfauna de *Fusulinella* cf. *délapinei*, *F. bocki-biconiformis*, *Taitzehoella* cf. *pseudolibrovitchi*, *Parastafella* ex gr. *struvei*, *Schubertella* ex gr. *obscura*, etc., de edad posible Kashiriense superior y *Fusulinella* sp., *Beedeina* cf., *samarica*, *B. Paradistenta*, *Taitzehoella prolibroritchi*, *Pseudostaffella ozawai*, *Ozawainella kumpani* etc., de edad Podolskiense.

La posición estratigráfica y contenido faunístico coincide con las determinadas en zonas próximas para la Formación Escalada, por lo que se mantiene la denominación.

En los sectores centrales de la escama (Llovio) la serie suprayacente a la Caliza de Montaña está constituida por una sucesión monótona de lutitas y limolitas gris-oscuros, nodulosas, con abundantes capas de siderita en forma de nódulos y macrofauna muy escasa y dispersa (aunque también se han localizado capas lumaquélicas, de pocos centímetros, en las que aparece fauna limolitizada de pequeño tamaño).

En los terrenos superiores la serie se carga progresivamente en terrígenos gruesos, observándose una secuencia granodeciciente en la que sobre los sedimentos anteriormente descritos se apoyan capas de areniscas cuyo espesor oscila entre 10 y 14 cm. Estas capas presentan laminación debida a ripples. Un hecho importante lo constituye la existencia en estos tramos de varios bloques carbonatadas de dimensiones variables, que aparecen embalados en las lutitas superiores (talud de la carre-

tera nacional número 634, al Este de Llovio. En algún caso se puede observar la presencia de carbón en los bordes de estos cuerpos constituidos por calizas packstone y grainstone conteniendo microfaunas de *Fusulinella* ex gr. *bocki*, *F. cf. voshgalensis molokovenssis*, *Parastafella* ex gr. *bradyi*, *Par.* ex gr. *moelleri*, *Beedeina* sp. *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* et *pseudoangulata*, *Fusiella* sp., de edad Moscoviense superior (*Myachkoviense*?).

En contraste con las secuencias descritas hasta aquí, la serie que aparecen en los sectores orientales de la escama es esencialmente carbonatada casi en su totalidad. A lo largo de la costa, entre la playa de San Antolín de Bedón y La Huelga, existe un buen afloramiento, lo que ha permitido levantar una columna más detallada que en los sectores precedentes (Fig. 9).

En capítulos anteriores ya se ha reseñado el menor desarrollo que en este sector presenta la Facies Barcaliente y las implicaciones paleogeográficas que ello conlleva.

Sobre las mudstone negras típicas de esta facies se encuentra un tramo (3), en el que se alternan paquetes de calizas wackestone y packstone gris-oscuros con capas de mudstone negras con laminación de algas.

El tramo 4 está constituido por secuencias que presentan un término basal constituido por calizas grainstone canalizadas, a veces conglomeráticas, con estratificación cruzada en surco desde tipo «through» a muy tendida. Este tramo muestra fuerte bioturbación y acumulaciones bioclásticas en la base de los canales. Siguen calizas packstone y wackestone con gradación positiva y negativa, en las que hacia el techo intercalan capas de lutitas carbonatadas que contienen abundante microfauna, e incluso niveles lumaquéllicos.

El término de techo está formado por arenas bioclásticas con matriz lutítico-carbonatada. Muestran ripples de oleaje de entidad decimétrica y es muy abundante el sílex, tanto en forma de nódulos de tamaño variable como en capas centimétricas. En algunas secuencias se observa que sobre los ripples existe un término de lutitas negras con fragmentos de azabache.

Estos sedimentos son característicos de una zona intermareal inferior con energía fluctuante, desde alta en las facies canalizadas a períodos de tranquilidad en los que se producen depósitos de geles silíceos.

Los tramos 5 al 10 están constituidos por una repetición monótona de calizas packstone y grainstone bio e intraclásticas, en capas, por lo general, de 25 a 40 cm., pero también con tramos masivos, y de color predominantemente gris o beige. Se trata de unos depósitos de plataforma o lagoon abierto que corresponden a una fase de relleno activo. El tramo 11 lo forman calizas y margocalizas nodulosas (grainstone rudíti-

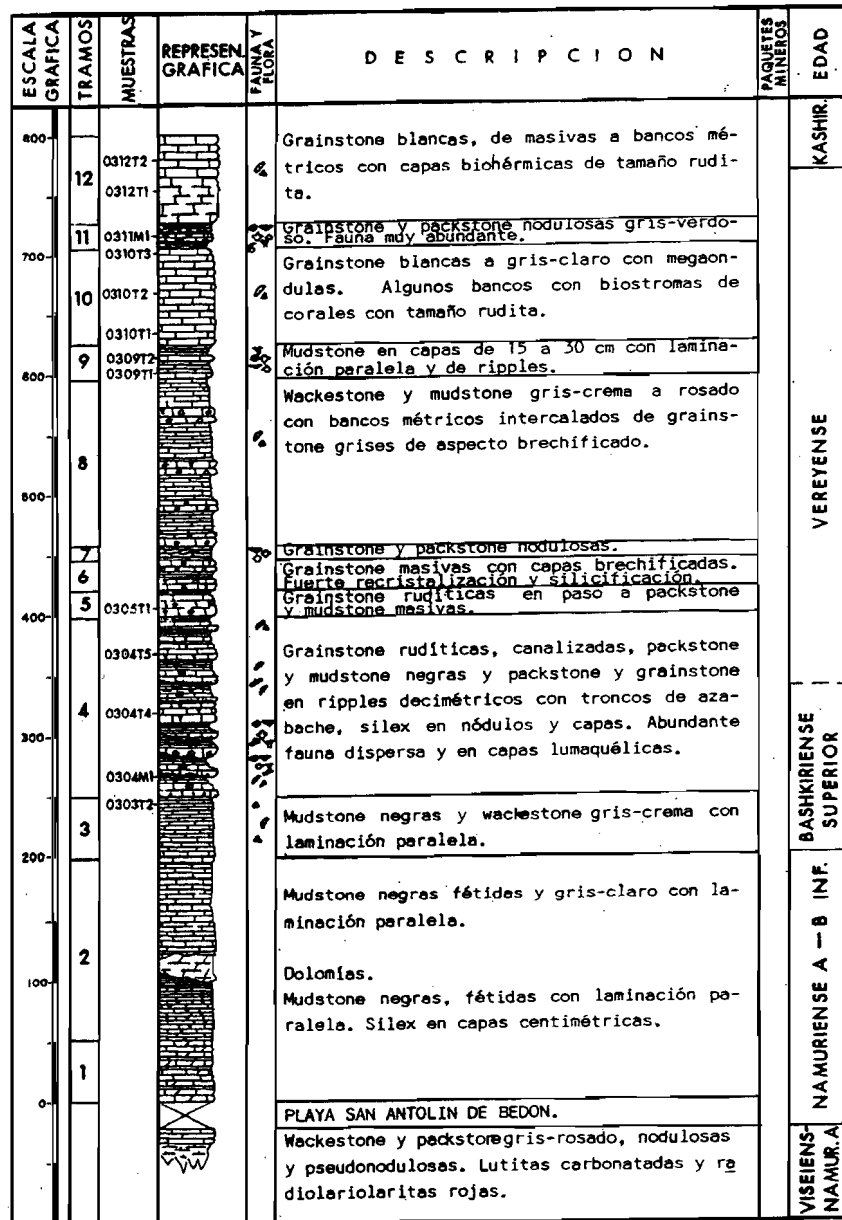


Fig. 9a

ESCALA GRAFICA	TRAMOS	MUESTRAS	REPRESENTACION GRAFICA	FAUNA Y FLORA	DESCRIPCION	PAQUETES MINEROS	EDAD
1400	25	0325T2			Grainstone blancas. Grainstone y packstone nodulosas con abundante fauna. Grainstone blancas masivas.	MYACHKOVIESE	
1300	24	0325T1		Biostrona de corales tamaño rudita.			
1200	23	0323M2 0323T1		Packstone y wackestone intraclásticas con capas de grainstone nodulosas con fauna muy abundante.			
1100	22	0322L1		Facies de mud mound reef.			
1000	21			Grainstone canalizadas. Areniscas cuarcíticas blancas. Carbonero (20 cm). Alternancia de areniscas, limolitas y lutitas. A techo suelo de vegetación. Areniscas blanco-amarillentas canalizadas.	PODOLSKIENSE		
900	20	0320T1		Grainstone, packstone y wackestone en secuencias muddy, a techo lutitas y limolitas gris-azulado con porosidad móldica.			
	19	0319T5 0319M2 0319M1		Lutitas gris oscuras con abundante materia orgánica. Limolitas carbonatadas nodulosas con macrofauna. Areniscas y limolitas blancas.			
	18			Secuencias muddy con grainstone a la base y packstone-wackestone a techo. Algunas secuencias acaban con mudstone dismicriticas gris-rosado. A techo del tramo lutitas carbonatadas, lumaquéllicas.			
	17	0317T1		Wackestone y packstone con nódulos de siderita y sílice a la base. A techo mudstone dismicriticas de color gris-rosado.	KASHIR.		
	16	0316T1		Packstone y grainstone con nódulos de areniscas rojas y cueros idiomorfos.			
	15	0314T1		Packstone y wackestone con estratificación ondulada.			
	14			RECUBIERTO - PLAYA DE LA HUELGA.			

Fig. 9b

cas con capas lumaquéllicas intercaladas), en el que se observan superficies rubefactadas y con intensa bioturbación. Estos sedimentos corresponderían a períodos de menor intensidad de sedimentación en el lagoon abierto; es decir, una fase de relleno condicionado.

Los tramos 12 al 18 repiten una situación similar a la del tramo anterior, si bien las capas de grainstone son menos abundantes y son, en cambio, las calizas packstones intraclásticas las que constituyen la mayoría de estos sedimentos. Hacia el techo aparecen calizas wackestone rosadas con birdeseyes, culminando en un paquete de lutitas carbonatadas grises con abundante fauna. El tramo 19 corresponde a uno de los paquetes terrígenos que se intercalan en esta serie; se trata de una secuencia granodecreciente cuyo término basal lo forman areniscas que se presentan en capas centimétricas, con laminación de ripples y porosidad móldica. Estas areniscas alternan con limolitas y lutitas grises, nodulosas, con escasos restos vegetales, de los que algunos han podido ser clasificados. Hacia el techo pasan a lutitas de color gris-oscuro, bioturbadas, con abundante materia orgánica, sulfuros (azufre epigenético) y un carbonero centimétrico. No se han observado suelos de vegetación.

Esta secuencia terrígena puede ser atribuida a sedimentos ligados a los «tidal channel» y subambientes asociados desarrollados en las barras externas del lagoon en períodos de progradación de las facies terrígenas.

El tramo 19 corresponde nuevamente a facies carbonatadas de packstone y grainstone intraclásticas.

El tramo 21 está constituido por una megasecuencia compleja en la que de muro a techo puede observarse:

a) Una secuencia grano y estratocreciente formada por lutitas carbonatadas con abundante fauna en la base y un complejo canalizado constituido por grainstone bioclásticas y rudfíticas con estratificación cruzada en surco tendido. El componente terrígeno aumenta hacia el techo en el canal.

b) Una secuencia positiva cuyo término basal lo integran areniscas de grano medio, blanco-amarillentas, con estratificación cruzada en surco, cantos blandos y troncos; gradualmente pasan a una alternancia de areniscas y limolitas grises, que hacia el techo se convierten en lutitas gris-oscuras, con abundante materia orgánica y bioturbadas. En estos niveles superiores aparece un suelo de vegetación centimétrico y una capa de carbón de 15 a 20 cm.

c) Una secuencia granocreciente que posee un término basal formado por lutitas y limolitas grises, sobre el que se apoya un paquete de orden métrico de cuarzoarenitas blancas con porosidad móldica y laminación de ripples; el término superior lo constituyen calizas grainstone

bioclásticas y rudíticas canalizadas, con fuerte bioturbación en la base y acumulaciones lumaquéllicas con los lag.

El tramo 22 representa un ejemplo espectacular de montículos arrecifales de fango («reef-mud mound») en los que es posible distinguir un núcleo de calizas wackestone con bioclastos de lamelibranquios, braquiópodos y crinoideos, que pasa a calizas mudstone en las que existen abundantísimas formas coralinas dendríticas en posición de vida. La capa de techo la forman estromatolitos laminares y los sedimentos de flanco están constituidos por calizas grainstone bioclásticas y capas de lutitas lumaquéllicas con clastos de mudstone. La morfología de los «mud-mounds» indica un sentido O-E en las corrientes.

El tramo 23 corresponde de nuevo a facies de calizas packstone intraclásticas de color gris a crema, con secuencias de menor intensidad de sedimentación formadas por calizas nodulosas.

El tramo superior aflorante es un paquete de orden métrico constituido por una acumulación de fragmentos tamaño rudita de corales (Rudstone).

De todo lo que se ha expuesto anteriormente puede deducirse que esta serie constituye, en su conjunto, una megasecuencia transgresiva, en la que desde unas facies salinas inter-supramareales en la base se llega a facies biohémico-biostrómicas en el techo, pasando por distintas secuencias que representan un claro exponente de los distintos subambientes que pueden desarrollarse en un lagoon abierto, en el que existen periodos de relleno activo y pasivo.

Comparando las tres secuencias que se representan en la figura 5a se evidencia que esta escama muestra un ejemplo bastante claro de la evolución lateral y vertical de la distribución de ambientes en un lagoon abierto. Generalizando, el sector de Cuevas representaría las facies inter y submareales; el de Llovio, las facies de lagoon interno y protegido, y el de San Antolín-La Huelga, las de lagoon externo abierto. Lógicamente, a escala secuencial es posible establecer una definición mayor.

Por último, debe hacerse una referencia a los bloques alóctonos de Llovio. Comparando litofacies y edades parece claro que proceden de los tramos superiores de la serie de La Huelga; es decir, su origen estaría en las facies con bioconstrucciones, en las que se habría producido una cierta fragmentación y la caída de los bloques hacia las facies protegidas del lagoon interno.

Las muestras recogidas han proporcionado una macro y microfauna en la que se ha reconocido la presencia del Bashkiriense superior y de todo el Moscoviense. Así pues, esta sucesión debe abarcar en el tiempo un lapso equivalente al que en la vecina Región de Picos corresponde a las formaciones Valdeteja y Picos de Europa.

Los primeros datos cronostratigráficos de esta sucesión obtenidos mediante foraminíferos (03-04-T4 a 03-09-T1) indican al Bashkiriense superior (*Aljutovella* cf. *porrecta*, *Nodosoarchaediscus* sp., etc.). La presencia del braquiópodo *Aseptella asturica* (03-04-M1) por debajo de la muestra 03-04-T4, abogaría todavía quizá por una Bashkiriense inferior, de modo que es en esos tramos donde debe realizarse el paso Bashkiriense inferior-superior (o Namuriense B a C).

El Vereyense está bien representado mediante foraminíferos (de 03-09-T2 a 03-12-T1) como *Pseudostaffella* cf. *subquadrata vozghalica*, *Aljutovella* cf. *artificialis*, etc.; de capas de esta edad proceden asimismo algunos braquiópodos, como *Rugosochonetes skipseyi*, *Antracospirifer* cf. *opimus*, etc. (03-11-M1), con una distribución temporal que, aun siendo más amplia, cubre también el Vereyense. El Kashiriense está representado en las capas en las que se han recogido las muestras 03-12-T2 y 03-14-T1, que contienen *Profusulinella ovata* y *P. prisca quebleri*, la primera de ellas, y *Fusulinella* ex gr. *pulchra*, *Taitzehoella* cf. *pseudolibrovitchi*, *Beedeina* ex gr. *schellwieni*, etc., la segunda.

El límite entre el Moscoviense inferior y el superior debe coincidir con el nivel en el que se ha recogido la muestra 03-14-T1 o muy cerca de él, ya que las siguientes muestras (03-16-T1 y 03-17-T1), señalan con seguridad al Podolskiense. De niveles próximos a éstos procede una muestra que ha librado conodontos como *Idiognathodus magnificus*, *I. delicatus*, *Streptognathodus gracilis*, *Prioniodina* cf. *stipans*, etc., cuya asociación indica la misma edad. Inmediatamente por encima, en un nivel margoso, existe una fauna de braquiópodos (03-19-M3 y 03-19-M2) con *Choristites* cf. *myatschkhovensis*, Ch. cf. *priscus*, *Orulganina* sp., *Kozlowskia* cf. *aberdaindenensis*, etc., que todavía parece indicar el Podolskiense. Finalmente, el Myachkoviense probablemente está representado en los tramos más altos de la serie próximos a Castro Molina. Entre 03-21-T1 y 03-23 T1, por encima de la banda de lutitas, existe un conocido nivel con fauna abundante de braquiópodos (es el clásico yacimiento de Hontoria, citado ya por BARROIS en 1882 y por MARTINEZ CHACON en 1979), con *Diplanus posadai*, *Hontorialosia uniplicata*, *Avisyrix obsoleta*, *Martinia* cf. *triquetra*, *Cahoiella* cf. *battycolpos*, *Brachythyrina* cf. *carnica*, etc., fauna asociada a corales, como *Rotiphyllum* cf. *granulare*, *Turbinatocaninia* sp. *Carcinophyllum* sp., *Ivanovia* cf., *sparsa*, etc.

Esta fauna podría corresponder ya al Myachkoviense, así como la que aparecen en la muestra 03-23-M2, tomada junto a la entrada del istmo de la Península de Castro Molina, que ha proporcionado *Neospirifer* cf. *dunbari*, junto con la mayoría de formas presentes en la muestra anterior.

Las muestras 03-23-T1, 03-25-T1 y 03-25-T2 que completan la serie y contienen *Fusulinella bocki pauciseptata* y *Fusulina* sp., pertenecen pro-

bablemente al Myachkoviense. En consecuencia, si estas capas son realmente, como parecen, las que indujeron a DELEPINE (1943) a crear la formación que denominó «Calcoesquistos de Hontoria», que él consideraba como representativas de la parte baja de la «Assise» de Lena de BARROIS, y por ello de edad Moscoviense inferior, debe corregirse esta distribución, ya que dichas capas pertenecen claramente al Moscoviense superior, alcanzándose incluso el Myachkoviense en los tramos finales.

La escama de Ribadesella se sigue por el interior, en dirección más o menos paralela a la costa, e igualmente la intercalación lutítica que proporcionó las muestras 03-19-M3 y 03-19-M2 se puede seguir hasta el curso del Sella, y aún más al Oeste. Algunos datos paleontológicos recogidos en localidades de esta zona interior complementan la información obtenida en la costa.

