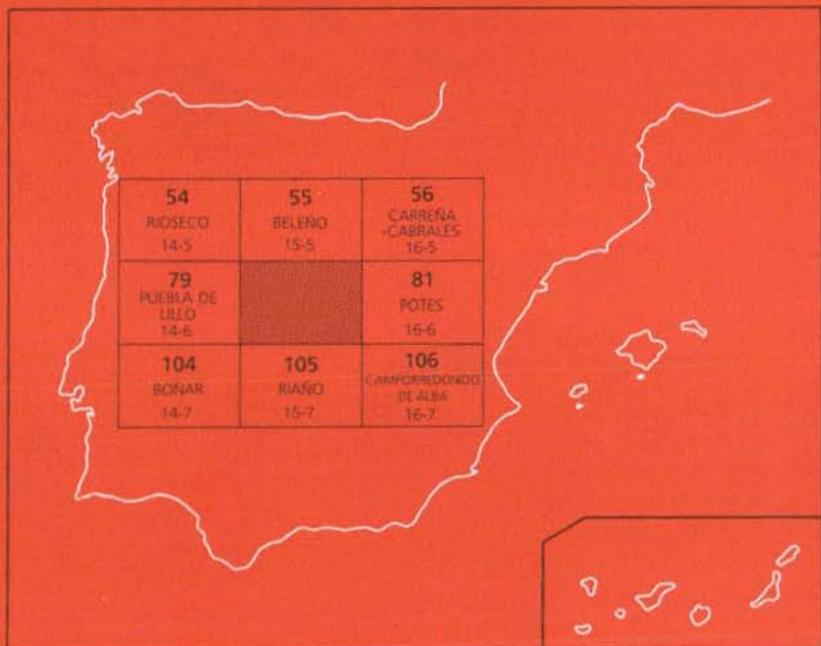




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BURÓN

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

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BURÓN

Primera edición

MADRID, 1990

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Burón han sido realizados por el Servicio de Geología del ITGE, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- N. Heredia, L. R. Rodríguez Fernández, A. Suárez Rodríguez del ITGE, y J. Alvarez Marrón de la Universidad de Oviedo.

Cortes Geológicos:

- N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández (ITGE)

Mapa Geomorfológico:

- E. Alonso Herrero (Universidad de León).

Memoria:

- Introducción: L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).
- Estratigrafía: P. Barba, J. R. Bahamonde y L. R. Rodríguez Fernández del ITGE, J. R. Colmenero (Universidad de Oviedo), L. P. Fernández (ITGE).
- Geomorfología: E. Alonso Herrero (Universidad de León).
- Tectónica: N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).
- Rocas Igneas: G. Gallastegui (ITGE).
- Historia Geológica: L. R. Rodríguez Fernández y P. Barba (ITGE).
- Geología Económica: A. Paniagua (Universidad de Oviedo), N. Heredia (ITGE) y E. Alonso Herrero (Universidad de León).
- Hidrogeología: L. Galán (ITGE).

Asimismo, han colaborado en aspectos temáticos parciales:

- En Paleontología: E. Villa y R. Montesinos (Universidad de León); C. Alvarez Vázquez (Jardín Botánico, Córdoba) y V. Horvath.
- En Cartografía Geológica (Área de Gildar-Montó): A. Marcos y J. Marquínez (Universidad de Oviedo).
- En la Geología Económica: L. Pevida (BP Minera).
- En Petrología: A. Cuesta (Univ. de Oviedo).

Dirección del Estudio:

- L. R. Rodríguez Fernández.

Fotocomposición: Laxes, S. A.

Imprime: Gráficas Marte, S. A.

Depósito legal: M-42566-1991

NIPO: 232-89-010-6

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. El marco geográfico	7
1.2. Situación geológica y generalidades	8
1.3. Antecedentes	8
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. El Cambro-Ordovícico	10
2.1.1. Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio)	10
2.1.2. Formación Oville (Cámbrico Medio)	14
2.1.3. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)	16
2.2. Devónico	19
2.2.1. Devónico de la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central	19
2.2.1.1. Formaciones Ermita y Baleas (Fameniense-Tournaisiense Inferior)	19
2.2.2. Devónico en «Facies Palentina»	20
2.2.2.1. Formación Abadía (Emsiense)	20
2.2.2.2. Formación Polentinos (Emsiense-Eifeliense)	22
2.2.2.3. Formaciones Gustalapiedra y Cardaño (Eifeliense-Frasniense)	22
2.2.2.4. Formación Murcia (Fameniense)	22
2.2.2.5. Formación Vidrieros (Fameniense)	23
2.3. Carbonífero	23
2.3.1. Carbonífero Inferior	25
2.3.1.1. Formación Vegamian (Tournaisiense Medio-Superior-Viseense-Inferior)	25
2.3.1.2. Formación Alba (o Geníceras) (Viseense)	25
2.3.1.3. «Caliza de Montaña» (Namuriense-Bashkiriense)	28
2.3.1.3.1. Formación Barcaliente (Namuriense A)....	28

2.3.1.3.2. La «Caliza de Montaña» en los Picos de Europa (Namuriense A-C/ Serpujoviense-Bashkiriense)	30
2.3.3. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad de Picos de Europa	30
2.3.3.1. Formación Picos de Europa (Westfaliense A-D/Bashkiriense-Moscoviense)	30
2.3.4. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central	32
2.3.4.1. Formación Fresnedo (Bashkiriense-Kashirsky inferior)	32
2.3.4.2. Formación Lois-Ciguera (Kashirsky superior- Myachkovsky)	34
2.3.5. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Ponga	37
2.3.5.1. Formación Ricacabiello (Bashkiriense)	39
2.3.5.2. Formación Beleño (Vereisky-Kashirsky)	40
2.3.5.3. Formación Escalada (Kahrirsky-Podolsky)	42
2.3.5.4. Formación Fito (Podolsky-Myachkovsky)	43
2.3.5.5. Formación Sebarga (Kasimoviense)	44
2.3.6. El Carbonífero Medio-Superior en la Unidad del Pisuerga Carrío	45
2.3.6.1. Grupo Prioro (Serpjujoviense-Vereisky)	45
2.3.6.1.1. Formación Perapertú (Serpjujoviense-Vereisky)	46
2.3.6.1.2. Formación «Conglomerado de Triollo» (Namuriense C-Westfaliense A)	46
2.3.6.2. Grupo Pando (Vereisky-Myachkovsky)	47
2.3.6.2.1. Formación Curavacas (Westfaliense A-Superior B)	47
2.3.6.2.2. Formación Lechada (Westfaliense A-C)...	52
2.3.6.2.3. Formación Vegacerneja (Westfaliense A-C)	53
2.3.6.2.4. Formación Panda (Podolsky Medio-Superior)	54
2.3.6.2.5. Formación Pandetrave (Podolsky-Myachkovsky)	56
2.3.6.3. Grupo Maraña (Westfaliense D Superior-Cantabriense Inferior)	59
2.3.6.4. Grupo Pontón (Cantabriense Inferior-Superior)	61
2.3.6.5. Grupo Valdeón (Cantabriense Superior-Estefaniente A)	64
2.3.6.6. Grupo Brañas (Cantabriense)	65
2.3.6.7. Grupo Coriscao (Cantabriense Superior)	65
2.3.6.8. Grupo Remoña (Estefaniente B)	66