Por encima de la banda lutítica mencionada la sección de Guadamía ha librado faunas de foraminíferos podolskiense (DN-9407 a DN-9413) como *Fusulinella* ex gr. *bocki*, *Beedeina* ex gr. *elegans*, *Pseudostaffella* ex gr. *ozawai*, *Ozawainella* ex gr. *stellae*, etc., si bien es posible que en los últimos términos de esta serie se alcancen también niveles de edad Myachkoviense.

La microflora determinada en los tramos terrígenos 19 y 21 corresponde a *Linopteris obliqua* y la microflora consiste en *Lycospora pusilla*, *Densosporites* spp., *Lophotriletes* sp., *Granulatisporites minutus*, *Triutriletes tribullatus*, *T. sculptilis*, *Crassipora Kosankei*, *Verrucosisporites* sp., *Ahrensiporites querickei*, *Westphalensis-porites irregularis*, *Savitrissporites nux*, *Vestispora costata*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Punctatosporites minutus*, *Torisporea securis*, *T. verrucosa*, *Thymospora oscura-thiessenii*, *Endosporites ornatus*, *E. globiformis*, que indican una edad Westfaliense D.

Por la posición de estos tramos y los datos que se han obtenido tras el estudio micropaleontológico de las muestras carbonatadas de muro y techo se puede establecer una correlación entre el Podolskiense y el Westfaliense D., equivalencia que corresponda con las tablas de correlación general de la Cuenca Central y el Manto del Ponga propuestos por LEYVA et al. (1985).

1.3.2.6. Carbonífero Westfaliense (Formación Valdeteja + Picos de Europa-escama de El Carmen-Collera) (Fig. 5b)

Es la escama más septentrional de las aflorantes y en ella pueden distinguirse al menos dos series con características diferentes, entre las que se produce un cambio lateral de facies bastante rápido en el sector situado sobre el meridiano de Ribadesella.

La serie al Oeste-Suroeste de esta localidad, que en la figura 5b se denomina «El Carmen», presenta dos conjuntos litológicos, de los cuales el inferior es carbonatado y el superior terrígeno.

El tramo carbonatado está constituido por calizas packstone y wackestone con intraclastos de origen algal (lumps) de tamaño rudita, birdeyes y fuerte recristalización. En general, son de color blanco grisáceo a rosado.

Las malas condiciones de afloramiento no han permitido un análisis secuencial. En el afloramiento de este tramo que aparece en las proximidades de Ribadesella (Cueva de Tito Bustillo) puede constatar la presencia de baffles de codiáceas con espesores de varios metros.

Las muestras recogidas han proporcionado una microfauna gracias a la cual puede determinarse que los tramos bajos deben corresponder al Vereyense (DN-9106, DN-9107), con *Profusulinella* cf. *arta kamensis* y *Pseudostaffella pseudoquadrata*. Igual que en la sección anterior, la serie aparece plegada, y en el núcleo sinclinal se alcanza quizá el tránsito Kashiriense-Podolskiense (DN-9102, DN-9103). El Kashiriense superior está bien representado (DN-9100 y DN-9105), con *Fusulinella* ex gr. *pulchra*, *Profusulinella prisca*, *Eofusulina triangula*, *Mollerites* cf. *praecoloninae*, etc.

La sección de esta escama situada al Oeste del meridiano de Ribadesella tiene interés histórico porque en ella es donde DELEPINE (1928, 1943) encontró los fusulínidos que le sugirieron la edad Moscoviense inferior que estableciera equivocadamente para la parte alta de la Caliza de Montaña, al interpretar como pertenecientes a ella estos materiales, datación que generalizó a toda la cuenca. La localidad de VAN GINKEL (1965), que este autor creyó que era la de DELEPINE y le suministró la evidencia de su error, queda situada en realidad más al Oeste, aunque en la misma banda calcárea que nos ha proporcionado una fauna análoga a la de él (DN-9100, DN-9105).

Sobre este conjunto carbonatado se apoya una serie terrígena constituida por una sucesión monótona de secuencias positivas, en las que el término basal lo constituyen areniscas medias con estratificación cruzada en surco tendida, con cantos blandos y restos de vetales. Verticalmente pasan a areniscas con laminación de ripples y dispuestas en capas centimétricas, que alternan con limolitas y lutitas con linsen, flaser y abundantes restos vegetales.

Algunas secuencias acaban con suelos de vegetación poco desarrollados y carboneros centimétricos. Son facies de distributarios, llanuras de inundación y marismas.

En las muestras de macrofauna se han determinado *Linopteris* sp., *Neuropteris* sp., *Calamites* sp., de edad Westfaliense sin mayor precisión.

Al Este del meridiano de Ribadesella la serie es totalmente carbonatada y se encuentra plegada, por lo que resulta difícil levantar una columna detallada y realizar un análisis secuencial. Se trata de calizas packstone intraclásticas y grainstone rudfíticas de color blanco-grisáceo y crema, en capas de 40 a 50 cm. y con tramos masivos. Estos materiales parecen sedimentos depositados en barras submareales o «shoal» bioclásticas.

En las muestras recogidas, el Bashkiriense superior está bien representado en la costa (DN-9204, DN-9208, DN-9225) y en el interior (DN-9413), en la sección del Río Guadamía. Las muestras de la costa han proporcionado *Profusulinella primitiva*, *Pr. cf. tashliensis minima*, *Pr. prisca*, *Pr. ex gr. rhomboides*, *Pseudostafella gorskyi*, *Ps. ex gr. compressa*, *Eostafella ljudmilae*, *E. mutabilis*, *Ozawainella tingi*, *Nodosoarchaediscus bashkiricus*, *N. subbashkiricus*, *Endothyra aff. rostrata*, etc. La muestra del interior ha suministrado *Profusulinella oblonga*, *Pseudostafella gorskyi*, *Eostafella (Plectostafella) sp.*, *E. (Eostafella) sp.*, *Nodosoarchaediscus (Asteroarchaediscus) sp.*, etc.

El Vereyense está presente en los niveles con *Aljutovella cf. artificialis*, *A. cf. tumida*, *Verella cf. spicata*, *V. cf. interplana* (DN-9220 a DN-9222, DN-9230). Al Kashiriense pertenecen las muestras en las que aparecen *Fusulinella ex vozghalensis*, *F. ex gr. pulchra*, *Aljutovella ex gr. skelnevatica*, *Taitzahoella librovitchi*, etc. (DN-9200 a DN-9202, DN-9213, DN-9218). La localidad DN-9231, situada en las proximidades de Ribadesella, corresponde a un Moscoviense inferior indeterminado, con *Profusulinella ovata*, *Parastafella ex gr. bradyi*, etc. Finalmente, el Podolskiense está caracterizado por la presencia de *Fusulinella ex gr. bocki*, *Beedeina cf. ichinotaniensis rotundata*, *Fusiella sp.*, etc. (DN-9215 a DN-9217).

Comparando ambas series se ve que en ellas se muestra la transición lateral desde ambientes de lagoon interno (baffles de codiáceas, facies intermareales, etc.), progradados por fases de distributarios, llanura de inundación y marisma en el sector de Cuevas, hasta facies de lagoon externo y barras submareales en Llamas de Pría.

1.3.3. Carbonífero superior: Estefaniense

En la parte Sur, entre Intriago e Isongo, aparece un afloramiento que constituye la terminación occidental de la cuenca estefaniense de Gamonedo-Cabrales. La presencia en este sector de materiales carboníferos más modernos que las series namurowestfalienses extendidas por la parte oriental de Asturias fue indicada por PATAC (1920), quien citó varias especies de flora recogidas en Intriago. No obstante, fue en realidad MARCOS (1967) quien describió por primera vez esta región, cartografió



ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO DEL ESTEFANIENSE

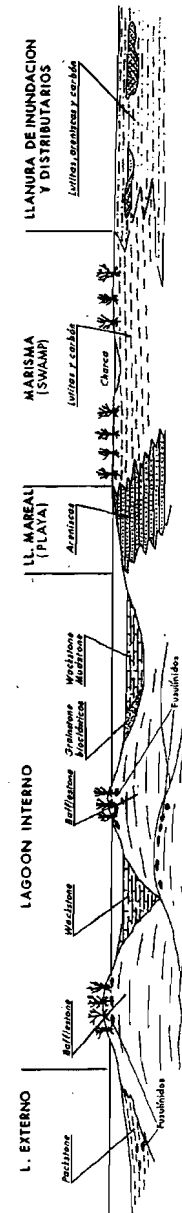


Fig. 10

la extensión de los materiales estefanienses, destacó el predominio de facies marinas y recolectó flora en varias localidades (Gamonedo, Demus, Inguanzo) que fue determinada como Cantabriense-Estefaniense A.

La serie está constituida por una alternancia de areniscas, limolitas arenosas, limolitas y lutitas con intercalaciones de conglomerados, un nivel de calizas y algún otro de carbón, aunque de poca importancia.

Las areniscas son abundantes, apareciendo en niveles de 10 a 30 cm. con gran continuidad; son de color oscuro, debido a su matriz limosa, y poseen abundantes estructuras erosivas en la base.

El conjunto pizarroso lo constituyen limolitas marrones y lutitas negras y grises con intercalaciones centimétricas de areniscas, que presentan frecuentes huellas erosivas en su muro. Aumentan hacia la parte alta de la serie (ya fuera de la hoja, en las cercanías de Inguanzo) y en ellos se encuentra abundante fauna marina (goniatítidos, gasterópodos, trilobites, etc.). Existen varias localidades que han librado una importante flora fósil (WAGNER, 1967), entre ellas, *Callipteridium* cf. *armasi* (ZELLER), *Alethopteris grandinoides* var. *subzwillieri* WAGNER, *Dicksonites pluckeneti* (V. SCHLOTHEIM), *Sphenophyllum emarginatum* BROGNIART, *Reticulopteris germani* (GIEBEL), *Neuropteris scheuchzeri* HOFFMAN, etc.

Los conglomerados son de cantos calizos muy redondeados, englobados en una matriz silíceo; generalmente, aquéllos han desaparecido por disolución, quedando el esqueleto. Se presentan en niveles de 15-20 cm. y aparecen bien representados al O de Isongo. En este lugar se observa la discordancia del conjunto estefaniense sobre las calizas tanto de la Formación Barcaliente como de la Formación Picos de Europa. La discordancia, que es claramente perceptible hacia el SE, en las hojas de Beleño y Carreña-Cabrales, pasa lateralmente a ser una paraconcordancia, de tal modo que el Estefaniense se apoya exclusivamente sobre las calizas de la Formación Picos de Europa, no faltando, o haciéndolo sólo en pequeña magnitud, la serie Westfaliense.

Al E de Isongo, en Abamia, aparece un paquete calcáreo muy destacado (c) de 40-50 m. de espesor, en el que se observan capas de calizas wackestones gris rosadas con birdeseyes y calizas packestone con grandes algas; sobre ellas se apoyan bafflestones de algas codiáceas rube-factadas y con acumulaciones superficiales de grandes fusulinidos. Esta secuencia se repite a lo largo de la serie carbonatada, si bien hacia el techo los baffles son de menor espesor y las wackestone rosadas más abundantes.

Las muestras recogidas proporcionaron una microfauna de *Montiparus* aff. *subcrassulus varians*, *Bradyina* sp., *Tetrataxis* sp., *Hemigordius* sp., ostrácodos, briozoos, equinodermos, braquiópodos, corales, al-

gas, etc., de edad C₃A₂ (Kasimoviense medio), C₃B (Kasimoviense superior).

El esquema de la figura 10 daría una idea aproximada de los distintos ambientes sedimentarios de esta formación.

1.4. TRIASICO

Se encuentra en el extremo NE de la hoja, en la zona de Caravias, discordante sobre el Carbonífero. Aunque regionalmente están representadas las tres facies (Bundsandstein, Muschelkalk y Keuper), que constituyen el Trías, en el marco de la hoja, y debido a su carácter transgresivo, solamente aparece el último. No obstante, existen unos pocos metros en la base de la serie que podrían representar a los primeros.

En efecto, sobre el Carbonífero, en discordancia angular y erosiva, se apoya un nivel de unos 2 m. de espesor, constituido por bloques muy angulosos y heterométricos (brecha) de Caliza de Montaña cementados por material calcáreo, que podrían correlacionarse con el conglomerado de la Riera, atribuido al Bundsandstein; sobre él, 2 a 3 m. de calizas dolomíticas y dolomías en capas de 10 a 15 cm., y con delgados niveles de lutitas interestratificadas, que podrían corresponder al Muschelkalk. Ambos términos, brechas y dolomías, se encuentran muy alteradas y silicificadas por la mineralización de fluorita que arma en ellos, por lo que su correlación con las facies citadas hay que plantearla con reservas.

Sobre las dolomías aparecen las típicas Facies Keuper, constituidas por una serie monótoma de margas y arcillas rojas, con algunos niveles verdosos; a veces, las arcillas son más arenosas y es frecuente la presencia en ellas de cuarzos bipiramidales claros y rojos (jacintos de Compostela). La potencia en la hoja es del orden de 350 a 400 m.

1.5. JURASICO

Los materiales jurásicos aparecen exclusivamente en una estrecha franja costera prácticamente continua, que se extiende a lo largo de la mitad occidental de la misma. El límite oriental de los afloramientos se sitúa a 1,5 Km. al Este de la localidad de Ribadesella, en el denominado «Pedral de Arra», donde se aprecia el contacto con la caliza carbonífera, que tiene lugar por medio de una fractura E-O de importante salto vertical; la prolongación de la misma hacia el Este llegaría a enlazar, según BOILLOT *et al.* (1974), con el denominado Cañón submarino de Llanes.

Aparte de los trabajos previos de SCHULZ (1858), JIMENEZ DE CIS-

NEROS (1904) y ADARO Y JUNQUERA (1916), que proporcionaron diversos datos sobre el Jurásico de Asturias, DUBAR (1925) fue el primero que estudió con cierto detalle los afloramientos de Ribadesella, en donde encuentra y describe una fauna del Kimmeridgiense, transgresiva, según él, sobre los materiales del Toarciense medio.

Poco después, ROYO GOMEZ y GOMEZ LLUECA (1927), en la misma zona de Ribadesella, citan sobre los depósitos del Lías una supuesta Facies Wealdense, recogiendo en ella una abundante fauna de moluscos, así como el fragmento de un húmero de Dinosaurio.

KARRENBERG (1934) considera los materiales terrígenos costeros entre Gijón y Ribadesella como pertenecientes al Cretácico en Facies Wealdense, atribuyendo un carácter continental a la mayor parte de los mismos, aunque con intercalaciones salobres y marinas.

ALMELA, RIOS y REVILLA (1955) ponen de manifiesto la probable edad jurásica del supuesto Wealdense de la costa asturiana y separan tres grandes tramos litológicos dentro del mismo.

DUBAR y MOUTERDE (1957) confirman la existencia del Kimmeridgiense en base al hallazgo de ammonites en los acantilados de Ribadesella y describen la sucesión litológica que aparece en la zona costera.

Una de las publicaciones más completas es la monografía de SUAREZ VEGA (1974), centrada fundamentalmente en la bioestratigrafía detallada del Lías y parte del Dogger en base a ammonites. Incluye además una cartografía a escala 1:50.000, así como múltiples columnas estratigráficas, algunas pertenecientes a la hoja de Ribadesella. Finalmente, hace una interpretación general de todo el conjunto.

GARCIA-RAMOS y VALENZUELA (1977a y b) dan a conocer por primera vez en Asturias la presencia de huellas de pisada de vertebrados, en su mayoría Dinosaurios (Terópodos, Ornitópodos y Saurópodos) en los afloramientos costeros de Gijón a Ribadesella.

VALENZUELA (1979) describe el Jurásico de la costa y estudia con detalle las facies fluviales del mismo. Una de las secciones se encuentra en los acantilados de Playa de Vega.

GARCIA-RAMOS y VALENZUELA (1979) y GARCIA-RAMOS *et al.* (1979) describen por una parte las estructuras orgánicas (trazas fósiles) del Jurásico asturiano desde Gijón a Ribadesella, dividiéndolo a su vez en varios conjuntos litoestratigráficos, que son analizados e interpretados someramente. En la segunda de las publicaciones se contempla el carácter y significado de los depósitos aluviales pertenecientes a uno de dichos conjuntos.

Finalmente, VALENZUELA *et al.* (*in litt.*) hacen un estudio de las secuencias margo-calcáreas liásicas (sinemuriense), incluyendo, entre otros datos, una columna detallada de estos depósitos en la Playa de Vega.

1.5.1. Estudio e interpretación de las diferentes unidades sedimentarias

Dentro del Jurásico de la hoja pueden diferenciarse cinco formaciones (VALENZUELA *et al.*, *in litt.*), que, de mayor a menor antigüedad, son las siguientes: Formación Gijón, Formación Rodiles, Formación Vega, Formación Tereñes y Formación Lastres. Las dos primeras forman parte del denominado Grupo Villaviciosa, de litología predominantemente carbonatada, mientras que las tres últimas quedan integradas en el Grupo Ribadesella, de composición siliciclástica mayoritaria. Ambos pertenecen a su vez a dos modelos de sedimentación totalmente diferentes. En cartografía, y debido a sus semejanzas litológicas se han agrupado las formaciones Gijón y Rodiles, por una parte, y Tereñes y Lastres por otra, quedando tres unidades: Gijón-Rodiles, Vega y Tereñes-Lastres.

1.5.2. Formación Gijón

Los dos únicos afloramientos se encuentran en los extremos oriental de la Playa de Vega y occidental de la de Morís, en Prado (Caravia Alta).

En el primero de ellos la base de la formación no es visible, mientras que el techo está representado por un paso gradual a las calizas micríticas nodulosas con intercalaciones locales y discontinuas de margas pertenecientes a los términos más inferiores de la Formación Rodiles suprayacente.

En la Playa de Morís, en cambio, se aprecian los tramos basales y de transición, con un cambio progresivo en la proporción de los términos lutíticos, que son cada vez más escasos, siendo reemplazados finalmente por los carbonatos. El color de aquéllos sufre igualmente un cambio de rojizo a gris oscuro o negruzco. Asimismo, desaparecen los últimos canales conglomeráticos formados por cantos lutíticos intraformacionales. Se trata de una sucesión eminentemente calcárea que ha sufrido a menudo procesos sinsedimentarios y/o tardíos de dolomitización con intensidad variable. Esta última se hace más ostensible y generalizada hacia la parte baja de las series. Se han observado asimismo fenómenos póstumos de dedolomitización.

Dentro de la Formación Gijón pueden identificarse a su vez diversas litofacies:

- Calizas grainstone biocásticas y packestone. Los componentes aparecen a menudo con envueltas micritizadas.
- Calizas micríticas con laminaciones finas, en parte debidas a al-

gas, que pueden incluir estructuras de tipo «tepee», porosidad de disolución de evaporitas, moldes de cristales de sal o pequeños pliegues enterolíticos.