	<i>Páginas</i>
3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS	70
3.1. El relieve: tipos y génesis	70
3.2. Elementos morfológicos	72
3.2.1. Formas y depósitos de morfología fluvial	72
3.2.1.1. Llanura de inundación	73
3.2.1.2. Zona de terrazas	74
3.2.1.3. Zona de cauces encajados	74
3.2.2. Morfología de vertientes	74
3.2.3. Morfología glaciar	75
3.2.4. Morfología kárstica	77
4. TECTONICA	77
4.1. Introducción	77
4.2. Características generales de los mantos cantábricos	78
4.3. Descripción general de las láminas cabalgantes	79
4.3.1. Los Mantos Palentinos (UPC)	80
4.3.2. Los mantos de la CCC y UP	82
4.3.2.1. Manto de Laviana (Sector de Piedrafita-Lillo, CCC)	83
4.3.2.2. Manto de Laviana (Sector de Lois-Ciguera-CCC)	83
4.3.2.3. Mantos de Caso	83
4.3.2.4. Manto de Ricacabiello	85
4.3.2.5. Sistema de Beleño	86
4.3.2.6. Sistema Frontal	86
4.3.3. Los mantos de la UPE	89
4.3.4. Los mantos de la UPC	89
4.3.4.1. Manto de Barruelo	91
4.3.4.2. Sistema de Valdeón	91
4.3.4.3. Manto de Panda	92
4.3.4.4. Manto de Cardaño	93
4.4. Los pliegues	94
4.4.1. Pliegues relacionados con la CCC, UP y mantos relacionados en la UPC	95
4.4.2. Pliegues relacionados con el acortamiento N-S	95
4.5. Las fracturas tardihercínicas	96
4.6. Edad de las estructuras	98
5. ROCAS IGNEAS	98
5.1. Introducción	98
5.2. Rocas volcánicas	99
5.3. Rocas intrusivas	101
5.3.1. Antecedentes e introducción	101
5.3.2. Petrografía	103
5.3.3. Geoquímica	106
5.3.4. Consideraciones petrogenéticas	109

	<i>Páginas</i>
6. HISTORIA GEOLOGICA	112
7. GEOLOGIA ECONOMICA	115
7.1. Indicios y minería metálica	115
7.1.1. Mesoepitermales de As-Sb-Au en rocas subvolcánicas	116
7.1.2. Mesoepitermales de As-Sb-Pb-Zn-Au-Ag en rocas subvolcánicas	118
7.1.3. Venas hidrotermales de As-Au	120
7.1.4. Epitermales de fluorita en rocas carbonatadas	121
7.2. Minería energética	123
7.3. Rocas industriales	123
8. HIDROGEOLOGIA	123
9. BIBLIOGRAFIA	125

1. INTRODUCCION

1.1. EL MARCO GEOGRAFICO

Desde un punto de vista geográfico, la Hoja de Burón se encuentra situada en el extremo nororiental de la Provincia de León, incluyendo también un pequeño sector del Principado de Asturias. El territorio incluido en la Hoja, se extiende por los valles leoneses de Sajambre, Valdeón, Valdeburón y Tierra de la Reina, así como por la parte más abrupta y elevada del concejo asturiano de Ponga. Corresponde a una zona totalmente de montaña, con alturas superiores a los 2.000 m.

La divisoria hidrográfica Cántabro-atlántica separa dos zonas diferenciadas en su configuración fisiográfica, si bien las características litológicas de la Cordillera Cantábrica (calizas, areniscas y pizarras) condicionan una cierta homogeneización del paisaje de ambas vertientes.

Los valles situados en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica (Valdeón, Sajambre y Ponga) presentan un relieve muy enérgico con pendientes muy fuertes, debido a la proximidad de la costa Cantábrica, produciéndose un fuerte desnivel que se refleja en los altos gradientes de ríos y arroyos. Los diferentes rasgos litoestructurales condicionan el que los valles sean comúnmente más abiertos en sus cabeceras, aprovechando zonas pizarrosas, siendo posteriormente cerrados, aguas abajo y muy cerrados, por profundas gargantas o desfiladeros en áreas con alineaciones verticalizadas de calizas del Carbonífero. Este hecho ha determinado que, en los casos concretos de Valdeón y Sajambre, se delimiten comarcas muy cerradas, en las que se han perpetuado seculamente hasta el presente siglo las relaciones socioeconómicas y culturales, con los valles de la vertiente sur de la cordillera a través de los puertos de montaña de Zalambra (1.561 m), Pontón (1.290 m), Panderruedas (1.470 m) y Pandetrave (1.562 m), permaneciendo aislados prácticamente del resto de valles de la vertiente norte por la existencia del desfiladero de los Beyos y la garganta del Cares, respectivamente.

En la vertiente sur de la cordillera, que incluye los valles de Valdeburón y del Yuso (Tierra de la Reina), el relieve, aún siendo enérgico, se encuentra más suavizado por el menor gradiente de los ríos; lo que determina un mayor desarrollo de los fondos de valle en el

intervalo comprendido entre los 1.000 y 1.200 m. En estos amplios valles aparecen desfiladeros y hoces de menor envergadura al atravesar litologías más resistentes.

Ambas zonas se diferencian también en otros rasgos, como los climáticos y biogeográficos; sin embargo, esta diferencia es mucho menor a la escala de la Hoja, ya que en ambas zonas limítrofes a la divisoria, las diferencias termopluviométricas no son muy acusadas, reflejándose en varios parámetros idénticas series de vegetación y biotopos faunísticos semejantes. En resumen, la divisoria Cántabro-atlántica, a escala de 10-12 km no ofrece cambios espectaculares en estos rasgos climáticos y biogeográficos. Por el contrario, la disposición orográfica en dirección este-oeste de los Picos de Europa sí representa una importante barrera climática y biogeográfica, a pesar de estar situada en su totalidad en la vertiente norte de la Cordillera.

1.2. SITUACION GEOLOGICA Y GENERALIDADES

El territorio ocupado por la Hoja de Burón comprende el sector suroccidental de la denominada Región de Mantos de JULIVERT (1967b) o Unidad del Ponga, y un pequeño sector de la parte meridional de la Unidad de Picos de Europa, extendiéndose la mayor parte del territorio por la Unidad del Pisuerga-Carrión (Fig. 1). Todas estas unidades forman parte de la Zona Cantábrica de LOTZE (1945) que constituye la parte más externa (Cuenca de Antepaís) desde un punto de vista tectónico del sector NO del Macizo Hérziniano Ibérico.

El sustrato rocoso está compuesto por materiales de edades comprendidas entre el Cámbrico y el Carbonífero Superior, con una importante laguna estratigráfica que abarca parte del Ordovícico, Silúrico y Devónico en las unidades más orientales. El conjunto inferior precarbonífero se originó en condiciones marinas someras, incluso fluviales en un margen continental pasivo con el área emergida situada al E o NE; el conjunto de edad carbonífera corresponde a condiciones de sedimentación sinorogénicas con direcciones de aporte procedentes de las áreas emergidas variables en cada momento (sur, oeste e incluso norte).

La estructura, como es habitual en las zonas externas de las Cordilleras, tiene un carácter epidérmico, con el desarrollo de importantes mantos de cabalgamiento y escamas con pliegues asociados.

1.3. ANTECEDENTES

Si exceptuamos el sector del valle del Ponga incluido en la «Descripción geológica de la provincia de Oviedo» de SCHULZ (1858), el primer mapa Geológico en el que se incluye un sector importante de la Hoja de Burón es el de JULIVERT (1960). Posteriormente, SITTER (1962) incluye el territorio de la Hoja en el Mapa Geológico de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, si bien amplias zonas de la misma (Valdeburón, Valdeón) aparecen en blanco. En trabajos posteriores de la Escuela de Leiden se incluyen parcialmente sectores de la Hoja de Burón; así en el mapa de SJERP (1967) aparece la mitad occidental, en el de SAVAGE (1966) el área del Sinclinal de Curavacas y en el de SITTER y BOSCHMA (1967) la mitad oriental.

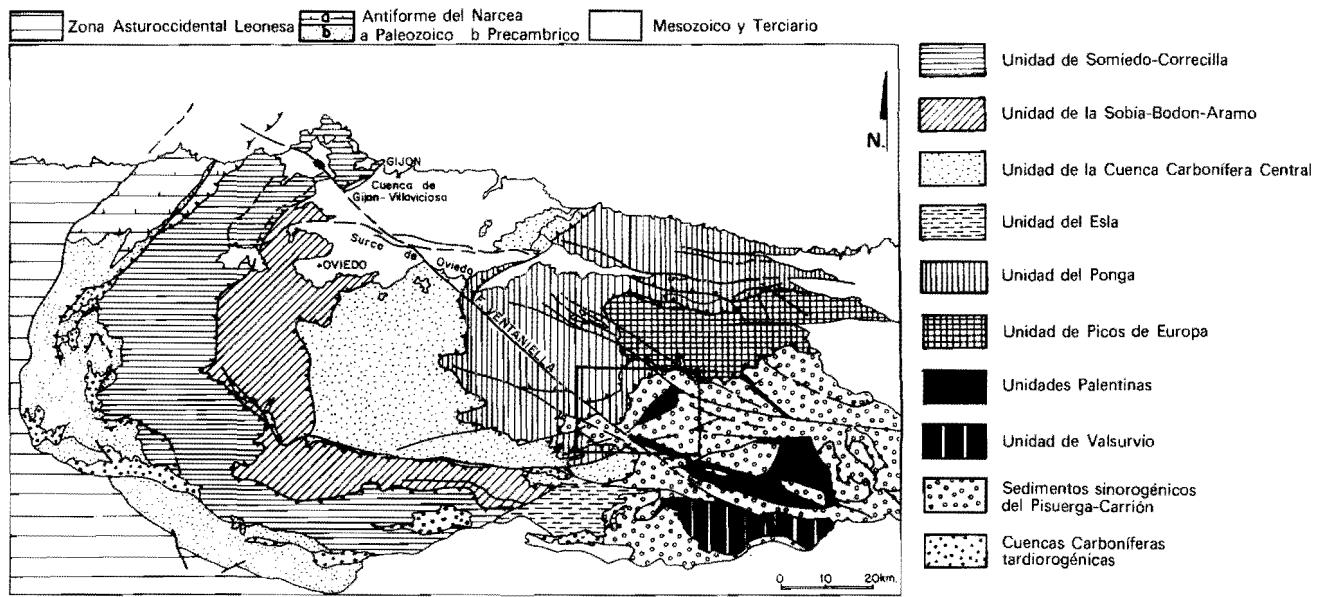


Figura 1. Situación de la Hoja de Burón en el contexto de la Zona Cantábrica.

En 1977, SAVAGE publica un mapa geológico a escala de 1:50.000 que incluye todo el territorio de la Hoja, si bien existen notables imprecisiones cartográficas y áreas con cambios de información, en las que no existen contactos geológicos. LOBATO (1977) publica un mapa general de los valles del Esla, Yuso, Carrión y Desa en el que recopila todas las cartografías previas.

En tiempos recientes se ha publicado un Mapa Geológico simplificado de la Unidad del

Pisuerga-Carrión (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987) en el que ya se organizan las diversas unidades litoestratigráficas con los criterios tectonosedimentarios mantenidos en la elaboración de esta Hoja.

Los antecedentes sobre el conocimiento estratigráfico y estructural del área de la Hoja de Burón se enumeran en los respectivos capítulos de la Memoria.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. EL CAMBRO-ORDOVICICO

Dentro de la sucesión Cambro-Ordovícica de esta Hoja se diferencian tres formaciones típicas de la Zona Cantábrica, que de muro a techo son: Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio), Formación Oville (Cámbrico Medio) y Formación Barrios (Cámbrico Superior- Arenig) (Fig.2).

2.1.1. Formación Láncara (Cámbrico Inferior-Medio)

Se trata del nivel más bajo aflorante dentro del ámbito de la Hoja, apareciendo en una serie de franjas estrechas formando la base de casi todas las escamas y mantos de despegue en la Región de Mantos; faltando posiblemente en casi todas las localidades la parte más baja de la formación.

COMTE (1937, 1959) introdujo el término calizas y dolomías de Láncara en la localidad de Láncara, hoy sumergida bajo el embalse de Barrios de Luna (Hoja 102 de los Barrios de Luna). Como alternativa a la sucesión tipo, dada por COMTE que presentaba algunos problemas y en respuesta a las variaciones laterales de facies, ZAMARREÑO (1972) establece tres sucesiones de referencia: la de Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla), la de Arintero (Unidad de la Sobia-Bodón) y la de Carangas (Unidad del Ponga).

La Formación Láncara ha sido estudiada en detalle fundamentalmente por MEER MOHR (1969) y ZAMARREÑO (1972, 1975, 1978, 1981, 1983). De todos los trabajos realizados el más completo a nivel regional es el de ZAMARREÑO (1972). Los afloramientos de esta Formación dentro del ámbito de la Hoja son aquellos englobados por esta autora dentro del capítulo de «Características de la Formación Láncara en la Unidad del Manto del Ponga, *sensu lato* (Región de Mantos)» (Fig. 3).

La Formación Láncara fue dividida en dos miembros, a los que se ha dado el nombre

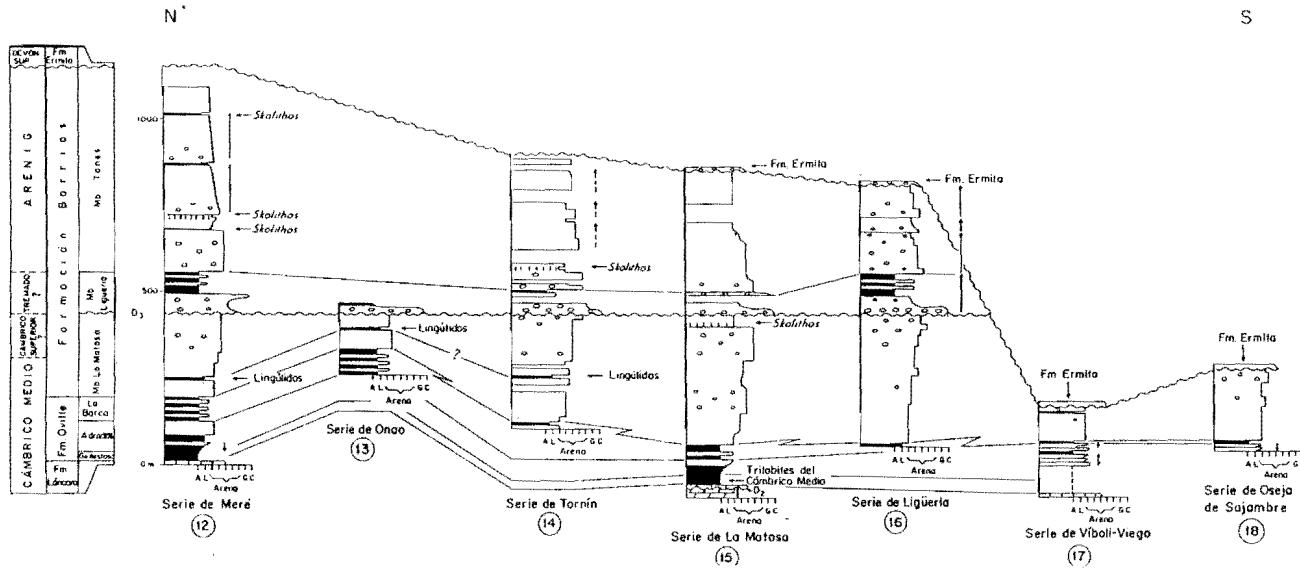


Figura 2. Correlación de series estratigráficas del Cambro-ordovícico en el Dominio del Este de Asturias (ARAMBURU, 1989).

informal de «miembro inferior» y «miembro superior». El primero pertenece a la facies de la «Región del Manto del Ponga *sensu lato*», sucesión tipo Carangas (ZAMARREÑO, 1972). Tiene una potencia de 3 a 60 m y consta principalmente de dolomicritas laminadas. La laminación se debe, en la mayoría de los casos, a la alternancia de bandas ricas en pellets y cuarzo detrítico con otros desprovistos de ellos; en algunos casos, las laminaciones se deben a la alternancia de bandas de carbonato con tamaños distintos de grano. Aparte de las dolomicritas laminadas existen pelesparita e intrapelesparita, que suelen contener además algas calcáreas del género *Nuia*, dolomicritas e intramicritas con pellets y localmente ooesparitas y doloesparitas. En campo, el miembro inferior presenta tonalidad amarilla con abundante laminación.