- Brechas de clastos calcáreos irregulares y mal calibrados. Se originan por disolución de niveles yesíferos, con el consiguiente colapso de los términos superiores (intervalos de aspecto carnoso).
- Brechas de cantos planos procedentes de la erosión y removilización de las láminas superiores de los «tepees» durante períodos de pequeñas tormentas o en etapas transgresivas.
- Alternancias de calizas y dolomías laminadas con lutitas grises, unas y otras en capas muy delgadas. Contienen a veces pliegues enterolíticos de pequeño tamaño, estructuras de escape de fluidos y «tepees» de diferentes tamaños.
- Lutitas gris oscuras y negruzcas con niveles de evaporitas (a menudo disueltas o reemplazadas por procesos de pseudomorfismo) que presentan estructuras nodulosas de tipo «chicken wire».
- Limolitas en lechos muy delgados con laminación cruzada de ripples.
- Calizas micríticas oscuras con «birdeseyes».
- Capas lumaquéllicas de bivalvos que contienen además, en menor proporción, gasterópodos, ostrácodos, algas, etc.

Según SUAREZ VEGA (1974), sus materiales comprenden probablemente en este área el Hettangiense y Sinemuriense inferior.

El depósito tuvo lugar principalmente en una llanura costera carbonatada, estable y muy extensa, bajo condiciones oscilantes entre supralitorales y sublitorales muy someras, sin apenas entrada de terrígenos, que quedan además restringidos a las zonas más hacia el interior del continente. Toda el área estaba sometida a su vez a unas condiciones climáticas tropicales a subtropicales semiáridas. Los términos supralitorales evaporíticos corresponderían a acumulaciones de tipo «sebka».

1.5.3. Formación Rodiles

Los principales afloramientos están situados en el extremo occidental de la Playa de Ribadesella y en los acantilados, al E de la Playa de Vega. El contacto con la Formación Gijón es muy gradual.

Sus materiales, de edad Sinemuriense superior-Toarciense en esta zona (SUAREZ VEGA, 1974), se han agrupado en dos conjuntos litológicos diferentes superpuestos estratigráficamente: un *miembro noduloso*, situado en la parte inferior de la serie, perteneciente en su mayoría al

Sinemuriense superior, y de unos 16 m. de espesor medio, y un *miembro rítmico tableado* (Pliensbachiense-Toarciense), dispuesto por encima del anterior, con una potencia aproximada de 70 a 80 m. El contacto entre ambos es gradual.

El *miembro noduloso* consta de una sucesión de ciclos de espesor habitualmente decimétrico, aunque algunos pueden llegar a rebasar el metro. Cada uno de ellos, en los casos de mayor desarrollo, consta a su vez de tres litofacies diferentes, que representan velocidades de sedimentación distintas. Estas, de carácter heterolítico, se ordenan por su parte en secuencias de omisión o incluso en un verdadero «hard-ground».

El término basal consta de una alternancia de margas limosas y de calizas micríticas, unas y otras de tonos grises oscuros, dando al conjunto un aspecto tableado.

El término intermedio es el proporcionalmente mejor representado de los tres, y su carácter es el que da nombre al miembro. Está formado por una alternancia irregular de calizas nodulosas micríticas y de margas grises. El tipo de estratificación presenta un aspecto entre ondulante y lenticular, con capas mamelonares de continuidad lateral muy variable, aunque siempre pequeña. A veces se observan aquí ripples de oleaje.

El término superior, con el que culmina el ciclo ideal, consta de una amalgamación de capas calcáreas micríticas y de trazado irregular. Entre ellas se aprecian algunas láminas margosas discontinuas con estructura tipo flaser. Intercalados en el mismo o a techo aparecen algunos niveles de microconglomerados calcáreos, en parte bioclásticos.

Entre la fauna dominan los bivalvos y los gasterópodos, aunque también aparecen braquiópodos, crinoides, ostrácodos, algas y en pequeña proporción ammonites. Los icnofósiles son abundantes, aunque no hay excesiva diversidad: *Thalassinoides*, *Rhizocarallium*, *Teichichnus*, *Chondrites*, *Conichnus*, *Planolites* y *Conostichus*.

Las secuencias representan episodios sucesivos de ralentización en la velocidad de sedimentación, acompañados por una disminución progresiva de los aportes de terrígenos de grano fino procedentes del S y SO.

El *miembro rítmico tableado* se caracteriza por una alternancia más o menos regular de calizas y margas grises oscuras, con bastante continuidad lateral. No obstante, existen localmente algunos intervalos delgados en los que las calizas adoptan una estructura nodulosa o lenticular que recuerda a la del miembro noduloso infrayacente.

Dentro del mismo se aprecian pequeños ciclos de espesor centimétricos, que comienzan en la capa margosa y culminan en la calcárea. Sin embargo, existen a menudo procesos diagenéticos posteriores de disolución y reprecipitación que modifican parcialmente las alternancias ori-

ginales, dificultando su reconocimiento. Estos ritmos son muy similares a los del término basal de los ciclos del miembro noduloso.

Entre la macrofauna destacan los braquiópodos, bivalvos, ammonites y belemnites. Una relación detallada de la misma está recogida en SUAREZ VEGA (1974). En cuanto a los icnofósiles, son prácticamente los mismos que los indicados para el miembro noduloso, aunque cambia ligeramente su carácter, proporción y distribución.

En algunos tramos de la serie las margas se hacen negras, bituminosas y laminadas, modificándose también el tipo de fauna que contienen, especialmente en lo que atañe a los bivalvos.

El paso de un miembro a otro dentro de la Formación Rodiles vienen en parte controlado por un proceso transgresivo. El depósito tuvo lugar sobre una extensa plataforma continental, estable, somera y de muy bajo gradiente, sometida a un cierto grado de restricción como consecuencia precisamente de las características apuntadas.

Concretamente, los términos medio y superior del miembro noduloso se acumularían en parte por encima del nivel de base del oleaje normal, mientras que el término inferior o basal del mismo y la mayoría de los depósitos del miembro rítmico tableado la harían por debajo del mismo.

1.5.4. Formación Vega

Sus mejores afloramientos están situados en la franja de acantilado entre el E de la Playa de Vega y el N de la localidad de Tereñes. Otra buena sucesión de la misma, aunque afectada por diversas fracturas, se encuentra en el extremo occidental de la Playa de Ribadesella.

Consta fundamentalmente de una alternancia de areniscas gris-verdosa o beige, limolitas y lutitas rojizas. En menor proporción existen conglomerados silíceos y polimícticos intraformacionales, así como términos carbonatados pertenecientes en unos casos a antiguos paleosuelos (caliches) y en otros a intercalaciones de carácter lacustre.

La base de la formación es una superficie erosiva generalizada que tapiza una disconformidad sobre la alternancia margo-calcárea de la Formación Rodiles subyacente.

La edad precisa de los materiales de este conjunto es desconocida. No obstante, la asociación de polen y esporas que ha aparecido recientemente en un intervalo de areniscas muy arcillosas y lutitas limosas gris-oscuros con pequeños cantos cuarcíticos dispersos, situado a 1,90 metros por encima de la base de la formación, al Este de la Playa de Vega, ha permitido al profesor LOBOZIAK su atribución al Dogger sin más precisiones.

Dicha asociación consta de los siguientes elementos:

Polen

Sphaeripollenites elphinstonei.
Sphaeripollenites scbratus.
Inaperturopollenites deskuamatus.
Perinopollenites elatoides.
Callialasporites triangularis.
Callialasporites trilobatus.
Vitreisporites pallidus.
Eucommiidites troedsonnii.
Monosulcites minimus.
Gingkoretectina sp.
Chasmatosporites sp.
Classopollis simplex.

Esporas

Cyathidites minor.
Leiotriletes balowensis.
Lycopodiumsporites sp.
Osmundacidites wellmanii.
Neoraistrickia truncata.
Neoraistrickia gristhorpensis.
Tuberositriletes sp.
Ischyosporites variegatus.
Uvaesporites glomeratus.
Staplinisporites rotalis.

En los términos carbonatados, en su mayor parte de carácter lacustre, se han encontrado además oncolitos algares, charáceas, gasterópodos de pequeño tamaño, ostrácodos, etc.

Entre los icnofósiles destacan: moldes de raíces, *Planolites sp.*, huellas de pisada de Dinosaurios (bípedos y tetrápodos), galerías de artrópodos y *Scoyenia sp.*

El ciclo completo ideal, de carácter positivo, que oscila entre los 5 y los 16 m. de espesor, comienza en su base (erosiva) por conglomerados silíceos o poligénicos intraformacionales, a los que siguen areniscas de grano grueso a medio de tonos grises claros a beige, con estratificación cruzada en surco a mediana escala, superpuesta a la de tipo épsilon con

láminas sigmoidales producida por acreción lateral; en algunos casos pueden aparecer también areniscas de grano medio con laminación paralela y alineación de partición, bien inmediatamente encima de los conglomerados o sobre las anteriores.

La parte alta de los ciclos consta de areniscas de grano fino limoso-arcillosas y de limolitas arcillosas, ambas rojizas y frecuentemente bioturbadas con estratificación cruzada en surco a pequeña y mediana escala, parcialmente destruida por la actividad orgánica (*Planolites* y otros); en algunos niveles puede apreciarse igualmente laminación paralela o cruzada de bajo ángulo. Dentro de esta parte alta de los ciclos, y de abajo a arriba, se observa un aumento gradual del grado de bioturbación y una disminución simultánea del tamaño del grano, así como del espesor de los sets de estratificación cruzada.

El intervalo más superior del ciclo está formado por lutitas o arcillitas rojizas bioturbadas con aspecto masivo o noduloso (a menudo con alguna intercalación esporádica de areniscas o limolitas rojizas), que contienen con cierta frecuencia estructuras típicas tales como «peds», «cristalarias», moteado irregular gris-verdoso claro, en relación con restos orgánicos oxidados (en parte raíces), nódulos y separaciones plásmicas ferruginosas, grietas de desecación, etc. Dentro de este tramo culminante de tonalidad rojiza es frecuente, también, la presencia de nódulos de caliza micrítica gris (a veces, en forma de grandes vetas con desarrollo predominantemente vertical), que coalescen gradualmente hacia arriba hasta convertirse en una capa irregular, y a menudo lenticular, de calizas nodulosas. Localmente, pueden aparecer también en los tramos altos de estos ciclos algunos intervalos lutíticos grises oscuros con nódulos de pirita y abundante materia orgánica sin oxidar.

El tramo basal erosivo y conglomerático de los ciclos, que contiene unas veces clastos silíceos (cuarcita, arenisca, cuarzosa y, en pequeña proporción, lidita) y otros elementos poligénicos (calizas grises, lutitas rojizas, areniscas), representa el relleno del fondo del canal durante etapas fluviales muy activas con fuerte descarga. Los clastos silíceos, de subredondeados a bien redondeados, sufrieron un largo transporte y provienen del área madre; los poligénicos, con mezcla de ejemplares angulosos y redondeados, que se generan por la erosión en el borde abrupto y en el fondo del canal, representan un transporte muy corto e intermedio.

Las areniscas grises y beige, relativamente mal calibradas, de grano medio a grueso, con estratificación cruzada en surco a mediana escala, superpuesta a estratificación tabular de tipo épsilon con láminas sigmoidales y superior respectivas a conglomerados y sedimentos finos rojizos, representan depósitos de acreción lateral de tipo «point-bar». Se producirían en ríos de alta sinuosidad (frecuentemente meandriformes),

en el caso de la estratificación cruzada épsilon, por fuertes divagaciones horizontales de los cauces, al excavar en la orilla cóncava y depositar sedimentos arenosos sucesivos en la convexa; en el caso de la estratificación cruzada en surco superpuesta, por la migración de dunas y barras tridimensionales en el interior del canal y a lo largo del mismo.

Las areniscas de grano medio con laminación paralela y alineación de partición representan probablemente depósitos del régimen de flujo superior, cuando el fondo del canal se convierte en una capa de tracción de fondo con movimiento continuo de los granos de tamaño arena.

Las areniscas de grano fino y limolitas arcillosas, ambas de tonos rojizos, con el resultado de un depósito en las zonas marginales del canal, que son retocadas tan sólo esporádica y excepcionalmente durante intervalos cortos de fuerte descarga. Las coloraciones rojas prueban que no existe allí agua intersticial permanente, que hubiera reducido en ese caso los compuestos de hierro oxidantes.

Las lutitas o arcillitas rojizas y bioturbadas con intercalaciones locales limolíticas corresponden a una sedimentación lenta, intermitente y de grano fino, que tiene lugar en la llanura de inundación, o incluso en áreas topográficamente por encima de aquella, que quedan al descubierto expuestas a fenómenos edáficos y de meteorización durante largos períodos de tiempo. Las estructuras citadas en estas zonas, sometidas a intervalos sucesivos de humedad y sequía, son rápidamente idénticas a las que aparecen en los depósitos de caliches o calcretas descritos por diversos autores en zonas semiáridas con lluvias estacionales separadas por largos períodos de sequedad.

Finalmente, los intervalos lutíticos grises oscuros con nódulos de pirita y abundante materia orgánica, que aparecen localmente en la parte alta de algunos ciclos, representan depresiones aisladas que quedaron cubiertas permanentemente por agua (cauces abandonados, pequeños surcos entre los «scroll-bars», etc.).

El carácter de alta sinuosidad, y predominantemente meandriforme, de gran parte de los cauces fluviales efímeros representados en estos afloramientos jurásicos viene confirmado no sólo por los frecuentes depósitos de acreción lateral, sino además por la evidencia de los datos de paleocorrientes, que muestran a menudo sentidos opuestos en el flujo del canal, dentro de depósitos próximos pertenecientes a un mismo ciclo, o bien en dos ciclos superpuestos. Por otro lado, la ordenación positiva de muchos de ellos, con perfecta continuidad de procesos en una amplia extensión, tanto en horizontal como en vertical, parece confirmar esta hipótesis.

La coloración rojiza, tan característica e intensa en los tramos superiores de los ciclos y ausente siempre en los inferiores de grano más grueso, en los que aparece, por el contrario, cemento clorítico, materia

orgánica, y localmente piritita, prueba que ha tenido lugar en estos últimos una reducción diagenética importante, como consecuencia de la presencia orgánica y de haber retenido agua intersticial durante largos períodos:

Respecto al carácter secuencial o repetitivo tan característico de estas series habría que invocar dos tipos de procesos responsables actuando simultáneamente y superponiendo sus efectos. Unos de carácter autocíclico, de relativamente pequeña escala y representación local dentro de la cuenca (divagaciones de canales, migración longitudinal y lateral de barras, abandono o acortamiento del cauce), que condicionarían fundamentalmente las secuencias positivas de orden métrico. El segundo tipo estaría formado por aquellos de carácter alocíclico, con origen externo, de mucha mayor escala, y que afectarían a toda la cuenca; en parte, su influencia puede acentuar los efectos de los anteriores, pero fundamentalmente daría lugar a un fenómeno general en las series aquí estudiadas, que consiste en una disminución hacia arriba y hacia el E en todas ellas de los espesores de los tramos inferiores de los ciclos, a expensas de los de grano fino superiores. Este último hecho sería debido a una atenuación progresiva de la proporción y frecuencia de los aportes, probablemente como resultado de una maduración gradual del relieve en el área madre.

A medida que se avanza hacia la zona oriental y hacia arriba de las series de la Formación Vega se pasa a facies de transición con faunas salobres (tramos inferiores de la Formación Tereñes suprayacente).

1.5.5. Formación Tereñes

El mejor afloramiento de la misma aparece en los acantilados situados inmediatamente al N de la localidad que le da nombre. Otro de ellos, aunque de poco espesor, debido a una serie de fracturas que hacen desaparecer su parte alta, se encuentra a partir del saliente rocoso más septentrional del extremo O de la Playa de Ribadesella.

Se trata de una sucesión lutítico-margosa de tono gris oscuro a negro, con frecuentes capas y lentejones carbonatados (micritas y microsporitas), así como numerosos horizontes lumaquéllicos en los que dominan los Bivalvos (*Isognomon*, *Gervillia*, *Ostreidos*, *Carbúlidos*, *Exogyra*, etc.), seguidos de los Gasterópodos (*Procerithium* y otros). En menor proporción aparecen huesos, dientes y escamas de peces ganóideos, restos de algas (*Solenoporáceas*, *Charáceas* y otras), ostrácodos, fragmentos de huesos de reptiles, etc. Sin embargo, hasta el momento no han aparecido cefalópodos. Entre los bivalvos, el doctor F. T. FUR-

SICH (1984, com. personal) ha clasificado, además, *Corbulomina* sp., *Protocardia* sp., *Anomia* sp., *Nanogyra* sp. y Astártidos.

La serie, cuyo espesor total es de 151 m. en la localidad, se subdivide a su vez en dos miembros de diferentes litología y desarrollo.

El miembro inferior, con una potencia de unos 20 m., contiene además areniscas de tonos gris medio con predominio de capas gruesas, margas arenosas grises oscuras, calizas nodulosas oncolíticas y localmente lentejones de conglomerados polimícticos. Las areniscas presentan habitualmente una base erosiva, así como estratificación cruzada en surco a mediana escala y a veces tabular de tipo épsilon debida a acreción lateral; constituyen, en realidad, canales de dominio fluvial, que están desembocando en una llanura costera con abundantes marismas. Las huellas de pisada de Dinosaurios y las grietas de desecación son también exclusivas de este miembro inferior.

En el miembro superior, de 131 m. de potencia, dominan las acumulaciones lumaquéllicas de diverso carácter, que tienden a organizarse cíclicamente en secuencias con disminución hacia la parte alta de la proporción de fauna. Existen aquí, además, diversos intervalos formados por limolitas calcáreo-arcillosas con laminación paralela y cruzada de ripples de corriente, que incluyen a menudo en sus bases moldes de cristales de halita. Localmente, aparecen también algunos niveles de yesos. El depósito tuvo lugar aquí en una amplia plataforma restringida o gran lagoon, siempre por debajo del nivel de base del oleaje.

La edad de la formación pudiera ser Malm, a juzgar por las dataciones a base de Ostrácodos obtenidas por RAMIREZ DEL POZO (1969) en sucesiones equivalentes, aunque más proximales, situadas hacia el SO y fuera de la presente hoja.

Entre las trazas fósiles comunes a ambos miembros destacan *Thalassinoides* sp., *Rhizocorallium irregulare*, *Planolites* sp., *Pelecypodichnus* sp. y pistas de trazado ondulante.

El conjunto de la formación representa una gran secuencia transgresiva sobre los depósitos fluviales de la Formación Vega.

1.5.6. Formación Lastres

Aflora en diversos puntos de la hoja. La sucesión más completa aparece en los acantilados costeros entre el meridiano de Tereñes y el saliente occidental de la Playa de Ribadesella. Otro buen afloramiento continuo de la parte más superior de la serie, aunque de difícil acceso, aparece entre la desembocadura del Río Sella y el saliente más oriental de la Punta de la Atalaya. A partir de aquí, y en dirección E, hasta el denominado pedral de Arra, límite de aparición de los materiales jurásicos,

la mayor parte de los perfiles costeros contienen depósitos de esta formación.

Su edad, según DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957), debería ser Malm (al menos en parte Kimmeridgiense), a juzgar por la fauna de Ammonites encontrada por ellos en los alrededores de La Atalaya, dentro de la parte alta de la serie: *Aspidoceras* cf. *longispinum* y *Aulacostephanus* aff. *eudoxus*.

La sucesión, de más de 400 m. de espesor y de litología muy variable, consta a grandes rasgos de una alternancia de areniscas grises y beigeas, con cemento carbonatado, en capas a menudo gruesas, junto con limolitas, lutitas, capas carbonatadas y horizontes lumaquéllicos; estos últimos se presentan dentro de amplios tramos con características muy similares a las de la Formación Tereñes infrayacente.

Además de la escasa fauna de Ammonites, estos mismos autores cifran diferentes variedades de *Trigonia*, *Exogyra virgula*, *Astarte* sp., *Núcula* sp., *Cyprina* sp., *Sphoeria* sp., *Cerithium* cf. *manselli*, *Alaria* cf. *beaugrandi*, *Natica venelia* Corbissp., *Córbula* sp., *Gervillia* sp. e *Isognomon* sp. Asimismo, se encuentran Ostrácodos, huesos de reptiles, fragmentos de troncos lignitizados, algas, etc.

Las trazas fósiles son aquí muy abundantes, destacando varias especies de *Thalassinoides* sp., frecuentes huellas de pisada de Dinosaurios (Terópodos, Ornítópodos y Saurópodos), *Pelecypodichnus* sp., *Planolites* sp., *Diplocraterion* sp., *Arenicolites* sp., *Gyrochorte* sp., *Rhizocorallium Jenense*, *Rhizocorallium irregulare*, *Teichichus* sp., *Monocraterion* sp., *Cylindrichnus* sp., coprolitos de vertebrados, pistas onduladas, *Fuersichnus* sp., *Chondrites* sp., etc. (VALENZUELA, 1979; GARCIA-RAMOS y VALENZUELA, 1979).

El conjunto de la formación corresponde al depósito de pequeños sistemas deltaicos elongados y de dominio fluvial, que progradan sobre una extensa plataforma restringida de bajo gradiente. En ellos se reconocen magníficos ejemplos de secuencias, correspondientes en su mayoría a la llanura deltaica inferior, frente deltaico y prodelta, así como aquellos que representan etapas transgresivas con facies de abandono de delta.

Entre las subfacies mejor representadas destacan las de canal distributivo-barra de desembocadura, que engloban la mayor parte de los depósitos areniscos gruesos de la sucesión, las de canales y abanicos de desbordamiento (Subdeltas y «Crevasse channel») y las de bahía interdistributarios.

1.6. CRETACICO

Constituye la terminación oriental de la depresión cretácica de Oviedo-Cangas de Onís. Se dispone formando un sinclinal orientado aproximadamente E-O, su flanco Sur se apoya discordante sobre diversas formaciones paleozoicas y el Norte se halla cobijado bajo las mismas por la falla de Llueves.

Se ha levantado una serie tipo a la carretera de Cangas de Onís a Llueves, si bien los tramos basales del Cretácico presentan un mejor afloramiento en los alrededores de Corao.

La figura 11 es una representación esquematizada de estos sedimentos. Como puede observarse, se diferencian tres grandes tramos:

El tramo inferior, que aflora en Corao, presenta un paquete basal, con potencia de 10 a 15 m., constituido por areniscas (cuarzoarenitas) de grano medio y cemento silíceo, con estratificación cruzada en surco de media escala en paso a estratificación cruzada plana tabular; en los «lag» de los canales hay troncos fosilizados y cantos blandos de tamaño grava. Sobre él se apoyan facies de «mound-cores» de desarrollo métrico, con fauna de corales, braquiópodos, lamelibranquios, etc., que pasan lateral a lutitas carbonatadas grises con fauna dispersa y a areniscas blancas con porosidad móldica. Los paquetes superiores de este tramo son secuencias granodecrecientes con un término inferior de areniscas blanco-asalmonadas y rojo-violáceas, con estratificación cruzada en surco, granos de carbón y grandes azabaches, que pasan a limolitas y lutitas carbonosas con abundantes sulfuros y fragmentos o granos de azabache.

En su conjunto, el tramo estaría originado por un sistema canalizado conectado con el medio marino; puede tratarse de «fandeltas» (distributivo-llanura de inundación) y facies de abandono deltaico («mound cores»).

El segundo tramo, en la carretera de Cangas a Llueves, está constituido por paquetes decamétricos de arena (cuarzoarenitas) de grano medio-fino no cementada, normalmente masiva, que intercalan capas carbonatadas de constitución bioclástico-arenosa, con estratificación cruzada tabular y laminación cruzada de alto ángulo a cruzada en surco. Los paquetes presentan una capa basal de areniscas carbonatadas con escasos bioclastos de tamaño rudita, y las barras de calizas se organizan en secuencias «shallowing-up ward», normalmente en un ritmo de secuencia «muddy-grainy-muddy». Poseen una microfauna de *Marimella*, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* cf. *aperta*; *Pseudocyclammina* af. *rugosa*; *Orbitolina concava gatarica*; *Ammobaculites*, *Neoiraquia convexa*; Lamelibranquios, Equinodermos, Briozoos, Ostrácodos, etc., de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior.

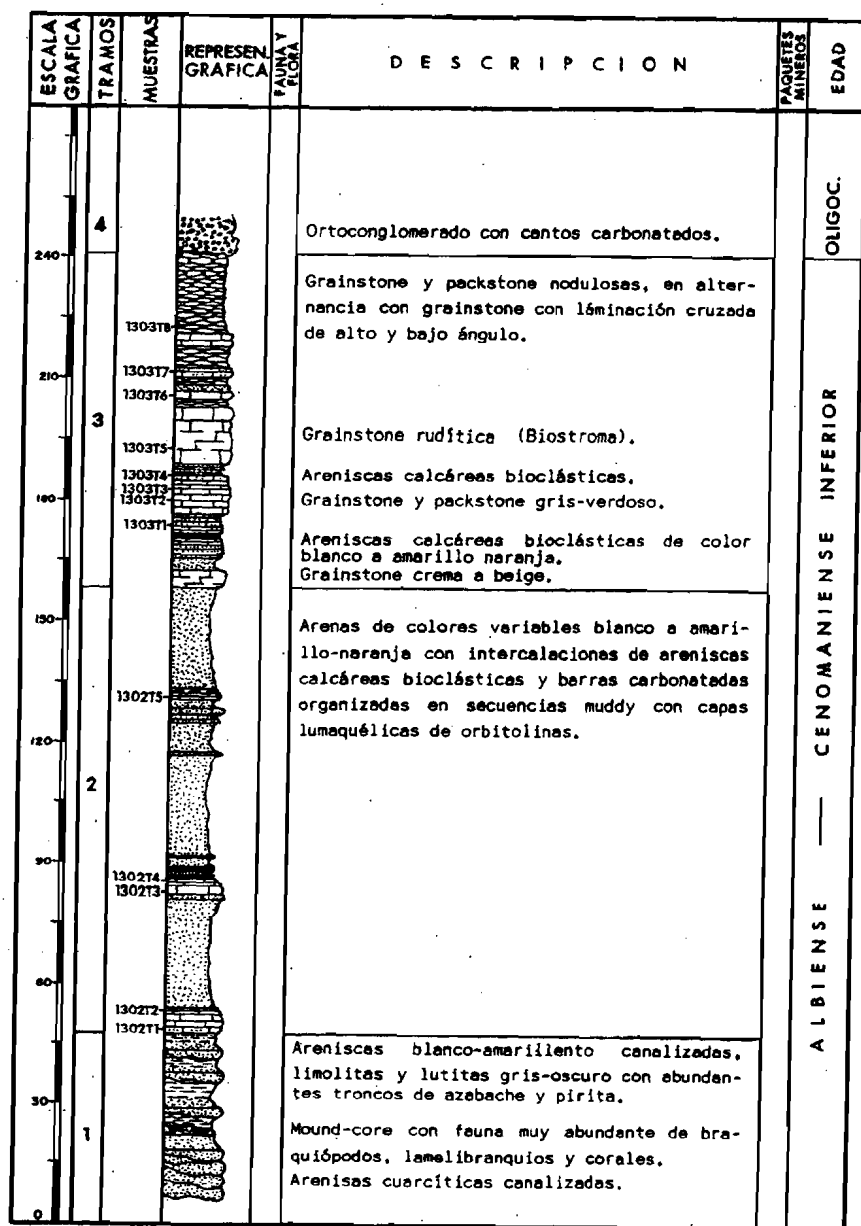


Fig. 11

Por las características descritas, estos sedimentos se originaron en un medio litoral, con playas y sistemas dunares asociados para las facies terrígenas, en tanto que los carbonatos serían sedimentos de llanuras de marea con barras submareales asociadas.

El tramo superior es esencialmente carbonatado, la base es un paso gradual con alternancia de capas carbonatadas y capas bioclástico-arenosas con características similares al tramo anterior, pero con claro predominio de los carbonatos. Siguiendo en la serie, los sedimentos pierden el componente arenoso, organizándose en una alternancia de secuencias «muddy» y «grainy» que intercalan blancos con laminación cruzada plana de medio a alto ángulo (secuencias de playa). Los subtramos medios son bafflestones y framstones de espesores variables (3 a 8 metros), sobre los que se apoya un paquete de calizas nodulosas (packstones) con pequeños «hard-ground» y láminas de lutitas carbonatadas bioturbadas. Poseen una microfauna de *Orbitolina cóncava gatárica*; *O. (mesorbitolina) gr. texana*, *O. (mesorbitolina) texana cf. aperta*, *O. af. cóncava*, *Neoraginia convexa*, *Heteroporella*, *Halimeda*, *Lenticulina*, *Dircorbis*, *Hedbergella*, *Marsonella*, *Nummuloculina*, Miliolidos, Ophthalmiidos, Rotálidos, Lamelibranchios, Celentéreos, Algas, Corales, Equinodermos, etc., que permiten atribuir una edad Cenomaniense inferior.

Por las características descritas, estos sedimentos constituirían una megasecuencia transgresivo-regresiva, en la que los subtramos de base y medios serían las facies submareales de plataforma externa con desarrollo de facies recifales, en tanto que el subtramo de nodulosas serían sedimentos de relleno condicionado y colmatación del lagoon restringido por las construcciones recifales.

Al E de Mestas de Con, donde acaba el afloramiento, se observan los términos inferiores apoyándose tanto sobre las «Cuarcitas de Barrios» como sobre las «Calizas de Picos». Estos niveles del tramo inferior, además de areniscas y cuarzoarenitas, poseen otros constituidos por lutitas, limolitas y arenas de colores rosados, violáceos y blancos, que algunos han asimilado al Pérmico; no obstante, en la pista de Corao a Abamia, debajo de ellos, existe un nivel de «mound-cores» con microfauna de *Lenticulina*, *Hensonina* y *Cuneolina* y microfauna de lamelibranchios, etcétera, que definen una edad Albiense-Cenomaniense. Más al E quedan pequeños retazos de areniscas cobijadas por la falla de Llueyes, y en Robellada se encuentra el más oriental, constituido casi en su totalidad por areniscas blancas y rojo-violáceas, con niveles decimétricos de azabache en la base y los otros de lutitas y limolitas rosado-violáceas citados anteriormente, que se encuentran en el cruce de Robellada a Meré.

Por último, al N de Posada de Llanes existe un estrecho afloramiento encajado entre las formaciones «Barrios» y «Picos», que coinciden con

la prolongación oriental de la subescama N de Ribadesella. Está constituido por unos 10-15 m. de lutitas gris oscura a negras, con nivelillos centimétricos de areniscas rojizas, a las que siguen 10-15 m. de calizas lumaquéllicas beige con lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos, coralaris, etc., y microfauna de *Pseudocyclammina hedbergi*, *Everticyclammina greigi* MAINC, *Nautiloculina cretácea*, *Pseudotextulariella* sp., *Pseudocyclammina* sp. y *Spiroplectammina*. que definen una edad Aptense inferior; por encima, unos niveles de arenas blancas y arcillas oscuras. Por las edades y tipo de facies, el primer tramo podría corresponder a la «Facies Weald», a la que se superpone el Aptense y la «Facies Utrillas», por encima, que se encaja contra la falla (prolongación del cabalgamiento de Ribadesella). Teniendo en cuenta los tipos de facies, el último tramo de Posada (Facies Utrillas) debe corresponderse con el primero de Cangas, ya que en éste las edades son más modernas.

1.7. Terciario

Sobre los materiales del Cretácico superior en facies marinas aparecen, en el ángulo SO, en ligera discordancia, unos pequeños afloramientos constituidos por 8-10 m. de conglomerados de cantos predominantemente calizos y con cemento carbonatado, que ocupan el núcleo de un sinclinal muy abierto, por lo que desde el punto de vista tectónico representan una facies sintectónica. Debido a su escasa potencia y afloramiento, pocas conclusiones se pueden sacar al respecto. Se trata de ortoconglomerados con cantos de tamaño variable (bimodales) entre 4-8 centímetros y 25-30 cm., redondeados y con cemento carbonatado. Su espectro litológico es casi monomítico, ya que en porcentajes superiores al 95 % son cantos de caliza cretácica. El resto son areniscas y cuarcitas de procedencia mesozoica y paleozoica. Son muy escasas las estructuras sedimentarias observadas, restringiéndose a cicatrices erosivas, y una fábrica poco ordenada. En algunos afloramientos muestran cierta ordenación con el eje mayor paralelo a las cicatrices y con imbricación en el mismo sentido. Por estas características se piensa estarían ligados a abanicos aluviales en zonas medias, donde se desarrollan sistemas braided.

En la hoja de Villaviciosa, donde ocupan gran extensión, sus autores, después de analizar los datos de diferentes estudios y publicaciones, les asignan una edad Paleocena o Eocena.

Al N de Corao, coronando los cerros Palmoreyo e Iguedo, existe una serie constituida por arenas y arcillas limolíticas rojas, dispuesta en discordancia angular (mayor que en el caso anterior) sobre el Cretácico superior. No puede establecerse ni su potencia ni sus características se-

dimentarias de detalle, ya que sólo aflora en pequeños arroyos y de forma discontinua.

Sobre estos sedimentos se desarrolla discordantemente un potente manto diluvial constituido por paraconglomerados polimíticos con abundante matriz arenoso-lutítica.

1.8. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios, aunque variados, ocupan escasa extensión areal, debido al fuerte relieve y al encajamiento de la red fluvial. Hay que destacar, por su espectacularidad, la existencia de sedimentos marinos situados en superficies planas (rasas) a una altitud de hasta 260 m. sobre el nivel del mar. Otros «cuaternarios» cartografiados son las terrazas fluviales, derrubios de ladera, rellenos de dolinas y otros aluviales.

1.8.1. Depósitos de rasas marinas

Se encuentran sobre la superficie plana modelada en las «Cuarcitas de Barrios» de la escama de Ribadesella o bien sobre las calizas del Carbonífero, siendo en este caso la superficie muy irregular.

Se trata de conglomerados de cantos cuarcíticos y areniscas, gravas y arenas embebidos en una matriz limoso-arcillosa; como se explica más adelante, los cantos conglomeráticos aplanados y los granos de arena brillante y redondeados indican un origen marino.

Existen cuatro niveles importantes de arrasamiento, situados a cotas de 220-240 m., 140-150 m., 110-120 m. y 70-80 m. Los dos primeros, cuando están situados sobre cuarcitas, originan superficies planas, los depósitos mencionados anteriormente, lutitas y turbas; el superior (220-240 m.) se desarrolló también sobre las calizas y areniscas y lutitas carboníferas de la zona de Ardisana, pero debido a la posterior carstificación de las mismas la superficie de base es muy irregular y solamente quedan restos de depósitos de arenas y limos amarillentos. Los niveles inferiores, que se encuentran entre Ribadesella y San Antolín, sobre el Carbonífero, también poseen una superficie muy irregular, y los depósitos han sido retrabajados posteriormente por erosión fluvial, limos arenosos amarillentos y arcillas pardo-negruzcas. Una exposición más amplia sobre el tema se encuentra en el capítulo de Geomorfología.

1.8.2. Terrazas fluviales

Solamente se encuentran en el valle del Río Sella. Entre Llovio y Ribadesella, en su margen izquierda, aparece una amplia terraza, pequeños retazos quedan a lo largo de su recorrido y en la confluencia del Piloña con el Sella queda otro nivel importante, donde está situado Arriondas. En Margolles queda un nivel más alto (40 m.) sin conexión con el cauce actual.

Sus depósitos son los típicos de cantos y bolos de cuarcitas y calizas en una matriz arenoso-limosa.

1.8.3. Derrubios de ladera

En las laderas del Río Sella, entre Margolles y Triongo, con fuertes pendientes, se desarrollan importantes conos de derrubios con características muy llamativas.

Se trata de orto y paraconglomerados polimícticos, y con fuerte heterometría y muy bajo redondeamiento. El aspecto litológico de las coladas está en relación directa con el área próxima, sobre la que se asienta el cono. El cemento es esencialmente carbonatado y se intercala con capas de caliches originadas por capilaridad ascendente.

1.8.4. Rellenos de dolinas

Son depósitos de arcillas rojas que, procedentes de la disolución de las calizas, quedan rellenando el fondo de dolinas y uvalas de las zonas carstificadas (Sierra de Cuera, Sierra de Escapa, etc.). Otros sedimentos más groseros (arcillas, limos y arenas) aparecen rellenando el «polje» de Llamigo, debido a que además de la descalcificación existen arrastres aluviales.

1.8.5. Aluviones

Aparecen a lo largo de los ríos Sella, Güeña y Bedón; están constituidos por bloques de naturaleza diversa, gravas y arenas con una matriz limoso-arcillosa y materia orgánica frecuente.

1.8.6. Depósitos mareales

Se encuentran en la desembocadura del Río Sella, hasta donde alcanzan las influencias mareales. Son materiales muy finos, limos, arcillas y fangos..., embebidos en agua, con una vegetación de tipo salobre.

1.8.7. Playas

Son arenas silíceas muy finas, con abundantes restos de conchas. Aparte de las mayores de Vega, Ribadesella y San Antolín (en ésta la parte posterior son bolas de cuarcita), existen numerosas a lo largo de toda la costa, algunas incluso anteriores, como la de Gulpeyüri.