El miembro superior es muy homogéneo con espesores que oscilan entre 14 y 43,8 m. Consta exclusivamente de biomicritas muy ricas en glauconita, presentando en el campo tonalidades verdosas. Otra característica de la Formación Láncara en la Unidad del Ponga es la abundancia de algas calcáreas del tipo Girvanella. Estas características hacen que ZAMARREÑO y JULIVERT (1967), y ZAMARREÑO (1972) separen en el miembro superior las «facies Beleño» típicas de la Unidad del Ponga de las «facies Barrios» en el resto de la Zona Cantábrica.

Los principales trabajos referidos a la sedimentología de la Formación Láncara se deben a OELE (1964), MEER MOHR y SCHREUDER (1967), MEER MOHR (1969), BOSCH (1969), ZAMARREÑO (1972, 1975).

El miembro inferior ha sido comparado con áreas carbonatadas actuales como las Bahamas (OELE, 1964) o la bahía de Shark (ZAMARREÑO, 1972); OELE (1964) propone un medio nerítico somero a litoral en el que las calizas oolíticas serían análogas a los depósitos actuales del banco de las Bahamas; BOSCH (1969) sugiere la existencia de períodos supramareales en un medio salino, con posible desarrollo de *sebkhas* (calizas con *birdseyes*). MEER MOHR (1969) identifica facies de *sebkhas*, depósitos de playas (dolomías), episodios sub- a intermareales representados por los niveles con oolitos, estromatolitos y nódulos de calcita asociados (moldes de evaporitas?). Las calizas con *birdseyes* representarían, para este autor áreas, sub a intermareales, con episodios de exposición subaérea que darían lugar al desarrollo de los fenómenos kársticos que identifica en Barrios de Luna e Irede (Hoja de Los Barrios de Luna). ZAMARREÑO (1972) lo compara con las llanuras de marea carbonatadas de las áreas citadas y no con las del Golfo Pérsico, dada la ausencia de depósitos evaporíticos. Esta autora cita la existencia de facies dominantes supramareales para la Unidad del Ponga, mientras que hacia el oeste se pasa a facies sub-inter y supramareales. ARAMBURU (1989) considera que este miembro debió depositarse en una rampa homoclinal de pendiente muy baja hacia el oeste en la que la existencia de mareas es cuestionable.

Para el miembro superior, todos los autores concuerdan en atribuirle un medio de depósito más profundo, nerítico somero; agitado y sujeto a condiciones oxidantes para OELE (1964), y bajo el nivel de ola para BOSCH (1969). ZAMARREÑO (1972) lo sitúa muy alejado de la costa sin descartar una localización en la zona batial más alta, dada la baja intensidad de sedimentación esta autora considera que el miembro superior representa facies condensadas. ARAMBURU (1989) interpreta que al inicio de la sedimentación de este miembro se habría producido un hundimiento de la rampa homoclinal, depositándose las calizas grises

TARNA II

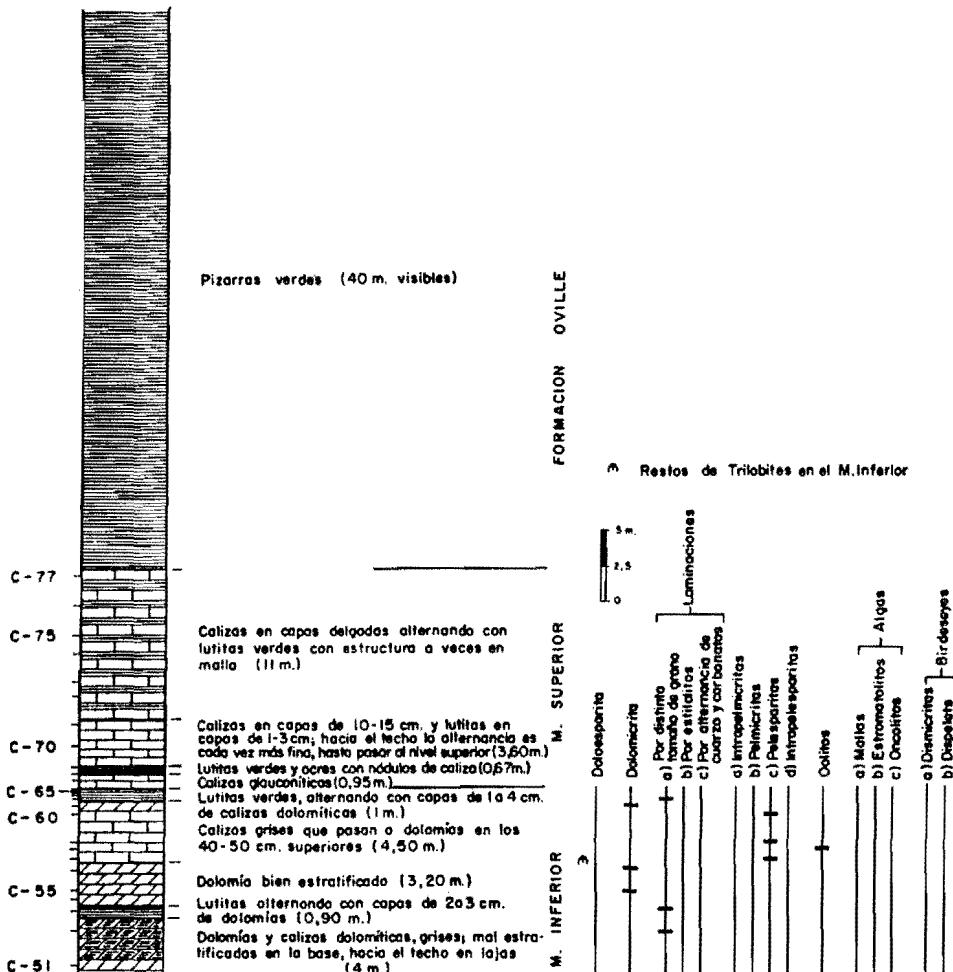


Figura 3. Columna estratigráfica de las formaciones Láncara y Oville. (ZAMARREÑO, 1972).

bioclásticas basales; posteriormente y en un período distensivo se habrían individualizado una serie de fosas y umbrales (*horsts*), en los cuales se habrían depositado las facies de calizas rojas nodulosas.