2. TECTONICA

En la hoja de Ribadesella se encuentran representadas dos de las provincias en que se ha dividido la Zona Cantábrica, éstas son: la Región del Manto del Ponga y la de Picos de Europa.

La mayor parte del área corresponde al Manto del Ponga, la Región de Picos solamente aparece en el límite oriental y en la mitad Este de las dos escamas septentrionales; ello es debido a que en este área, al contrario de lo que ocurre en el resto de la Cantábrica (coincidencia de un cambio paleogeográfico con una estructura tectónica importante —manto de corrimiento—), la división paleogeográfica es oblicua a las estructuras de corrimiento, como puede observarse en el esquema regional y en la figura 2.

Los materiales paleozoicos fueron afectados por la orogenia hercínica, que dio lugar a unas estructuras de tipo tangencial desarrolladas en condiciones superficiales, como demuestra el hecho de que no existan equistosidades ni otras estructuras indicativas de una deformación relativamente profunda e intensa. La estructura resultante es un apilamiento de mantos de corrimiento (tectónica de tipo apalachense) con un nivel de despegue situado en las calizas del Cámbrico. La superficie de corrimiento va progresivamente cortando niveles superiores, siendo paralela a la estratificación en tramos largos, mientras que en otros más cortos salta de nivel (rampa), originando cuñas que implican el posterior desarrollo de pliegues sinclinales en las zonas planas y anticlinales en las zonas de rampa; el autóctono relativo es en la mayoría de las escamas la formación constituida por las calizas carboníferas.

Durante el Mesozoico, y aprovechando zonas de debilidad —algunas pueden ser antiguos cabalgamientos—, tiene lugar una tectónica de

bloques muy importante que originó nuevas cuencas, donde se depositaron los materiales del Triás, Jurásico y Cretácico. La mayor parte de estas fracturas se originaron en épocas tardihercínicas, como prueba el hecho de que estén jalonadas por rocas ígneas pérmicas (hoja de Tudanca) —y continuaron actuando— en la orogenia alpina. Están bien representadas en la hoja, adquiriendo cada vez más importancia regional, conforme nos desplazamos hacia el E, donde constituyen los bordes de cuenca de los mesozoicos bien desarrollados de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

2.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Las estructuras mayores se reconocen fácilmente en el esquema tectónico adjunto (Fig. 12), y pueden agruparse en dos conjuntos diferenciados por su génesis, geometría y edad: son los cabalgamientos y pliegues, y las fallas.

2.1.1. Cabalgamientos y pliegues

El primer conjunto está constituido por los cabalgamientos hercínicos y los pliegues asociados a ellos que afectan al Paleozoico. En efecto, se trata de una serie de ellos de dirección E-O (algunos muy verticalizados), que a la altura del meridiano de Ribadesella se inflexionan y pasan a dirigirse hacia el SO, e incluso hacia el S en Cangas de Onís; su vergencia es S cuando son E-O, o progresivamente van pasando SE y E cuando su dirección es N-S. Esta disposición es consecuencia de la situación de la hoja en la rama N del arco astúrico. Entre Niedo y Caviellas (al E de Cangas) se da un cambio brusco en la polaridad de las vergencias, como consecuencia del retrocabalgamiento de Picos hacia el O; así, la vergencia de la escama de Cangas de Onís es hacia el E, y la de Vavielles, al O.

La gran inflexión de los cabalgamientos puede deberse a la predisposición paleogeográfica de las distintas regiones, o quizás es la tectónica de mantos la que condiciona la paleogeografía. En cualquier caso, no debe descartarse un cierto grado de cerramiento del arco astúrico, como se observa más hacia el O, donde existen pliegues radiales perpendiculares a los cabalgamientos. En esta zona, en la parte central, son numerosos los pliegues (anticlinales y sinclinales) paralelos a los cabalgamientos y originados por la misma dinámica que ellos, como ya se explicó anteriormente sin necesidad de tener que invocar otras fases posteriores.

Como unidades cabalgantes mayores pueden distinguirse, de S a N, en el sentido del apilamiento sucesivo, las siguientes (Fig. 12):

Escama de Cangas de Onís.—Su nivel de despegue está constituido por las calizas de la Formación Láncara, aunque en algunos lugares pueden faltar. Abarca toda la serie paleozoica característica de la región, y excepto en la zona de Olicio, donde la Formación Barcaliente describe algunos pliegues, la escama es muy regular en el sentido de que se dispone en toda su extensión, formando una amplia estructura monoclinal, a veces invertida, y describiendo, eso sí, la inflexión general del arco astúrico, a la altura de Táran y Onao, donde además está profundamente afectada por las fallas ONO-ESE de Parda y Luevas. En esta unidad se incluyen las dos escamas que en cartografías anteriores se habían individualizado al atribuir a la Formación Oville la intercalación existente en las Cuarcitas de Barrios (capas de Ligüeria).

Todavía existen en el marco de la hoja dos escamas más por debajo de la citada, una constituida por cuarcitas de la Formación Barrios (escama de Onís) y cubierta discordantemente por el Cretácico, y otra, de la que aflora un pequeño retazo, formada por calizas de la «Formación Picos», debajo de la anterior. Finalmente, entre Niedo y Torio (3 Km. al SE de Cangas) hay que destacar la presencia de unas escamas de menor escala con polaridad convergente respecto a la de Cangas; es decir, con vergencia hacia el O, como consecuencia de los cabalgamientos internos de «Picos» hacia el S posteriores al emplazamiento del «Ponga». Así pues, entre «Picos» y «Ponga» existe una pequeña unidad muy apretada tectónicamente y con vergencias opuestas convergentes al haberse quedado pinzada entre los dos grandes dominios tectónicos; esta unidad se prolonga hacia el Sur por la hoja de Beleño, hasta la zona de Amieva.

Escama de Meré-Peruyes.—Sobre la escama de Cangas se dispone esta unidad, mucho más irregular que ella, tanto en sentido estratigráfico como tectónico. En efecto, estratigráficamente su base es la Formación Láncara, entre Olicio y Carracedo, pero progresivamente hacia el E el cabalgamiento va cortando niveles más altos; en Cuerres, el nivel de despegue son las pizarras de «Ligüeria» y al S de Meré son las Calizas de Barcaliente; más todavía hacia el E vuelven a aparecer las Cuarcitas de Barrios, y el cabalgamiento se adapta al crecimiento espectacular de la serie Caliza de Picos en la Sierra de Cuera. El autóctono es siempre la Formación Barcaliente, excepto en este lugar, donde es la Formación Picos de Europa, ya que posee una competencia similar.

Tectónicamente, toda la escama está muy replegada en su interior (sinclinal y anticlinal de Meré, sinclinal de Cabeza de la Infiesta, pliegues

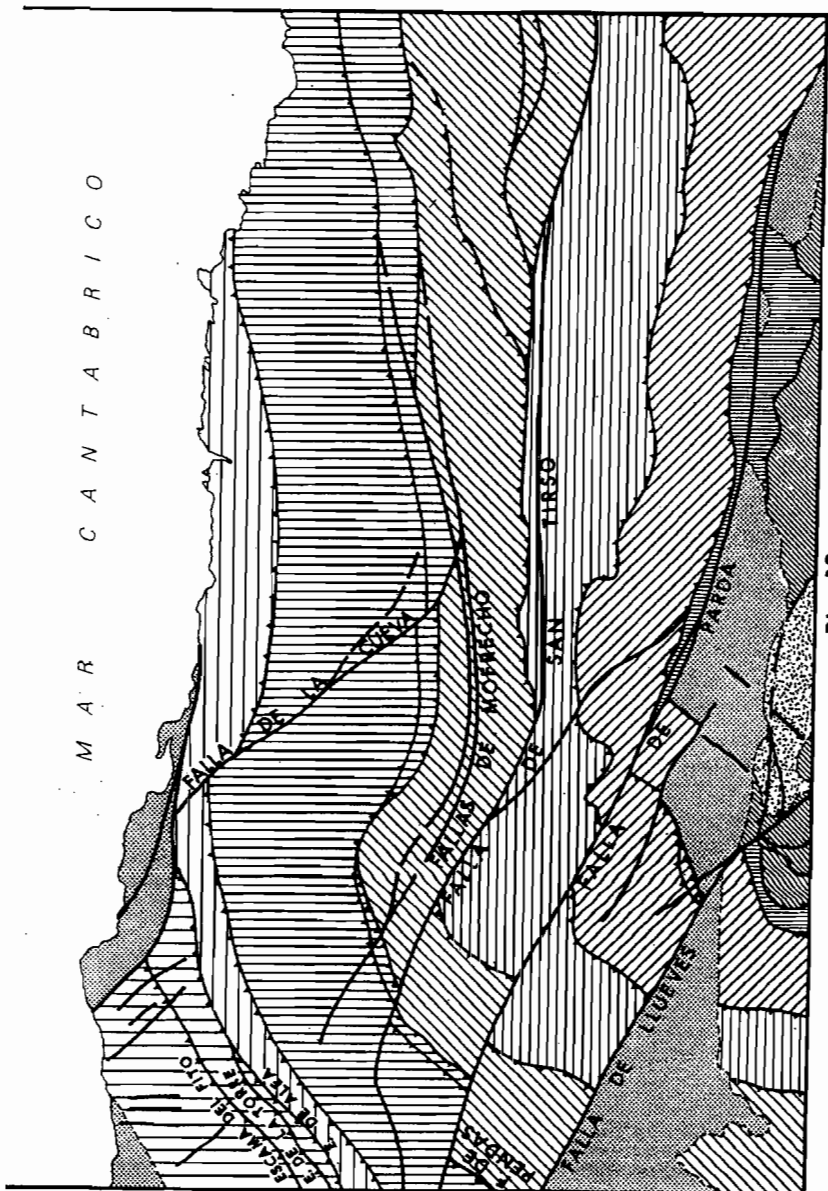


Fig. 12

Escala: 1/150.000



del Cerro de Covaeas y Los Revorios, etc.) y afectada, como la anterior, por las fallas posteriores de dirección ONO-ESE de Parda y San Tirso.

Escama de Mofrecho.—Entre Riocaliente y Riensena, el alóctono está constituido por las cuarcitas ordovícicas en forma de anticlinal; las calizas carboníferas plegadas solidariamente con ellas poseen unos repliegues muy apretados y espectaculares en la sierra existente entre los cerros Benzúa y la Cabezuca, y más abiertos en la Sierra de Escapa.

En la parte central, entre Igena y Peruyes, y tanto en el frente como en su interior, está muy afectada por las fallas de San Tirso y de Mofrecho, que retocan fuertemente su posición original. En la parte oriental, por delante de ella, salen dos nuevas escamas constituidas por calizas carboníferas que forman los macizos calcáreos de Llabres y Cueto Tejero, donde tiene lugar el cambio de facies del Westfaliense de Rioseco.

Escama de Ribadesella.—Se ha respetado la denominación tradicional de la citada localidad, aunque no corresponde con la situación. Su autóctono relativo está constituido por la Formación Barcaliente de la escama anterior, excepto en la zona de Los Carriles (al S de Nueva), donde se superpone al Westfaliense detrítico.

En la carretera nacional número 634, entre Frías y Llovio, aparece toda la serie paleozoica, desde la Formación Láncara al Carbonífero superior terrígeno, en una escama única que, tanto hacia el E como hacia el O, sufre un desdoblamiento y da lugar a dos subescamas mayores y a otras de menor entidad (las superficies de cabalgamiento se observan en la carretera de Nueva a Los Carriles). La subescama inferior termina en la zona oriental en un núcleo anticlinal y la superior se prolonga por la hoja de Llanes, donde su superficie de corrimiento continúa actuando, durante el Mesozoico, como demuestra que coincidiendo con su trazado se haya depositado una estrecha banda de sedimentos en el Cretácico.

Desde el punto de vista estratigráfico, la escama es sumamente ilustrativa respecto a los cambios de facies que en el Carbonífero tuvieron lugar y que en esta zona son perpendiculares a las directrices tectónicas; así, mientras en su mitad oriental el Westfaliense está constituido casi exclusivamente por materiales carbonatados del dominio de «Picos», a partir del meridiano de Llovio, hacia el O, las facies pasan a ser las típicas del Manto del Ponga (Formación Barcaliente, Formación Beleño, Caliza de la Escalada y Formación Fito, en parte).

Escama de El Carmen-Collera.—Su autóctono relativo es la Formación Fito, en la mitad occidental; en la oriental, debido al cambio de facies citado anteriormente, tanto el autóctono como el alóctono son las

calizas de «Picos», de aquí la dificultad de su delimitación, que ha sido posible merced al levantamiento de una serie de cortes micropaleontológicos muy detallados. Su existencia fue deducida por vez primera por VILLA, E. (*in litt.*), al O de la Playa de La Huelga, donde calizas del Moscoviense inferior se superponen al Moscoviense superior; en la elaboración de la hoja se ha confirmado su existencia, cartografiándose el trazado de su superficie de cabalgamiento, que desde el O de Castro-Molina se prolonga por las localidades de Camango y Collera, y al llegar a la Ría de Ribadesella es desplazado por la falla de la Cueva y se prosigue hacia el SO por la base de la banda calcárea donde están situadas las «Cuevas de Tito Bustillo». Así pues, las bandas calizas que corren paralelas y que en cartografías anteriores se habían dado con dos niveles en la serie o formando un sinclinal, en realidad es la repetición de la misma «Caliza de la Escalada». Desde Ribadesella, hacia el SO, el cabalgamiento es oblicuo a la estratificación y va ascendiendo en la serie, de manera que el nivel va adelgazando en esa dirección. Entre Villanueva de Pría y Ribadesella, y en las «Cuevas de Tito Bustillo», existen pliegues de escala decamétrica, abiertos, longitudinales, es decir, E-O, y paralelos al cabalgamiento. En la costa, al N de Torriello, existe una fracturación, N 150 E, tan penetrativa que da el aspecto de una falsa estratificación; en Llanes, otro sistema N-S origina los espectaculares «bufones».

En el ángulo NO, todavía por encima de ésta, aparecen dos escamas más: la de La Torre, con una de menor escala por delante de ella (Alea), y la del Fito, muy fracturada por los sistemas NO-SE y NE-SO, y con la particularidad de poseer un desarrollo estratigráfico un poco diferenciado con las «Pizarras del Suevo», de edad Llanvirn-Llandeilo.

2.1.2. Fallas

El segundo conjunto de estructuras destacables son las grandes fallas que afectan a los cabalgamientos con dirección ONO-ESE y O-E; atraviesan la hoja de un extremo a otro. Las más importantes son:

Fallas de Monfrecho.—Se detecta su extremo occidental en El Mazo, y hacia el E se desdobra y adquiere importancia cada vez mayor. Hunde el bloque N; al S del vértice Monfrecho se manifiesta con potentes brechas de falla, y más al E originan el «polje» de Llamigo; hacia el borde oriental convergen con los cabalgamientos del mismo nombre, uno de los cuales, al N de Posada, vuelve a rejugar como falla normal en el Mesozoico, originando una pequeña cubeta, donde se depositó una estrecha banda de Cretácico.

Falla de San Tirso.—También como la anterior, posee dirección ONO-ESE al O, va pasando a O-E y hunde el bloque N; en la zona entre San Tirso, Igena y la Sierra de la Cubeta origina una intensa fracturación de las calizas, y hacia el Este continúa por el borde S de Cueto Tejero, pasando a la hoja de Llanes por el Mazuco, el Biforco de Parres y, más al E, constituye el borde N del sinclinal cretácico-terciario de Colombres.

Falla de Parda.—Posee un desplazamiento en dirección dextrógiro importante (≈ 2 Km.), que afecta a las escamas de Meré-Peruyes y de Cangas; sin embargo, en el límite O, y en la hoja de Villaviciosa, prácticamente no posee movimiento en dirección, esto es debido a que este desplazamiento queda absorbido por la falla inversa de Pendás. Al E (zona de Pedroso y la Robellada) actúa como falla inversa, pero esto es consecuencia del alabeamiento del plano, que al no ser vertical produce una u otra impresión (falla normal o inversa), dependiendo de hacia dónde sea su buzamiento.

Falla de Lluves.—De gran importancia regional, ya que junto con la anterior origina la depresión tectónica de Arriendas-Cangas de Onís, donde se depositó el Cretácico. Hunde el bloque meridional y actúa como falla inversa, aunque hay que tener en cuenta lo mencionado anteriormente sobre los efectos de un alabeamiento del plano, también posee un desplazamiento en horizontal, en este caso levógiro.

Todas las fallas anteriormente citadas, poseen una dirección que varía de ONO-ESE a EO; hay otro grupo importante muy desarrollado en el ángulo NO formado por dos sistemas NO-SE y NE-SO, que poseen desplazamientos en dirección y tienen gran importancia económica, pues algunas se encuentran mineralizadas por fluorita, como la que limita al O el Cueto Laspre. Aunque en este lugar es donde mayor desarrollo alcanzan por unidad de superficie, ambos sistemas se encuentran representados por toda la hoja; al primero, NO-SE, corresponde la falla de las Cuevas, que desplaza el cabalgamiento de Ribadesella. Finalmente, el contacto Jurásico-Carbonífero también aparece fallado por el sistema ONO-ESE.

3.2. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En general se ha considerado que la edad del emplazamiento de los mantos de despegue (por los menos de la Región de Mantos) es intrawestfaliense (JULIVERT, 1978), esto se observa regionalmente en varias localidades y también en la hoja de Ribadesella, en la zona de Isongo,

donde el extremo occidental del Estefaniense de Gamonedo-Cabrales fosiliza al cabalgamiento que pasa por la citada localidad; más al E, fuera de la hoja, este Estefaniense queda cabalgado por una escama constituida por calizas de «Picos». Así pues, pueden deducirse, al menos, dos fases hercínicas importantes: una intrawestfalinesa (pre-Estefaniense), que dio lugar a los cabalgamientos, y otra fase fini-Estefaniense plegó estos materiales, quedando en alguna zona incluso debajo de las calizas westfalienses de «Picos».

La primera fase no tiene repercusión en lo que al dominio de «Picos» se refiere, continuándose allí la sedimentación de plataforma carbonatada durante todo el Westfaliense (hoja de Beleño), si bien en el Estefaniense, aunque concordantemente, ya existen pruebas de inestabilidad, como demuestra la presencia de turbiditas en la Formación Lebeña; en la Región del Manto del Ponga, sin embargo, el Estefaniense es claramente discordante, por lo que tenemos una primera fase que originó el despegue de los mantos en la Región del Ponga y quizá un desplazamiento en conjunto del dominio de «Picos» hacia el S, a la vez que se crean las cuencas estefanienses marginales con depósitos parálisos. En una fase posterior, al final del Estefaniense, se produce el repliegamiento de los mantos en las zonas internas, la escamación interior de Picos y el plegamiento del Estefaniense de Gamonedo-Cabrales, con el cabalgamiento de una escama de «Picos» sobre él.