En cuanto a la edad de la Formación Láncara, el miembro inferior dolomítico es muy pobre en fauna, el hallazgo de arqueociatos en la parte alta de dicho miembro en la Hoja de Riaño permite atribuirlo al Mariniense-Bilbiniense (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1970; SDZUY, 1971) que se corresponden aproximadamente con el Leniense (HARLAND *et al.*, 1982), estando incluida en su totalidad en el Cámbrico Inferior. Como indica ARAMBURU (1989) la atribución al Cámbrico medio de la parte superior del miembro inferior por BOSCH (1969) carece de fundamento, y puede deberse más bien a una confusión en la interpretación de la nomenclatura litoestratigráfica de LOTZE (1961). En cambio el miembro superior presenta un elevado contenido faunístico, proporcionando sistemáticamente en todas partes formas del Cámbrico Medio. El detallado estudio de su contenido en trilobites, efectuado por SDZUY (1967), ha logrado establecer una secuencia de formás que permiten apreciar un diacronismo en el techo de dicho miembro. ZAMARREÑO (*op. cit.*) ha mostrado que en el frente del Manto de la Sobia, el techo de la formación se sitúa dentro de los llamados subpisos de *Badulesia* o de *Pardailhania*, mientras que, en los de Correcillas lo hace dentro de *Solenopleuropsis*, concluyendo, por tanto, la sedimentación de la *grotte* Cámbrica aquí cuando en la Unidad de la Sobia-Bodón se habría iniciado el depósito de la Formación siguiente.

2.1.2. Formación Oville (Cámbrico Medio)

La Formación Oville (COMTE, 1937, 1938, 1959) se dispone en contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios. La potencia de esta Formación en esta Hoja es reducida, variando entre 60 y 140 m (SJERP, 1967). Siendo sus características litológicas similares a las del resto de la Zona Cantábrica. A nivel de la Zona Cantábrica, el espesor de la Formación aumenta de modo general desde el este hacia el oeste, desde prácticamente desaparecer en las láminas frontales de la Unidad del Ponga a los 810 m de la zona occidental del manto de Somiedo.

En su parte baja predominan las pizarras y limolitas verdes con abundante fauna de trilobites. Por encima, el porcentaje de areniscas se incrementa hacia el techo de la serie, aunque con algunas recurrencias a términos más finos. Un hecho característico de esta Formación es la presencia frecuente de glauconita en las areniscas.

Esta Formación ha sido estudiada en su totalidad o parcialmente por diversos autores: LOTZE (1961) OLE (1964) SDZUY (1968) BOSCH (1969) ZAMARREÑO (1972) GIETELINK (1973) ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1984, 1988) y ARAMBURU (1989). Según SDZUY (1968) el intervalo lutítico basal de esta Formación en la Unidad del Ponga se caracteriza por tener pizarras rojas y en ocasiones verdes y por la existencia de escasos nódulos calcáreos en ellas. ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988), ARAMBURU (1989) separan cuatro y cinco dominios, respectivamente, dentro de la Zona Cantábrica para el Cambro-Ordovícico, estando esta Hoja dentro del Dominio V. Asimismo, separan tres miembros a lo largo de toda la Zona Cantábrica en base a características litológicas y ordenación secuencial:

Miembro Genestosa. Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites y braquíópodos, dispersos o formando lumaquelas. En zonas próximas a esta Hoja tiene una potencia de unos 20 m.

Miembro Adrados. Está constituido por una macrosecuencia de unos 50 m de espesor estrato y granocreciente hacia el techo. La parte inferior es una alternancia de pizarras, limolitas y areniscas grises en capas delgadas, con *ripples* simétricos y frecuente bioturbación. La superior está formada por areniscas, comúnmente glauconítica, con *ripples* simétricos y estratificación cruzada a mediana escala en sets de poco espesor. Generalmente se desarrollan aquí secuencias estrato y granocrecientes de orden menor (mesosecuencias) similares, aunque menos completas y espesas, a la que forma la totalidad del miembro. En el techo de algunas mesosecuencias se observan, en el este de Asturias, niveles delgados de glauconita pura.

Miembro La Barca. Tiene una potencia variable que en el este de Asturias varía desde 8 a 70 m. Está constituida por una alternancia de areniscas, más puras hacia el techo, limolitas y lutitas, con laminación paralela y cruzada de *ripples*. No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita y bioturbación, aunque menos abundante que en el miembro precedente

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltaicos (OLEF, 1964). BOSCH (1969) señala dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva localizada en el techo de su miembro B, que coincide aproximadamente con el techo del Miembro Adrados de ARAMBURU (1989).

Estas dos fases son también identificadas por GIETELINK (1973), quien distingue para el conjunto de las formaciones Oville y Barrios una serie de episodios progradantes de sistemas costeros lineales y de deltas destructivos. La secuencia basal abarcaría desde el miembro superior de la Formación Láncara, dada su base disconforme, hasta el miembro B de la Formación Oville. Presenta una evolución, correspondiente a un episodio progradante de costa lineal, desde una plataforma carbonatada inicial, progresivamente invadida por material clástico en condiciones abiertas y bajo el nivel de ola hasta depósitos de *shoreface* y de playa que alternan con intervalos de plataforma. En su techo se registra un episodio transgresivo que la separa de la segunda secuencia (miembros C y D), ésta evoluciona desde condiciones de plataforma hasta depósitos de talud deltaico y, finalmente, depósitosmareales de llanura deltaica, por la progradación de un delta destructivo dominado por mareas, lateralmente al cual se desarrolla una costa lineal de carácter mareal.

ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988), ARAMBURU (1989) incluyen la Formación Oville dentro de su MD2 (Megaciclo Deposicional) que también comienza con el miembro superior de la Formación Láncara y termina en el techo del Miembro La Matosa de la Formación Barrios (Dominios IV y V) o en el techo del Miembro La Barca de la Formación Oville, su equivalente lateral (en la zona norte de su Dominio I).

Estos autores discrepan de los modelos sedimentarios propuestos por BOSCH (1969) y GIETELINK (1973) y proponen un sistema deltaico trenzado («*braid delta*») o de llanura deltaica trenzada («*braidplain delta*»). Basándose en las asociaciones de facies y en las paleocorrientes, consideran que las facies de areniscas con laminación paralela y cruzada

de bajo ángulo (depósitos de playas y barras en el modelo deltaico mareal y de oleaje), corresponden en realidad a depósitos fluviales de *sheet flood*, reflejando el conjunto la progradación de deltas trenzados o de deltas de llanura trenzada. El Miembro Genestosa estaría formado por sedimentos de plataforma marina externa, bajo el nivel de ola. El Miembro Adrados registra el paso a condiciones de plataforma interna, con secuencias de somerización (depósitos de talud de GIETELINK, 1973). Finalmente el Miembro La Barca representaría un ambiente litoral de baja energía, sometido a aportes aluviales periódicos (*sheet flood*) apenas retocados por la dinámica marina.

Por lo que respecta a la procedencia de los materiales, BOSCH (1969) en base a la distribución de espesores, el tipo de medios y la dirección de las paleocorrientes señala un área fuente en el NNE, confirmada por GIETELINK (1973). ARAMBURU GARCIA-RAMOS (1984) identifican el área madre con el Macizo del Ebro.

ADRICHÉM BOOGAERT *et al.* (1963) encuentran por primera vez trilobites del Cámbrico Medio, en el área del los Puertos de San Isidro y Tarna (Hoja de Puebla de Lillo), SDZUY (1967) efectúa una división cronoestratigráfica detallada de las faunas de trilobites del este de Asturias, comprendidas en la parte baja de la Formación Oville.