Posteriormente tiene lugar una etapa distensiva final del Carbonífero y comienzos del Pérmico, originándose grandes fracturas que trastocan los cabalgamientos y en áreas vecinas (hoja de Tudanca) permiten la salida al exterior de las vulcanitas pérmicas; estas fracturas continúan actuando distensivamente durante todo el Mesozoico y en el ciclo alpino tiene lugar una nueva etapa comprensiva, que pliega los mesozoicos siguiendo las directrices hercínicas de las fracturas.

3. GEOMORFOLOGIA

La hoja de Ribadesella, constituida casi en su totalidad por materiales paleozoicos, posee un relieve muy abrupto con fuertes pendientes y desniveles. La cota máxima se alcanza en la Sierra de Cuera, con 1.200 m.

La morfología es fiel reflejo de la estructura. Se trata de una serie de valles y sierras que normalmente coinciden con las directrices tectónicas; por tanto, E-O, excepto en el ángulo NO, que son SO-NE; en general, las mayores elevaciones están constituidas por calizas carboníferas: Sierra de Cuera, Sierra de la Cubeta, Sierra de Escapa, etc., y las depresiones, por materiales detríticos westfalienses o bien coinciden con superficies fracturadas existentes en las cuarcitas, como es el caso del

valle del Río de Nueva. Los ríos y arroyos, en general, tienen un recorrido E-O, excepto el Bedón y el Sella, que, como ya se indicó en la introducción, son S-N y cortan a las estructuras.

En el borde meridional existe una franja con una morfología suave como consecuencia de su litología, constituida por areniscas y margas cretácicas muy deleznableles; esta depresión está recorrida por el Río Gueña.

Aparte de éstos, de carácter general, existen otros rasgos particularmente interesantes que merecen ser destacados, son los siguientes:

3.1. RASAS

Desde antiguo ha llamado la atención la existencia de unas superficies muy planas, casi totalmente horizontales —poseen una ligera pendiente 0,1 a 0,2 %— y escalonados hacia el mar en todo el borde costero, y en una anchura de 3-4 Km., excepto en el límite oriental, donde penetran hasta Ardisana, estas superficies son las «rasas» (Fig. 13). Están presentes en todo el litoral cantábrico y desde antiguo (SCHULZ, 1958) numerosos autores han tratado el tema, tanto en lo concerniente a su origen como a su edad, o a la cuantía de ellas y su correlación en diferentes lugares; una discusión amplia sobre el tema se encuentra en MARY (1983) y FLOR (1983).

En el área concreta de la hoja están bien representadas en el ángulo NE, conservándose muy bien las situadas sobre cuarcitas (Llano de Hontoria y Los Carriles, El Llanón, Llano de Santana, etc.), no así las situadas sobre calizas carboníferas, ya que su posterior carstificación ha dejado una superficie muy irregular, aunque a grandes rasgos puede considerarse plana. Poseen depósitos asociados de conglomerados con cantos cuarcíticos y areniscosos, gravas y arenas en una matriz limoso-arcillosa; los cantos, que son aplanados, y las arenas, con clastos muy redondeados y brillantes, definen claramente un dominio marino, aunque posteriormente retrabajados por erosión fluvial que redistribuyó los depósitos y formó acumulaciones importantes de turbas, sobre todo en los dos niveles superiores. Existen cuatro niveles bien desarrollados, que de más antiguo y alto a más moderno y bajo son:

- Nivel de 220-240 m. muy bien conservado sobre las cuarcitas de la escama del Fito en el borde occidental y las de Ribadesella en el oriental. Sobre la superficie erosiva existe un depósito de potencia variable, de 0,50 a 3 m., constituido por gravas, arenas, limos, arcillas y turbas, estas últimas llegan a alcanzar espesores de hasta 40 cm. y aparece en las rasas existentes sobre las cuarci-

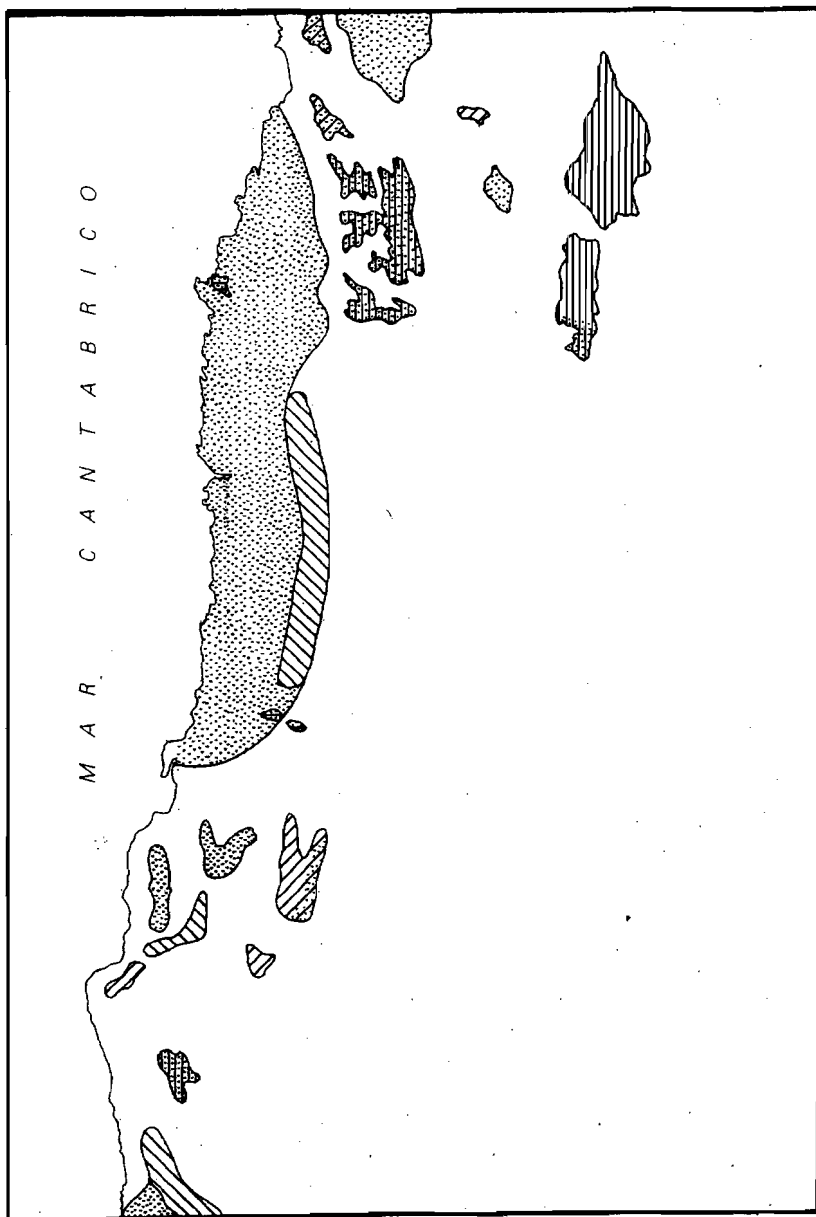
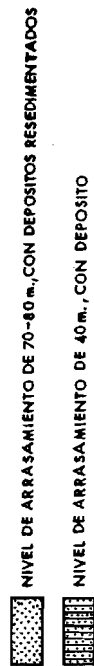
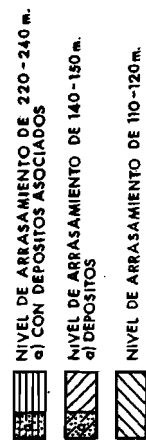


Fig. 13

Escala: 1/150,000



En cuanto a su edad, aunque se han dado diversas interpretaciones desde Eoceno hasta Würmiense, está claro que son posteriores al Oligoceno marino perfectamente datado de San Vicente de la Barquera; según Flor (1983), el primer arrasamiento corresponde al primer impulso de elevación del bloque cantábrico-gallego, que a su vez podría correlacionarse con los depósitos fluviales terciarios («rañas») de la cuenca del Duero (previos a la instalación de los sistemas aluviales actuales), que han sido datados como Villafranquiense medio; la elevación continuó

tas. Así la encontramos en el Llano de Hontoria y el Llanín, pero no cuando los depósitos están sobre calizas, como es el caso de los existentes entre Ardisana y Malateria, donde están constituidos por gravas, arenas y limos. Es interesante hacer resaltar la presencia de afloramientos en Ardisana no citados anteriormente y que por su altura y disposición equivalen al nivel de rasa superior, pero al estar sobre calizas se han conservado deficientemente; durante el tiempo en que se desarrollaron el mar penetraba por la zona de Rioseco y se abría hacia el interior, formando un gran golfo en lo que hoy son los valles de Ardisana y Debodes.

- Nivel de 140-150 m., corresponde al Llano de San Antolín, al de Santana y al extremo septentrional de El Llanín, en la parte oriental, y a algunos retazos al S de Carmen, en la parte Oeste; sus depósitos son conglomerados, arenas, arcillas (3 m.) y un nivel superior de turba de unos 20 m.
- Nivel de 110-120 m., quedan algunos retazos al borde del gran acantilado que en este período constituía la sierra existente entre el vértice Maor y el Alto de la Cueva, y en la parte occidental, al N de Caravias.
- Nivel de 70-80 m., situado en todo el borde costero desde Ribadesella hasta San-Antolín, y por detrás del nivel de 140 m. en toda la zona de Posada; es muy irregular, ya que está situado sobre calizas carboníferas que posteriormente han sido carstificadas. Posee frecuentes depósitos de gravas, arenas blancas y arcillas. Algunos autores lo consideran una degradación del nivel anterior y de origen continental; no obstante, tiene la suficiente entidad como para considerarlo un nivel propio. Todavía por debajo de éste existen al N de Llovio, y en la Playa de San Antonio, afloramientos de arcillas blancas, arenas y gravas silíceas que determinan un nivel de, aproximadamente, 40 m. Flor (1983) cita otras dos superficies, una a 15-18 m. y otra a 5-6 sobre el nivel de pleamar medio. Este último puede observarse colgado en la Playa de Villanueva de Pría, adosado a las calizas carboníferas y con un depósito brechoide de bloques calizos cementados.

durante todo el Pleistoceno, con paradas intermitentes que originan los sucesivos arrasamientos; la última (nivel de 5-6 m.) es inmediatamente anterior a la regresión Würniense, que marca el final de este período.

3.2. ESTRUCTURAS CARSTICAS

Los afloramientos calizos del Carbonífero están fuertemente carstificados, destacando la Sierra de Cuera y la rasa costera entre Naves y Ribadesella, donde toda la superficie aparece cubierta por dolinas que se han desarrollado por disolución a partir de fracturas o bien de planos de estratificación. Mención aparte, por sus dimensiones, debe de hacerse del «polje» de Llamigo, al S de Nueva, formado por dos fracturas paralelas (Falla de Mofrecho) muy importantes que originan un bloque hundido a favor del cual se extiende el carst; actualmente constituye un valle colgado de unos 3 Km. de longitud por 0,3 Km. de anchura, con numerosos sumideros, y en proceso de ser desmantelado por la erosión ascendente de los Ríos Nueva y San Cecilio.

En el área de Llanes son espectaculares los «bufones», dolinas desarrolladas en fracturas de dirección N 150 E a N 180 E, las mayores, y comunicadas subterráneamente con el mar, de forma que en momentos de fuerte oleaje se originan fuertes corrientes de aire ascendente, que al salir por pequeños agujeros producen sonidos característicos e incluso crean pequeños depósitos arenosos en torno suyo. Cuando los «bufones» se agrandan puede llegar a formarse una playa interior, es decir, separada de la costa, como en el caso de la Playa de Gulpeyuri, al O de San Antolín.

3.3. TERRAZAS FLUVIALES

Entre Llovio y Ribadesella existe un nivel de aterrazamiento situado a unos 4 ó 5 m. sobre el cauce actual del Sella, y quedan otros pequeños retazos a lo largo de su recorrido, el mayor en la desembocadura del Piloña en el Sella, donde existe un nivel a unos 15-20 m. en el que se asienta Arriendas.

A mitad del recorrido entre Arriendas y Ribadesella hay que destacar una forma muy curiosa, es el «Llano de Margolles»; es una superficie plana cubierta por gravas, arenas y arcillas cuaternarias, que queda actualmente colgada (a una altura de unos 40 m. sobre el cauce actual) y, por tanto, debe corresponder a un antiguo meandro del Sella, cuando el nivel del mar estaba a esa altura (último arrasamiento importante).

4. PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS

4.1 LAMPROFIDO

La carretera de Ribadesella a Colia e intruido en las calizas carboníferas de la «Formación Escalada», aparece un dique de pequeñas dimensiones que corresponde a un lamprófido, probablemente del tipo vogesita. El carácter textural que presenta es panidiomórfico de grano fino, con cierta tendencia porfídica.

Está constituido por minerales ferramagnesianos idiomórficos bastante alterados a carbonatos y clorita, entre ellos el menos alterado y más abundante es el anfíbol. También se encuentra clinopiroxeno y biotita fresca.

El feldespato que aparece es feldespato potásico, se halla en cristales tabulares fuertemente alterados a productos micáceos criptocristalinos.

Como componentes accesorios se presentan: cuarzo, m. opaco, esfeña y apatito, ocupando el cuarzo posiciones intersticiales.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los sedimentos más antiguos aflorantes en el marco de la hoja son atribuidos al Cámbrico inferior. A partir de estos materiales, Caliza de Láncara, el Paleozoico inferior se encuentra en serie continua hasta el final del Llanvirn-Llandeilo.

Durante el depósito de la Caliza de Láncara la Zona Cantábrica era una plataforma carbonatada somera, con índices de sedimentación muy bajos. Dentro de la hoja nos encontraríamos en la parte interna, inter y supramareal de esta plataforma.

Hacia el Cámbrico medio ocurre un cambio en las condiciones sedimentarias de la cuenca, de tal forma que la plataforma es invadida por sedimentos terrígenos, que en principio son finos (lutitas y fangolitas), aumentando hacia el techo las intercalaciones de terrígenos tamaño arena; en un medio de llanura mareal y plataforma interna siliciclástica con barras arenosas sublitorales, que de forma intermitente reciben aportes masivos del continente (flujo en lámina) y hacia el techo muestran características de facies canalizadas y pasan a la Formación Barrios suprayacente.

Esta formación, al menos dentro de la hoja, presenta un contacto gradual con la Formación Oville, con un aumento progresivo de la fracción arena, en tanto que desaparecen prácticamente las fracciones limo-arcilla. Los tres tramos descritos en el capítulo de estratigrafía indican

que estos sedimentos son depósitos fluviales (braided) y de flujo en lámina, con esporádicas e intermitentes transgresiones marinas, al menos en el tramo inferior.

Las «Capas de Ligüeria» son depósitos fluviales, llanura de inundación y ambientes lacustres asociados. Y el tramo superior son de nuevo depósitos fluviales de tipo braided.

En la escama del Fito, sector noroccidental de la hoja, sobre los sedimentos de la Formación Barrios la serie continúa con el depósito de las «pizarras del Suevo» en contacto neto con el infrayacente.

Por sus características litológicas y contenido faunístico serían depósitos de medio euxínico de plataforma.

Así pues, en la serie aflorante del Paleozoico inferior pueden constarse dos ciclos sedimentarios. El primero abarcaría desde las Calizas de Lánacara a las «Capas de Ligüeria», con carácter regresivo, en el que se pasa de depósitos de plataforma carbonatada a sedimentos lacustres. El segundo, de carácter transgresivo, en el que sobre los depósitos fluviales del tramo superior de la Formación Barrios se tienen al menos localmente materiales de cuencas euxínicas de plataforma.

Con posterioridad el Llandeilo tuvo lugar un largo período de emergencia, cuya extensión exacta no puede precisarse. De acuerdo con el registro estratigráfico, en la Región del Manto del Ponga falta todo el Ordovícico a partir del techo del Areing, todo el Silúrico y prácticamente todo el Devónico superior, y esta misma laguna se observa en la parte Norte de Picos de Europa. La única excepción a lo dicho la constituye la escama de Laviana (hojas de Rioseco y Ribadesella), en la que encima de la cuarcita del Arenig se encuentran unos 100-200 m. de pizarras negras del Llanvirn-Llandeilo. En qué medida la falta de registro sedimentario correspondiente al período de tiempo entre el final del Arenig y el final del Devónico se debe a falta de depósito o en qué medida ha colaborado la erosión eliminando parte de sedimentos depositados es imposible precisarlo. La existencia de un cierto espesor (aunque reducido) de pizarras por encima del Arenig en la escama de Laviana puede hacer pensar que la erosión puede haber contribuido a la extensión de la laguna, tal como en la actualidad se observa. Esta conclusión viene reforzada por el hecho de que en determinadas áreas el Carbonífero (y/o las areniscas del Devónico superior) se apoyan directamente sobre el Cámbrico, lo que sólo puede atribuirse a la erosión pre-fameniense; esto se observa en los alrededores de Maraña (SJERP, 1967; JULIVERT, 1967b), en el extremo E de la escama de Bodón (SITTER, 1962; EVERS, 1967), y al S de Sotres, en los Picos de Europa (MARTINEZ-GARCIA, 1978).

Si se compara el dominio del Ponga con dominios más occidentales (Región del Pliegues y Mantos) se observa que hay un aumento en la

importancia de la laguna estratigráfica hacia el núcleo de la Zona Cantábrica, alcanzando ésta su máximo en la Región del Manto del Ponga. Las condiciones de plataforma, con sedimentación somera; persistieron en el Devónico, por lo menos en buena parte de la Zona Cantábrica (Región de Pliegues y Mantos), así como persistió la tendencia emergente en la Región del Manto del Ponga. No obstante, ya en el Devónico se produjo una cierta diferenciación paleogeográfica, ya que la región del Pisuerga-Carrión, a partir del Sieginiense, estuvo sometida a una sedimentación de tipo pelágico que anunciaba ya la diferenciación de este área.

Es en el Devónico superior (Fameniense) cuando tuvo lugar la transgresión generalizada que afectó a toda la Zona Cantábrica. Consecuencia de ello son los conglomerados, arenas, limolitas, etc., que se apoyan discordantemente sobre los sedimentos del Paleozoico inferior, con características fluviales, llanura de inundación, etc.

La progresiva profundización y compartimentación de la cuenca da origen a los depósitos de lagoon restringido de las lutitas silíceas y lídidas del Vegamián, y posteriormente, por rotura de las barreras externas, a la instalación de una plataforma carbonatada con velocidad de sedimentación muy baja, que origina el depósito de las calizas de la Formación Genicera o Alba.

Este sistema deposicional se mantuvo muy uniforme durante todo el Carbonífero inferior en la Zona Cantábrica hasta el Namuriense, donde se produjo una fuerte diferenciación, que se acentuaría posteriormente a lo largo del Westfaliense.