La edad del muro de esta Formación es Cámbrico Medio en base a las faunas de trilobites encontradas (BARROIS, 1882; LOTZE, 1961; SDZUY, 1961, 1967, 1968), observándose claramente la diacronía de la base de la Formación, ya indicada por ZAMARREÑO y JULIVERT (1967). En términos de los pisos de SDZUY (1971), la base de la Formación se sitúa en el subpiso de *Acadolenus* en toda la Unidad del Ponga, excepto en las láminas más orientales (subpiso de *Pardailhania*, piso de *Solenopleuropsidea*). En la Unidad de la Sobia-Bodón la edad varía desde la parte oriental (subpiso de *Acadolenus*) a la occidental (subpiso de *Pardailhania*). Finalmente en la Unidad de Somiedo-Correcilla se sitúa ya en el subpiso de *Solenopleuropsis* (parte superior del piso de *Solenopleuropsidea*) cerca del nivel de *Solenopleuropsis simula* (Arenisca de *simula* de SDZUY, 1968). La posición que respecta a la base de la Formación presenta este nivel, considerado como isócrono, patentiza su diacronía; situándose éste progresivamente más cerca del techo de la Formación Láncara a medida que nos desplazamos hacia el oeste (ZAMARREÑO, 1972).

Recientes dataciones de palinomorfos (VANGUESTAINE y ARAMBURU 1988) han permitido precisar la edad de esta Formación en el este de Asturias. Así, una muestra recolectada 20 cm por debajo del techo de la Formación Oville en Víboli (Los Beyos, Hoja de Belén) ha proporcionado acritarcos y quitinozoos de posible edad Cámbrico Medio. ARAMBURU (1989) concluye que el techo de la Formación Oville se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la Zona Cantábrica, y alcanza el Cámbrico Superior o el Tremadoc en la parte norte de la banda que bordea el Antiforme del Narcea (Dominio I), donde su parte alta es equivalente lateral de la parte baja (Miembro La Matosa) de la Formación Barrios.

2.1.3. Formación Barrios (Cámbrico Medio-Arenig)

Esta Formación, definida por COMTE (1937, 1959) en las cercanías de Barrios de Luna, dentro de la Hoja del mismo nombre, está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes.

La base de la Formación es gradual o neta con la infrayacente (BOSCH, 1969; GIETELINK, 1973), pero sin representar ninguna discontinuidad importante, ARAMBURU (1989).

En la Zona Cantábrica sobre el techo de la Formación Barrios existe normalmente una laguna hasta el Silúrico, presentando aquél en algunos casos una zona de meteorización (BOSCH, 1969).

La Formación ha sido estudiada por OELE (1964), BOSCH (1969), GIETELINK (1973), ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1984, 1988) y finalmente ARAMBURU (1989). ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988), ARAMBURU (1989) distinguen tres miembros para todo el ámbito de la Zona Cantábrica. Estos autores señalan por primera vez la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la Formación, en base a las cuales establecen los límites entre los diferentes miembros:

Miembro La Matosa. Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. En algunas localidades ha librado lingúidos y acritarcos (además de icnofósiles). Se identifica a lo largo de toda la Zona Cantábrica; en la parte más occidental pasa lateralmente a la parte alta de la Formación Oville.

Miembro Ligeria. Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la Zona Cantábrica (Dominio IV), desapareciendo progresivamente hacia el oeste de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

Miembro Tanes. Separado del miembro anterior (en el este) por una discontinuidad de orden menor y del Miembro La Matosa o del Miembro La Barca de la Formación Oville (en el oeste) por la discontinuidad mayor.

El espesor de la Formación Barrios aumenta de modo marcado desde el borde oeste de la Zona Cantábrica (más de 700 m, ARAMBURU, 1989) hacia la concavidad del arco donde, salvo en los casos de espesor nulo provocado por la erosión pre-fameniense, alcanza los 1.020 m (Sierra del Sueve, ARAMBURU, com. personal); en la sección de Oseja de Sajambre el espesor de esta Formación es de unos 200 m correspondientes al Miembro La Matosa, estando el resto posiblemente erosionado por la Formación Ermita. Al igual que para la Formación Oville existen dos umbrales de menor espesor uno denominado Centro de Asturias-Norte de León y otro en la línea San Emiliano-Beleño (ARAMBURU, 1989).

Los materiales de esta Formación han sido interpretados como depositados en un medio deltaico con ocasionales episodios fluviales (OELE, 1964), en un proceso que sería continuación del responsable del depósito de la Formación Oville. Esta continuidad en el medio sedimentario entre las dos formaciones es un hecho aceptado por todos los autores.

BOSCH (1969) considera un medio de depósito menos subsidente que durante la sedimentación de Oville y lo identifica con medios costeros (playas y canales mareales) que individualizarían áreas de lagoon.

GIETELINK (1973) dentro del modelo que propone para las Formaciones Oville y Barrios, considera dos secuencias regresivas en lo referente a la Formación Barrios. La primera habría conducido a la instalación de un delta destructivo dominado por olas y mareas con depósitos estuarinos y mareales, lateralmente a los cuales se habría desarrollado una llanura

litoral formada por crestas de playas (*beach ridges*). Tras ella, tuvo lugar una etapa de emersión y no depósito. La siguiente secuencia comienza por una fase transgresiva que daría lugar a un sistema de playa-barrera individualizando tras él un lagoon. La fase regresiva posterior está formada por un sistema deltaico destructivo dominado por olas, en el que sólo se encuentran depósitos litorales y fluviales que habrían progradado sobre un mar muy somero.

ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1884, 1988), ARAMBURU (1989) discrepan de este modelo e interpretan la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado («*braid delta*») o de llanura trenzada («*braidplain delta*»). Estos autores, por otra parte, señalan la existencia de una discontinuidad estratigráfica de orden mayor, asimilable a la discordancia Sárdica, localizada en la base del Miembro Ligeria o del Miembro Tanes cuando aquél no existe. Esta discontinuidad separa dos megaciclos deposicionales (MD2 y 3). El Miembro La Matosa pertenece al MD2 y en él se continúa la tendencia regresiva que venía registrándose en la Formación Oville. Los depósitos aluviales (*sheet flood*) distales alternantes con episodios litorales de baja energía que aparecían en el Miembro La Barca de la Formación Oville, pasan a depósitos aluviales (*sheet flood*) dominantes y finalmente a depósitos más gruesos de canales fluviales trenzados. En esta tendencia se registran sucesivos episodios transgresivos de abandono aluvial, frecuentemente marcados por niveles bioturbados por *Skolithos*, algunos de gran continuidad lateral.

El resto de la Formación se sitúa en la parte baja de la MD3 y constituye una secuencia transgresiva en la que las facies presentes son similares a las del techo de la MD2, pero dispuestas en orden inverso. De este modo, para el Miembro Ligeria existe una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de lagoon. El Miembro Tanes está formado por sedimentos fluviales que pasan a litorales o transicionales.

La Formación Barrios ha sido datada en base a icnofósiles, principalmente del género *Cruziiana*. A partir de los datos de JULIVERT y TRUYOLS (1972), CRIMES y MARCOS (1976) y BALDWIN (1977) se ha considerado para ella una edad Tremadoc Superior y Arenig, salvo ciertos posibles diacronismos en la base (JULIVERT y TRUYOLS, 1983). A partir de ARAMBURU y GARCIA-RAMOS (1988), ARAMBURU (1989) queda delimitado el diacronismo de la base de la Formación. Esta se sitúa en el Cámbrico Medio en la mayor parte de la Zona Cantábrica y en el Cámbrico Superior a Tremadoc en el área del Narcea, donde el Miembro La Matosa ha pasado lateralmente al Miembro la Barca de la Formación Oville. Por otra parte, la noción de continuidad que existía sobre el paso Cámbrico-Ordovícico en la Zona Cantábrica desaparece con el hallazgo de la discontinuidad dentro de la Formación. El techo (erosionado) del Miembro La Matosa se sitúa, según sus esquemas, entre el Cámbrico Superior bajo y el Tremadoc. Por encima de la discontinuidad, las dataciones bioestratigráficas más bajas proporcionan una edad Arenig (BALDWIN, 1977; GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987; ARAMBURU, 1987). En base a ello concluyen una edad Arenig para los miembros Ligüeria y Tanes sin que pueda descartarse la posibilidad de que en el este de Asturias el Miembro Ligüeria también represente el Tremadoc.