En los dominios del Manto del Ponga y Picos de Europa, donde se enmarca la hoja, la sedimentación namuriense es bastante uniforme en cuanto a sus características litológicas, si bien es cierto que presenta variaciones en cuanto a potencia y detalles secuenciales, pero, en conjunto, son sedimentos de plataforma carbonatada restringida, y en el entorno de este trabajo, en medios inter y supramareales salinos. No obstante, si se considera la totalidad de la Zona Cantábrica, existen ya en este período sedimentos turbidíticos y olistostrómicos que atestiguan ya una movilidad en la cuenca que preconiza los subsiguientes movimientos orogénicos.

En el Westfaliense se produce una marcada diferenciación con la separación de dos áreas, una con sedimentación en un régimen parálico s. l. en el Oeste (Cuenca Central, Manto del Ponga), que hacia el Este pasa gradualmente a una plataforma carbonatada (Región de Picos de Europa) y la provincia turbidítica del Pisuerga-Carrión.

En el ámbito de la hoja se encuentra el tránsito de las facies siliciolítico-carbonatadas, depositadas en un medio tipo lagoon, a las facies de plataforma carbonatada de la región de Picos de Europa. Es de destacar

que a nivel del Kashiriense-Podolskiense (Westfaliense C superior?) el Manto del Ponga (Caliza de Escalada), y obviamente la Región de Picos, constituyeron una gran plataforma carbonatada, posiblemente con continuidad en Cuenca Central, en una potente barra carbonatada que marca el tránsito de los paquetes Llanon-Tendeyon (Leyva *et al.*, 1983). Representaría, pues, el nivel de máxima extensión de los carbonatos en el Westfaliense superior a partir del cual se inicia una progradación de los sedimentos siliciclásticos de medios someros fluviales, s. l., y deltaicos, en sentido Oeste-Este, que constituyen las secuencias finales del ciclo regresivo del Carbonífero superior.

Al final del Myachkoviense se instala en la Región de los Picos de Europa, o al menos en parte de ella, una sedimentación turbidítica y olistostrómica precursora del período de máxima deformación, propio del inicio de la movilidad hercínica que desde principios del Carbonífero superior viene afectando a determinadas áreas de la Zona Cantábrica y se extiende al área de trabajo en esta edad.

Los cambios sedimentológicos descritos son los característicos que tienen lugar en una cordillera en formación y representan, para la Zona Cantábrica, el paso de una zona de plataforma estable a una zona activa situada en la parte frontal de una cordillera. Al mismo tiempo, paralelamente con el cambio citado, se produce también un cambio en el origen de los aportes de material terrígeno; éste, que durante los tiempos paleozoicos pre-carboníferos procedía de áreas emergidas en el núcleo del arco, a partir del inicio del Carbonífero superior procede de la cordillera que se está levantando, es decir, de la parte convexa del arco, y es transportado hacia su núcleo.

El desarrollo orogénico que tiene lugar, paralelamente a la evolución sedimentaria descrita, incluye el desarrollo de una tectónica tangencial que aproxima y superpone provincias paleogeográficas originalmente distantes y el desarrollo de una tectónica de pliegues posterior. Durante el desarrollo de la tectónica de pliegues se va pasando a un predominio de los pliegues que dibujan el arco asturiano a un predominio de los pliegues del sistema radial. Estos pliegues del sistema radial van perdiendo importancia desde el núcleo del arco hacia su parte convexa, quedando muy atenuados al alcanzar el antiformal del Narcea; esta disposición puede interpretarse como debida a que el arco se ha ido cerrando, por lo menos en las últimas etapas del desarrollo de la deformación (JULI-VERT, 1971b).

Un nuevo cambio en las condiciones sedimentarias lo constituyó, finalmente, el inicio de la sedimentación tardía o postectónica (Estefaniense). Durante las últimas etapas de la sedimentación carbonífera se asiste, paralelamente a la pérdida de importancia de la deformación, a un paso de sedimentación marina, todavía presente en el Estefaniense más infe-

rior, a sedimentación continental y de agua dulce. Desde el punto de vista tectónico, el cambio esencial es que se pasa de un tipo de deformación que afecta uniformemente a toda la Zona Cantábrica a un tipo de deformación progresivamente limitado a bandas estrechas, en relación con zonas de fractura.

Dentro del ámbito de la hoja los sedimentos de edad Estefaniense son depósitos ligados a medios fluviales, llanura de inundación y lagoon, en los que puede establecerse los cambios laterales de uno a otro ambiente de sedimentación.

La historia geológica hercínica acaba con la erosión y nivelación de la cordillera en un período que abarca en el área de trabajo desde el Kasimoviense superior hasta el Triásico inferior, en el que se reactiva la tectónica de bloques, originando cubetas que comienzan a rellenarse con los sedimentos triásicos.

En discordancia angular y erosiva sobre el Carbonífero aflora en el ángulo noroeste de la hoja los sedimentos triásicos con un conglomerado basal (ortoconglomerado de cantos calizos), para continuar con sedimentos siliciclásticos y carbonatados en medios fluviales y lacustres en paso a sedimentos circunlitorales y supramareales del Jurásico inferior.

El Jurásico asturiano consta de dos modelos de sedimentación diferentes, que se superponen verticalmente en el tiempo, separados por una disconformidad: el inferior, de litofacies carbonatada y margosa, y el superior, eminentemente siliciclástico.

El primero de ellos, de edad Hettangiense a Bajociense inferior, comienza por términos dolomíticos y evaporíticos, a los que siguen otros calcáreos laminados (Formación Gijón), que pasan a hacerse nodulosos hacia la parte alta, terminando superiormente en una espesa sucesión rítmica margo-calcárea de aspecto tableado muy característico (Formación Rodiles). El conjunto representa una secuencia transgresiva que comienza por una facies de llanura costera carbonatada-evaporítica con episodios de tipo «sabkha» (Formación Gijón), que pasa gradualmente en vertical a otra plataforma continental estable, de bajo gradiente y sometida a un cierto grado de restricción (Formación Rodiles).

A continuación tiene lugar un levantamiento general, aunque de desigual importancia dentro del área considerada, que queda en gran parte sometida, en primer lugar, a procesos subacuáticos de baja intensidad de sedimentación y/o de omisión, y luego a meteorización subaérea, con los consiguientes fenómenos de alteración. Finalmente tiene lugar la excavación de un paleorrelieve, cuyo relleno y posterior colmatación por facies aluviales dará lugar a la disconformidad antes mencionada.

El segundo modelo de sedimentación, superpuesto al anterior y de edad Dogger?-Malm, al menos en parte Kimmeridgiense, comienza inferiormente por facies terrígenas de abanicos aluviales y relleno de paleo-

valles (Formación La Ñora), que pasan hacia el E a otras de carácter fluvial meandriforme (Formación Vega). A continuación tiene lugar una nueva etapa transgresiva, acompañada de una notable disminución de los aportes terrígenos, durante la cual se instaura un régimen de plataforma restringida somera o gran lagoon, con abundantes acumulaciones lumaquéticas (Formación Tereñes). Al final de la misma tienen lugar nuevas entradas de siliciclásticos a la cuenca procedentes del SO, que se disponen en forma de pequeños sistemas deltaicos elongados de dominio fluvial (Formación Lastres).

La historia deposicional del tránsito Jurásico superior-Cretácico inferior no puede seguirse de forma continuada dentro del ámbito de la hoja, ya que los sedimentos Cretácicos más antiguos datados son de edad Aptiense s. l., faltando el nexo de unión entre la Formación Lastres y el Cretácico.

La serie cretácica constituye en su conjunto una megasecuencia transgresiva, en la que se pasa de depósitos fluviales distales, deltaicos y mareales, a depósitos de lagoon y plataforma carbonatada sobre los que se apoyan en suave discordancia los conglomerados atribuibles al Terciario inferior. Estos conglomerados estarían originados por la elevación epirogénica en la orogenia alpina, que llevaron la Cordillera a cotas similares a las actuales.

Durante el cuaternario se desarrollan diversas etapas morfogenéticas, que originan el modelado actual, con rasas marinas a distinto nivel, modelado cárstico, terrazas fluviales, etc.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Existe actualmente, en la hoja de Ribadesella, una minería importante de fluorita en el ángulo NO y canteras para la obtención de CO_3Ca y SiO_2 en otros lugares de la hoja. En el pasado se ha explotado cinabrio en la zona de Olicio, y, con menor entidad, carbón en Intriago y cobre en Mestas de Con.

6.1.1. Fluorita

Se pueden distinguir dos épocas en cuanto a la minería de la fluorita se refiere, una que llegaría hasta la década de los años 70-80, en que se explotaron subterráneamente los filones ligados a las fallas NO-SE, y otra actual, en la que, prácticamente agotados aquéllos, se está benefi-

ciando el mineral estratoide de la base del Trías mediante la apertura de grandes canteras.

Existen dos tipos morfológicos de mineralización, aunque su génesis puede ser coincidente: son los filones y las capas. Los filones están asociados preferentemente a las fallas de dirección NO-SE (Filón Ana y Filón Aurora), y en menor escala a la E-O, arman siempre en las calizas de la Formación Barcaliente, desapareciendo cuando la falla atraviesa cuarcitas o pizarras y son descendentes; es decir, desaparecen en profundidad, como es el caso del Filón Obdulia.

El otro tipo son las capas. Sobre las calizas de la Formación Barcaliente (zócalo) se encuentra en discordancia angular y progresiva una brecha de unos 2 m. de potencia de cantos calizos (Muschelkalk) y cemento carbonatado, con características de un depósito de pendiente similar a los canchales actuales; siguen unos 3 m. de dolomías en niveles de 10-15 cm., claramente atribuibles al Muschelkalk, y unos niveles (2-3 metros) calcareníticos de facies de borde, que ya representan el tránsito a las facies arcillosas y margosas rojas y verdes, típicas del Keuper; la mineralización estratiforme aparece tanto en los niveles de brecha de la base como en los calcareníticos, está conectada a los filones y tiende a desaparecer conforme se aleja de las fracturas y de las zonas de borde de la cuenca. Según TEJERINA y ZORRILLA (1980), la mineralización es epigenética, producida por soluciones hidatógenas que se propagan por las fracturas NO-SE (posteriormente existe en ellas una removilización descendente por agua meteóricas), produciéndose en las brechas triásicas el reemplazamiento contra el techo impermeable; su edad sería jurásica.

Las reservas actuales del distrito de Caravias-Berbes, que se extiende también por la hoja de Villaviciosa, son del orden de 5×10^6 Tm., con una ley media del 30 % de F_2Ca .

El yacimiento se está explotando por MINERSA, en la zona oriental entre Berbes y Mina Ana, y por FLUORUROS, S. A., en Caravias. Los datos referidos a 1983 de ambas empresas son los siguientes:

	MINERSA	FLUORUROS S. A
Producción bruta	94.000 Tm./año	297.100 Tm./año
Ratio	3,46	3,6
Porcentaje todo-uno:		
F_2Ca	27 %	24 %
SiO_2	43 %	
CO_3Ca	10 %	22 %
SO_4Ba	7 %	
Otros	13 %	54 %

La producción final se destina a la industria química (FH) tanto nacional como extranjera, cerámica y metalúrgica, y briquetas para la siderurgia.

6.1.2. Canteras

En Ortiguero, el límite S de la hoja, ASTURCAL, S. A., posee una explotación en las calizas carboníferas de la Formación Picos. Se trata de unos niveles masivos de calizas blancas recristalizadas muy ricas en CO_3Ca (99,9 %) y cuyo destino, una vez molturados, es como fundentes para la industria del vidrio, y como aditivos para pinturas, esmaltes, piensos compuestos y derivados del cemento. La producción es de unas 25.000 Tm./año, con una relación útil explotable del 80 %.

En Fuentes (al E de Aniondas) la empresa COPELIA posee una cantera en las cuarcitas de la Formación Barrios, de la que extrae sílice. Su producción es de unas 21.000 Tm./año, que destinan fundamentalmente a la industria de la construcción (cemento blanco, loza y porcelana, terrazos, etc.).

6.1.3. Otros

En la región de Olicio, al N de Cangas, existe una mineralización de cinabrio asociada a las areniscas del Devónico superior que se explotó en el pasado. El cinabrio se encuentra rellenando pequeñas fracturas en las areniscas y también en las pizarras y calizas del Tournaisiense-Viseense.

En cuanto al carbón, existen indicios, e incluso en la década de 1920 hubo una pequeña mina en las cercanías de Intriago en los materiales Estefanienses de la Cuenca de Gamonedo-Cabrales, cuya terminación occidental aparece en la zona de Intriago-Isongo. También existen indicios en la formación detrítica westfaliense situada por encima de la Caliza de Escalada, en la escama de Ribadesella, concretamente en el paraje «Collado del Tollo», al S de Alea; estos mismos niveles se han explotado más hacia el O, en la hoja de Villaviciosa.

En Mesetas de Con existió una mina de cobre. Según LLOPIS (JULI-VERT, 1969), se trata de un relleno cárstico de arcillas conteniendo granos de mineral de cobre de 0,5 a 1 mm. de espesor.

Por otra parte, existen numerosas canteras bien en explotación intermitente o abandonadas, situadas en las «Cuarcitas de Barrios», y más concretamente en los lugares donde ellas se encuentran profundamente tectonizadas, bien por los cabalgamientos (carretera de Cardoso a Rales

o por las grandes fallas ONO-ESE (caso de la cantera de Fuentes); se utilizan como materiales de construcción en general. También para este fin se utilizan las calizas «griotte» carboníferas que se extraen en la cantera situada al S de Meré.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Existen en el marco de la hoja tres grandes áreas hidrogeológicamente diferenciadas en función de los materiales aflorantes y que corresponden a los conjuntos litoestratigráficos constituidos por:

- Materiales paleozoicos del Manto del Ponga.
- Materiales paleozoicos de la Región de Picos.
- Materiales cretácicos.

6.2.1. Manto del Ponga

Los acuíferos de interés están asociados a las calizas carboníferas y están individualizados por las diferentes escamas que conforman la disposición estructural del dominio. En general, las calizas (Formación Barcaliente) poseen poco espesor (≤ 200 m.), por tanto, los lugares más idóneos para la ubicación de un buen acuífero serían aquellos donde las calizas se encuentran más replegadas, como es el caso de la escama de Meré-Peruyes en los alrededores en las dos localidades y la escama de Mofrecho. Esta última constituye en la sierra del mismo nombre un acuífero importante, con una salida principal situada en la localidad de Frías (carretera nacional número 634), en la base del cabalgamiento de la escama de Ribadesella; este manantial posee grandes fluctuaciones en su caudal (400-50 l/s.), debido a la rápida circulación kárstica; otra salida, ésta termal (35° C), y con un caudal de 35 l/s., está situada en Santianes de Ola, asociada a la falla de San Tirso.

6.2.2. Región de Picos

El acuífero está ligado a las grandes unidades carbonatadas carboníferas de este dominio y separados entre sí, los distintos sistemas, por los cabalgamientos que incorporan los materiales cambro-ordovícicos impermeables. Se pueden distinguir los siguientes.

6.2.2.1. Sistema de la Sierra del Cuera

Aparece, solamente en la hoja, su extremo occidental, extendiéndose ampliamente el resto por la vecina de Llanes; está limitado al O por el Río Bedón, al E por el Deva, al S por el Cares y al N por la falla de San Tirso-El Mazuco. Las salidas principales son los manantiales de Caldueñin (150 l/s.) y Debodes (500 l/s.) en esta hoja, y los de Hoyo del Río (300 l/s., nacimiento del Río Purón) y la Borbolla (240 l/s., nacimiento del Río Cabra) en la de Llanes. Sus recursos son del orden de 70 Hm³/año y las reservas para 100 m. de acuífero saturado y porosidad de 1 % son de unos 96 Hm³.

6.2.2.2. Sistema costero de Ribadesella

Está ligado a las calizas carboníferas que aparecen entre Ribadesella y San Antolín, su límite Sur lo constituyen las cuarcitas de la base de la escama. Aunque existen dos escamas, la barrera hidrogeológica hay que situarla en la intercalación pizarrosa existente entre Llovio y Roncuello, y no en el cabalgamiento; no obstante, debido a que la intercalación posee escasa potencia en algunos lugares y a que puede llegar a desaparecer en profundidad (cambio lateral de facies), se puede considerar como un sistema único. Por otra parte, la intensa fracturación y karstificación dan lugar a unas condiciones hidrodinámicas excelentes; a la vez que la alta pluviometría y escasa explotación impiden fenómenos de intrusión marina, por lo cual la calidad es buena hasta la misma línea de costa.

El volumen total de recursos es de 28 Hm³/año y las reservas para 100 mm. de acuífero saturado y porosidad del 1 % son de unos 40 Hm³.

6.2.2.3. Depresión cretácica de Cangas de Onís

Constituye la terminación oriental del sistema de Nava-Cangas de Onís, ligados a materiales cretácicos.

El Cretácico, en conjunto, constituye un acuífero multicapa, en el que se encuentran superpuestos niveles detríticos y calcáreos, con intercalaciones arcillosas y margosas, entre los que se produce una comunicación vertical. Existen importantes cambios laterales de facies y de potencia entre los distintos niveles permeables e impermeables, que hace que la comunicación entre los distintos acuíferos sea variable.

La recarga se realiza fundamentalmente por el aporte directo del agua de lluvia y se drena por los ríos Sella, Gueña, Piloña y otros de

menor importancia. En Cangas de Onís existe un sondeo con una caudal superior a los 40 l/s.

Se emiten unos recursos de 200 Hm³/año.

6.2.3. Otros acuíferos

Todos los citados anteriormente son los sistemas importantes susceptibles de ser incluidos en una racionalización y ordenación de las aguas subterráneas; existen, por otra parte, otros muchos pequeños acuíferos ligados a las calizas carboníferas (Formación Barcaliente) e individualizados por sus formaciones de muro a techo, y por las fallas de dirección ONO-ESE en el tercio occidental de la hoja.

7. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L., y JUNQUERA, G. (1916): *Criaderos de Asturias. En: Criaderos de Hierro de España*. Min. Inst. Geol. Min. España, 27, 2 vols., 610 págs. Madrid.
- ARAMBURU, C., y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1984): *Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain*. 5.º Congr. Europeo Sedim. Marsella.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1967): *Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application*. Leidse Geol. Meded., vol. 39, págs. 129-192. Leiden.
- ALMELA, A.; RÍOS, J. M., y REVILLA, J. (1955): *Acerca de la edad de la facies Wealdense del N de Asturias*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 37, páginas 113-131. Madrid.
- ARBOLEYA, M. L. (1979): «La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León)». *Bol. Geol. y Min.*, XCII, págs. 19-40, 1981.
- BALDWIN, C. T. (1978): *A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese zones, NW Spain in Geología de la parte N del Macizo Ibérico (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal)*. Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos, número 27, Edic. Castro, SADA (La Coruña).
- BARROIS, CH. (1982): *Recherches sur le terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. Soc. Géol. Nord., vol., 2, núm. 1, págs. 1-630. Lille.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954): *Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique*. Pub. Inst. Geol. Univ. Barcelona, número 211, 61 págs.