2.2. DEVONICO

Los materiales devónicos aparecen representados en la Unidad del Ponga y en la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central con facies y desarrollo similares, mientras que, en la Unidad del Pisuerga-Carrión aparecen con facies diferentes y mucho mejor desarrollada que en las otras dos.

Los primeros pertenecen a la «Facies Astur-Leonesas» de BROUWER (1964), estando reducido a un Devónico Superior con escaso espesor, tratándose de los primeros sedimentos depositados después del dilatado período de interrupción de la sedimentación y de erosión que abarcó buena parte del Ordovícico, Silúrico y la mayor parte del Devónico.

En la Unidad del Pisuerga-Carrión (unidades del Gildar-Montó y de Hormas) el Devónico muestra un buen desarrollo de las «Facies Palentinas» de BROUWER (1964), estando representados depósitos desde el Emsiense al Fameniense.

2.2.1. Devónico de la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central

2.2.1.1. Formaciones Ermita y Baleas (Fameniense-Tournaisiense Inferior)

Como ocurre en prácticamente toda la Unidad del Ponga de la Hoja de Burón, la serie paleozoica pre-carbonífera aparece muy incompleta, con ausencia de materiales correspondientes al Ordovícico Medio y Superior, Silúrico y la mayor parte del Devónico, esta laguna pre-Fameniense había sido puesta ya de manifiesto por ADRICHEM BOOGAERT *et al.* (1963), ADRICHEM BOOGAERT (1967), SJERP (1967), JULIVERT (1967 a, b, 1969).

COMTE (1959) asignaba estos materiales discordantes del Devónico Superior a las Areniscas de La Ermita. En ellas SJERP (1967) separó dos miembros en el área del Pico Mampodre, uno inferior areniscoso (Miembro Valverde) y otro superior calcáreo que poseen en esta zona mayor espesor (Miembro Mampodre).

La diferenciación del tramo carbonatado como una formación separable dentro de la Zona Cantábrica es seguida por diversos autores: PELLO, 1968 (Caliza Blanca); PELLO, 1972 (Caliza de Candamo), WAGNER *et al.*, 1971 (Formación Baleas); COLMENERO, 1976, 1984; RIO (1977), RIO y MENENDEZ (1978), entre otros.

En general, los sedimentos detriticos, cuando existen suelen constituir los niveles inferiores, estando representados por areniscas cuarcíticas, ferruginosas, calcáreas o microcongloméricas, y en algunos casos también por verdaderos conglomerados con clastos cuarcíticos, calcáreos y lutíticos, su potencia suele ser alrededor de 1 m con baja continuidad lateral, los niveles calcáreos suelen estar formados por calizas bioclasticas, con textura grainstone, packstone e incluso wackestone, con abundantes granos detriticos y en menor proporción por margas y lutitas su potencia es de unos 4 m en esta zona.

COLMENERO, 1976; SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1982, 1983 y COLMENERO *et al.*, 1988 b indican que el proceso transgresivo del límite Devónico-Carbonífero ocurrió por un basculamiento del antiguo área madre hasta profundidades someras, dentro del campo de acción del oleaje, lo que originó la removilización parcial de sedimentos, previamente depositados, junto con la erosión del sustrato rocoso sobre el que avanzaba la transgresión. El material detritico de ambos orígenes, mezclado con bioclastos procedentes de la colo-

nización bentónica de esta plataforma somera, ocupa la parte basal de las series; la consolidación de la transgresión siempre en ambientes de plataforma agitada somera, se corresponde con la mayor extensión y desarrollo de las facies calcáreas bioclásticas. El origen de este proceso transgresivo puede ser netamente eustático (GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988) y/o estar asociado a manifestaciones precoces de la actividad orogénica hercínica (COLMENERO *et al.*, 1988b).

La edad de estos depósitos varía entre Fameniense Superior y Tournaisiense Inferior, la determinación se realizó en base a braquiópodos (niveles detríticos) y conodontos (en los carbonatados) por ADRICHEM BOOGAERT *et al.* (1963), ADRICHEM BOOGAERT, 1967 y SJERP (1967). Braquiópodos estudiados por TH. F. KRANS (en ADRICHEM BOOGAERT, *et al.*, 1963; SJERP, 1967) indicaron para los niveles detríticos inferiores (Miembro Valverde) de la serie del Mampodre (Hoja de Puebla de Lillo) una edad Fameniense y en la serie de Riosol (en calizas) una edad Struniense (Fameniense Superior). Conodontos determinados en las series de Felechosa (Hoja de Puebla de Lillo) y La Uña (ADRICHÉM BOOGAERT *et al.*, 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1967) corresponden a la parte media superior de *praesulcata* (MENENDEZ com. personal) de edad Fameniense Superior. En el área de Riosol y Valverde, ADRICHEM BOOGAERT (1967), dentro de las calizas del Miembro Mampodre determinó una extensa lista de conodontos pertenecientes a la zona *sulcata* (MENENDEZ com. personal) que representaría el Tournaisiense Inferior.

2.2.2. Devónico en «facies palentina»

BROUWER (1964) en su estudio sobre el Devónico de la Cordillera Cantábrica, advierte una clara diferenciación de facies a partir del Siegeniense, por lo que propone una separación en dos grandes «facies» a las que denomina: Astur-Leonesa y Palentina. En esta Hoja aparecen afloramientos con devónicos en «Facies Palentina» en las unidades del Gildar-Montó y Hormas.

La intensa fracturación existente en la Unidad del Gildar-Montó impide observar una sucesión estratigráfica continua y completa de los materiales. No obstante, MARQUINEZ y MARCOS (1984) estudian numerosas sucesiones parciales, lo que les permite reconstruir una columna estratigráfica general (Fig. 4). Por otra parte, el Devónico de esta unidad muestra muchas similitudes con el que existe en otros sectores de la Unidad del Pisuerga-Carríón, pudiendo reconocerse las mismas unidades litoestratigráficas, lo que facilita el establecimiento de la sucesión estratigráfica de este sector. Los datos correspondientes a la edad de esta sucesión proceden principalmente de los trabajos de KULLMAN (1963), VEEN (1966), ADRICHEM BOOGAERT (1966) y GARCIA ALCALDE *et al.* (1988).

2.2.2.1. Formación Abadía (Emsiense)

El nombre de Abadía le fue asignado por primera vez a esta formación BINNEKAMP (1965) sin realizar una descripción formal de ella, ni señalar un límite superior y datación. Posteriormente, esta denominación es utilizada por numerosos autores.