- BLESS, M. J. M., y WINKLER PRINS, C. F. (1973): *Paleoecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N Spain)*, C. R. Teme Congr. Internat. Strat. Géol. Carbonifere. Krefeld, 1971, 2, 129-137.
- BOSCHMA, D. (1968): *Provisional geological map of the Southern Cantabrian Mountains (Spain)*. Leidse Geol. Med., 43 págs. 217-220.
- BROUWER, A., y GINKEL, A. (1964): *La sucesión carbonífera dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)*. C. R. V Congre. Int. Strat. Carb., 1, págs. 307-319. París, 1963.
- BRUKHARDT, R. (1967): *Geologie und lithologie der Permotriassischen schichtabfolgen und deren Palaozoischer Rahmenges teine im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien*. Dokt. Diss. Tech. Univ. Munchen (inédita), 119 págs.
- CALDERÓN, S. (1900): «La blenda de los Picos de Europa». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXIX, págs. 153-161.
- CARBALLO, J. (1911): «Excursión geológica a Picos de Europa». *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, t. XI, págs. 216-226.
- COMPTE, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mém. Inst. Géol. Min. España, vol. 60, pp. 1-440. Madrid.
- CRIMES, T. P., y MARCOS, A. (1976): «Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain». *Geological Magazine*, vol. 113, núm. 4, págs. 249-356.
- CRUSAFONT, M. (1960): «El yacimiento de mamíferos del Villafranquiense superior de Mesetas de Con (Asturias)». *Rev. Fac. Ciencias de Oviedo*, t. I, núm. 1, págs. 45-59.
- CUETO Y RUIZ DÍAZ, E. (1962): «Orografía y geología tectónica del país cántabro-astórico». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XLVII, págs. 9-109.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1970): «Sur la decouverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne». *Breviora Geol. Asturica*, 14 (1) págs. 1-11.
- DELEPINE, G. (1928): *Sur les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)*. C. R. Ac. Sc. París, t. 187, págs. 507-509.
- DELEPINE, G. (1943): *Les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)*. Mem. Acad. Sci. Inst. France, París, t. 66, págs. 1-122.
- DUBAR, G. (1925): *Sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies*. C. R. Acad. Sci. París, 180, 215-217.
- DUBAR, G., y MOUTERDE, R. (1957): *Extension du Kimméridgien marin dans les Asturies depuis Ribadesella jusqu'a Gijon*. C. R. Acad. Sci. París. Sér. D., 244, 99-101.
- ENADIMSA (1981): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca N de España (Asturias)*. Informe final PIAS. IGME.
- EVERS, H. J. (1967): *Geology of the leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Med., 41, págs. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): «Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia». *Bol. Oficial de Minas*, XIV, págs. 160-163.
- FLOR, G. (1983): *Las rasas marinas: ensayos de correlación y emplazamiento*. Trabajos de Geología, Univ. Oviedo, núm. 13, págs. 65-81.
- GARCÍA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, F.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH., y FEYS, R. (1971): *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trabajos de Geología, Univ. Oviedo, núm. 3, 101-150.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., y VALENZUELA, M. (1977): «Hallazgo de huellas de pisada de Vertebrados en el Jurásico de la costa asturiana entre Gijón y Ribadesella». *Brev. Geol. Astur.* 21 (2) 17-21, Oviedo.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., y VALENZUELA, M. (1977b): *Huellas de pisada de Vertebrados (Dinosaurios y otros) en el Jurásico Superior de Asturias*. Estudios Geol. 33 (3), 207-214. Madrid.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., y VALENZUELA, M. (1979): *Estudio e interpretación de la icnofauna (vertebrados e invertebrados), en el Jurásico de la costa asturiana*. Cuad. Geol., 10, 13-22. Granada.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; VALENZUELA, M., y ARAMBURU, C. (1979): *Descripción e interpretación de ciclos fluviales en el Jurásico de Asturias*. Cuad. Geol. 10, 23-33. Granada.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, P., y PIGNATELLI, R. (1973): *Memoria y Hoja Geológica núm. 30 (Villaviciosa)*. Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (2.ª serie). IGME.
- GINKEL, A. C. VAN (1965): *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian mountains (Spain)*. Leidse Geol. Med., 34, 1-225.
- GINKEL, A. C. VAN (1971): *Fusulindis from Uppermost Myachkovian and Kasimovian strata of NO Spain*. Leidse Geol. Med., 47, págs. 115-161.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): *Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)*. Trabajos de Geología. Univ. Oviedo, núm. 10, págs. 249-265.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (1973): «Sinopsis estratigráfica del Cretácico de Asturias». *Supl. Cien. Bol. IDEA*, núm. 18. Oviedo.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1935): «Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cántabro-Astórica». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. XXXV, núm. 9, págs. 487-497.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1944): *Nueva hipótesis de la formación tectónica de los Picos de Europa*. Investigación y Progreso, Año XV, páginas 215-277.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1928): *Discusión de algunos puntos de la Hoja Geológica de Llanes (Asturias)*. Not. Com. IGME, núm. 19, 181-186.

- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1936): *Sobre las cruzianas de las Sierras Planas (Asturias)*. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 36, págs. 14-16.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): *El sistema Siluriano*. Mem. IGME, «Serie explicación nuevo Mapa Geológico de España», t. II, págs. 1-848.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1904): «Datos para el estudio del sistema Liásico de Asturias». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 4 (7), 298-305. Madrid.
- JULIVERT, M. (1960): «Estudio Geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71, 1-346.
- JULIVERT, M. (1965): «Sur la tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, (7.^e serie), núm. 4, páginas 644-651, 2 figs. París.
- JULIVERT, M. (1966): *Sur la presencie du Cambrien a l'Est des Asturies (Chaîne Cantabrique, Espagne)*. C. R. Ac. Sc. París. t. 262, serie D., número 16, págs. 1033-1035.
- JULIVERT, M. (1967a): *La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, número 1, págs. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967b): *La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga*. Oviedo. Univ., Trabajos de Geología, núm. 1, págs. 59-76.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A., y HENRY, J. L. (1968): «Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, págs. 1-4. Oviedo.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., y MARCOS, A. (1969): *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 31 (Ribadesella)*. IGME. 1.^a serie.
- JULIVERT, M. (1970): *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja número 79 (Puebla de Lillo)*. IGME. 1.^a serie.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1970): *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Hoja núm. 54 (Rioseco)*. IGME. 1.^a serie.
- JULIVERT, M. (1971a): *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Hoja núm. 10 (Mieres)*. Memoria explicativa por M. Julivert; J. Truyols y J. García-Alcalde. IGME.
- JULIVERT, M. (1971b): «Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera or northwest Spain». *Am. Jour. Sci.* vol. 270, págs. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971c): *L'évolution structurale de l'arc asturien (Histoire Structurale Golfe Gascogne)*. t. 2. París, Edition Technip, 28 págs.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, y TRUYOLS, J. (1971): *La reseau de failles et la couverture post-hercyniense dans les Asturies*. Inst. Francais Petrol. «Colloques et seminaires», núm. 22 (Histoire structural du Golfe de Gascogne), vol. 1, 28 págs. Ed. Technip. París.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973): «Superimposed folding under flexural conditions in the Catabrian zona (Hercynian Cordillera, northwest Spain)». *Amer. Journ. Sc.*, 273, 353-375. New Haven.
- JULIVERT, M. (1976): *La estructura de la Región del Cabo Peñas*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, núm. 8, págs. 203-309.
- JULIVERT, M. (1978): *Hercynian Orogeny and Carboniferous Palaeogeography in Northwest Spain: A model of Deformation-Sedimentation Relationships*. Z. dt. Geol. Ges., vol. 129, págs. 565-592. Hannover.
- JULIVERT, M., y NAVARRO, D. (in litt.): *Memoria y Hoja Geológica núm. 55 (Beleño)*. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.^a serie). IGME.
- KARRENBERG, H. (1934): *Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischem Gebirges (Nordwest Spanien)*. Beitrage zur Geol. de Westlichem Mediterraengebiete. Berlin.
- KULMANN, J. (1961): *Die Goniatiten des Uterkarbons in Kantabrischen Gebirge (Nord Spanien) I. Stratigraphie. Paleontologie der U. O. Goniatina Hyatt*. Neves lb. Geol. Palaont. Abh., vol. 113, núm. 3, páginas 219-326, 12 figs. Stuttgart.
- KULLMANN, J. (1962): *Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nord Spanien)*. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math. Naturw. Kl., núm. 6, págs. 259-377. Wiesbaden.
- LANDRIN, M. (1841): *Rapport sur le bassin houillier de Rivade-Sella (Asturias)*. 1 fasc., 14 págs. Melius et cie. Bruxelles.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, C.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; BROUSMICHE, C.; CANDILIER, A. M.; GARCÍA, A., y ESNAOLA, J. M. (1985): *La estratigrafía del Carbonífero medio en la zona de Campo de Caso-Tanes (Sector Central de la Región de Mantos)*. Compte Rendue X Congr. Int. de Strat. et Geol. du Carbonifere. Madrid, 1983, I, 249-268, 4 pls.
- LÓPEZ AGOS, E. (1921): «Yacimientos de fósiles carboníferos de Arenas de Cabrales (Asturias)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXI, páginas 59-62.
- LOTZE, P. (1957): *Zur Alter Norwestpanischer Quarzit-Sandstein-Folgen*. N. Jb. Geol. Palaon. Mh., núm. 10, págs. 464-471. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1961): *Das Kambrion Spaniense. Teil I: Stratigraphie*. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math-Naturw. Kl. h. 6., págs. 1-216.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1954): *Sobre la tectónica de la Cuenca Carbonífera de Asturias*. Estudios Geol., 10, 21, 79-101. Madrid.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1958): *Estudio geológico del reborde meridional de la C. C. de Asturias. Pirineos*, año X, núms. 31-32, págs. 37-177.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1958): *Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra del Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso*. Monogr. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo, núm. X, págs. 1-59.
- MAAS, K. (1974): *The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain*.

- Deposition and deformation in a Flysch area.* Leidse Geol. Meded., d. 49, págs. 379-465.
- MALLADA, L. (1896): *Explicación del Mapa Geológico de España, Sistemas Cambriano y Siluriano.* Mem. Com. Map. Geol. Esp., vol. 2, 515 págs. Madrid.
- MARCOS, A. (1967): *Estudio geológico del reborde NO de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica).* Trab. de Geol. Univ. Oviedo, núm. 1, págs. 39-46.
- MARCOS, A., y PULGAR, J. (1980): «An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain». *Rund. Subsidenz-Entwicklung*, núm. 17. Tübingen.
- MARQUÍNEZ, J. (1978): *Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España).* Trab. de Geol. Univ. Oviedo, núm. 10, págs. 295-318, 1 mapa.
- MARQUÍNEZ, J.; MÉNDEZ, C. A.; MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., y VILLA, E. (1982): *Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Tournesiense-Kasimoviense) de las Llacerías. Picos de Europa. N de España.* Trab. de Geol. Univ. Oviedo núm. 12, págs. 187-193.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1962): *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias.* Instituto de Estudios Asturianos, págs. 1-232.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1965): *Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias.* Inst. Est. Astur. Oviedo, págs. 1-132.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y WAGNER, R. H. (1971): *Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). The Carboniferous of NW Spain.* Trab. de Geol. Univ. Oviedo, núm. 3, págs. 285-305.
- MARTÍNEZ GARCÍA E. (1971): *The age of the Caliza de Montaña in the eastern Cantabrian Mountains.* Trabajos de Geología Univ. de Oviedo, número 3, págs. 267-276.
- MARTÍNEZ GARCÍA E. (1978): *El Cámbrico de los Picos de Europa.* Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, núm. 10, págs. 341-349.
- MARTÍNEZ GARCÍA E. (in litt.): *Memoria y Hoja Geológica, núm. 32 (Llanes).* Mapa Geológico de España, E: 1:50.000 (2.ª serie). IGME. Madrid.
- MARY, G. (1983): *Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno.* Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, núm. 13, págs. 3-35.
- MÉNDEZ, C. A., y MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R. (1981): *Conodontos del Bashkiriense superior y Moscoviense inferior en una sección de la Cordillera Cantábrica (NO España).* Trabajos de Geología Univ. de Oviedo, número 11, págs. 129-134.
- MENGAUD, L. (1920): *Recherches géologiques dans la Région Cantabrique.* 1 vol., 370 págs. Toulouse.
- MENGAUD, L. (1932): *Sur la structure de la chaîne cantabrique.* C. R. Acad. Sc. París. Tomo CXCV; págs. 1092-1094. París.
- OBERMAIER, H. (1914): *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa.* Trabl. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol., núm. 9, pág. 42.
- PAILLETE, A. (1855): «Estudios químicos-mineralógicos sobre la Caliza de Montaña de Asturias». *Rev. Min.* Tomo VI; págs. 289-306. Madrid.
- PATAC, I. (1920): *La Formación Uraliense Asturiana. Estudios de cuencas carboníferas.* 1 vol., 54 págs., 28 láms., Cía. Asturiana de Artes Gráficas. Gijón.
- PELLO, J. (1967): *Estudio geográfico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (noroeste de España).* Trabajos de Geología Univ. de Oviedo, núm. 1, págs. 27-38.
- PELLO, J. (1972): *Estudio Geológico de la Región Central de Asturias.* Tesis Doc. Univ. de Oviedo.
- RADIG, F. (1966): *Fine Overdevon Fauna aus dem Ostlichen Asturien (Spanien) und die Schichtlucke unter den Knollenkalkese des Visé.* Zeitsch. Dtsch. Geol. Ges., 115, 2-3, 515-523.
- RINCÓN MARTÍNEZ, R. (1973): *Estratigrafía del Cretácico en Asturias.* Tesis Doctoral. Dpto. Estratigrafía. Univ. de Oviedo.
- ROYO GÓMEZ, J. (1927): «Sobre los pretendidos corrimientos de la Cordillera Cantábrica». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 5, 27, pág. 338.
- ROYO GÓMEZ, J., y GÓMEZ LLUECA, F. (1927): «Datos sobre el Devónico y el Secundario de Asturias». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27, 338 págs. Madrid.
- SCHINDEWOLF, O. H., y KULLMAN, J. (1958): *Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica.* Est. Geol., XIV, págs. 43-53.
- SCHULZ, G. (1958): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo, Madrid.* Gráficas Reunidas, S. A., 138 págs.
- SDZUY, K. (1961): *Das Kambrium-Spaniens, Teil II Trilobiten.* Akad. Wiss. Lit. Abb. math-naturw., núm. 7-8. 217-408 (499-690).
- SDZUY, K. (1967): *Trilobites del Cámbrico medio de Asturias.* Trabajos de Geología, núm. 1, págs. 77-133.
- SDZUY, K. (1971a): *Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica.* Congr. Hisp. Luso-Americano de Geol. Económica. Sec. 1, Geología VIII, págs. 759-768.
- SDZUY, K. (1971b): *La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España.* Primer Congreso Hispano-Luso-Americano. Geol. Econ. Sec. 1 (Geol.), vol. 2, págs. 769-789.
- SITTER, L. U. de (1962): *The structure of the southern slopes of the Cantabrian Mountains.* Leidse Geol. Meded, vol. 26, págs. 255-264.
- SITTER, L. U. DE, y BOSCHMA, D. (1966): *Explanation geological map of the*

- Paleozoic of the Southern Cantabrians Mountains, E. 1:50.000.* Leidse Geol. Med., 39, págs. 55-128.
- SJERP, N. (1967): *The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain).* Leidse Geol. Med., 39, págs. 55-128. Leiden.
- SUÁREZ VEGA, L. C. (1974): *Estratigrafía del Jurásico de Asturias.* Cuadernos de Geol. Ibérica, t. I, núm. 3. CSIC. Madrid.
- TEJERINA LOBO, L., y ZORRILLA BRINGAS, J. (1980): «Descripción geológica del distrito minero Caravia-Berbes». *Bol Geol. y Minero*, t. 91, VI, págs. 20-36. IGME.
- TERMIER, P. (1918): *Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: plis hercyniens et plis pyreneens, charriages antestephaniens et charriages post-nummulitiques.* C. R. Acad. Sci. Paris, t. 166, páginas 793-799.
- TRUYLOS, J., y MARCOS, A. (1978): *La cartografía geológica de Asturias desde Guillermo Schulz a nuestros días.* Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo, núm. 10, págs. 5-18.
- TRUYOLS, J.; LOBATO, L., y otros (in litt.): *Memoria y Hoja Geológica número 104 (Boñar).* Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.ª serie). IGME.
- VALENZUELA, M. (1979): *Nuevas aportaciones al estudio del Jurásico de la costa asturiana con especial atención a sus facies fluviales de carácter cíclico.* Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, Univ. de Oviedo.
- VALENZUELA, M.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; GONZÁLEZ LASTRA, J., y SUÁREZ DE CENTI, C. (in litt.): *Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias.* Trabajos de Geología, 15, Univ. de Oviedo.
- VILLA, E. (1981): «Datos sobre el contenido de fusulínidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NO España)». *Brev. Geol. Astúrica.* Año XXV, núms. 1-2. Oviedo.
- VILLA, E. (1985): *Foraminíferos de la Región Oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N de España).* Compte Rendue X Congr. Int. de Stret. et Geol. du Carbonifère. Madrid, 1983, I, 333, 344.
- WAGNER, R. H. (1959): *Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NO y Portugal N.* Estudios Geológicos, vol. 15, págs. 393-420.
- WAGNER, R. H. (1967): *Apuntes sobre las floras de la zona Gamonedo-Cabrales, en la parte oriental de Asturias.* Trab. de Geol. Univ. de Oviedo, núm. 1, págs. 47-59.
- WAGNER, R. H.; SPINNER, E.; JONES, D. G., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1969): *The upper Cantabrian Rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain.* Coll. Strat. Carbonifere. Liège, vol. 55, págs. 465-486.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., y RIDING, R. E. (1971): *Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain.* Trab. de Geol. Univ. de Oviedo, núm. 4 págs. 603-663.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968): *Carboniferous Productina and Chonetidina of Cantabrian Mountains (NO Spain). Systematics, stratigraphy and palaeogeology.* Leidse Geol. Med. 43, págs. 41-126.
- ZAMARREÑO, I., y JULIVERT, M. (1967): *Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas.* Oviedo. Trabajos Univ. de Geología, núm. 1, págs. 135-163.
- ZAMARREÑO, I. (1972): *Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO España) y su distribución paleogeográfica.* Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, núm. 5, págs. 1-118.