En general, esta formación comprende, unos 100 m de lutitas marrones, astilosas, y una

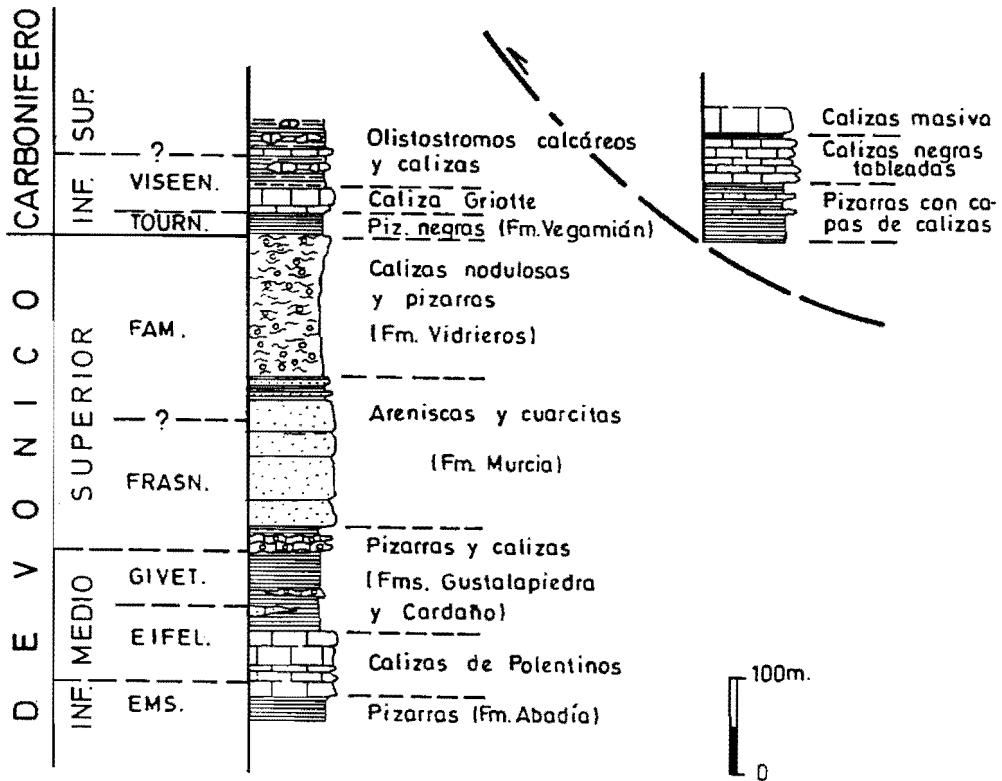


Figura 4 A) Columna estratigráfica sintética de la Unidad del Gil-dar-Montó. B) Sucesión carbonífera correspondiente al «klippe» existente en el núcleo del Sinclinal del Cordal (MARQUINEZ Y MARCOS, 1979).

alternancia de margas y lutitas de 10 a 20 m en el mismo techo. Las margas y lutitas contienen elementos de la llamada «Fauna de *Anetoceras*» (CHLUPAC, 1976) como *Erbenoceras*, *Mimagoniatites*, *Mimosphinctes* y otros, del Zlichoviense Superior, junto con trilobites, dacrioconáridos, corales y conodontos (MONTESINOS y TRUYOLS-MASSONI, 1987) y en el techo aparecen faunas hercianas del Emsiense.

2.2.2.2. Formación Polentinos (Emsiense-Eifeliense)

VEEN (1966) en el área del Alto Carrión diferencia a techo de la Formación Abadía un litosoma calcáreo de unos 6 m al que denomina «Miembro Polentinos». JAHNKE *et al.* (1983) la elevan al rango de Formación, estando constituida por unos 40 a 60 m de calizas tableadas grises con intercalaciones lutíticas más importantes en la parte media. Según GARCIA ALCALDE *et al.* (*op.cit.*) las faunas betónicas son pobres y comprenden, sobre todo, trilobites, raros braquíópodos y corales solitarios de la «Fauna de *Cyathaxonia*». La base de la unidad suele poseer ammonoideos similares a los del Miembro Lezna y conodontos del Emsiense Superior; mientras que el techo registra la aparición de *Agoniatites occultus*, del género *Foordites* y de otros ammonoideos, dacrioconáridos, conodontos del Eifeliense.

2.2.2.3. Formaciones Gustalapiedra y Cardaño (Eifeliense-Frasniense)

Definidos por VEEN (1966) en el área del Alto Carrión, en el ámbito de esta Hoja es muy difícil su separación cartográfica por lo que hemos optado por agruparlas.

La Formación Gustalapiedra está constituida por unos 50 m de lutitas negras, generalmente muy tectonizadas, con tramos de origen euxínico, raros lentejones de calizas negras y de calizas nodulosas, bioturbadas.

En una muestra recolectada en el área de Vegacerneja han aparecido ammonoideos: *Cabreiroceras* sp, que según MONTESINOS (com. personal) indican una edad Eifeliense del que se puede excluir de la parte inferior del mismo.

La Formación Cardaño está constituida por unos 75 m de alternancias de calizas arcillosas y calizas nodulosas con lutitas oscuras, dominando hacia la mitad superior de la unidad éstas sobre aquéllas. Las faunas de ammonoideos, conodontos y entomozoidos permiten asignar una edad Frasniense a esta Formación (GARCIA ALCALDE *et al.*, *op.cit.*).

2.2.2.4. Formación Murcia (Fameniense)

Igual que la Formación anterior fue descrita por VEEN (1966) en el área del Pico Murcia al este de esta Hoja; tiene una potencia de 100 a 150 m y está traducción constituida litológicamente, *graded bedding*, por areniscas y cuarcitas, frecuentemente con estratificaciones cruzadas y marcas de presión y de arrastre en la base de los bancos. Existen intercalaciones de lutitas negras, a veces nodulosas, en la parte inferior y también hacia el techo de la serie, con restos vegetales flotantes y elementos pelágicos como *Buchiola* sp. (VEEN,

1966) del Frasniano y *Cheiloceras amblylobum*, *Guerichia obrotundata*, G. cf. *venusta* y *Ductina ductifrons*, del Fameniense (ARBIZU *et al.*, 1986).

2.2.2.5. Formación Vidrieros (Fameniense)

Fue descrita también, por primera vez, por VEEN (1966), dando como localidad tipo el afloramiento de esta Formación que se encuentra en las inmediaciones del pueblo de Vidrieros, situado a unos 8 km al E-SE de Cardaño de Arriba dentro de la Hoja de Camporredondo de Alba.

ARBIZU (1985) realiza un corte en esta unidad al sur de Caldevilla en el Valle de Valdeón, dando una potencia para esta formación de 30 m, constituido casi en su totalidad por una alternancia de calizas nodulosas y pizarras, en la que va ganando importancia hacia su parte superior la sedimentación carbonatada, culminando con un tramo de calizas nodulosas de 3,5 m de potencia. En el área de la Unidad de Hormas, la potencia alcanza los 60-70 m.

Según GARCIA ALCALDE *et al.* (1988) los tramos basales pertenecen aún al Fameniense Inferior, con *Cheiloceras planilobum* (cf. ARBIZU *et al.*, 1986), sin embargo, la mayor parte de la serie corresponde al Fameniense Superior con abundantes clíménidos, *Sporadoceras* y otros ammonioideos (KULLMAN, 1963).

Una muestra obtenida en los alrededores de Barniedo de la Reina (Hoja de Riaño) con ejemplares de *Sporadoceras biferum*, indica, según MONTESINOS (com. personal), el Fameniense.

2.3. CARBONIFERO

La sedimentación carbonífera de la Zona Cantábrica se caracteriza por la presencia de un Carbonífero Inferior que con las excepciones que se describirán más adelante, presenta una cierta homogeneidad, estando representado por las Formaciones Vegamián, Alba y Barcaliente. En el Carbonífero Medio y Superior en las Unidades de Ponga, Picos de Europa y Cuenca Carbonífera Central existen potentes series originadas en ambientes fundamentalmente de plataforma, mientras que en la Unidad del Pisuerga-Carrión el Carbonífero se caracteriza por la abundancia de sedimentos sinorogénicos, originados en ambientes de talud submarino (olistostromos, *debris flows*, turbiditas, etc.), sistemas de fan deltas y en ocasiones bordes de plataformas carbonatadas. La permanencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense y la proliferación de discordancias de distinta entidad son dos rasgos característicos de la sedimentación del Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Pisuerga-Carrión según ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983).

Estas características han conducido a que en la literatura geológica sobre esta región proliferen los nombres locales de formaciones y grupos. Recientemente RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) establecen una serie de unidades litoestratigráficas a las que asignan informalmente la categoría de «grupo», separadas por conglomerados y/o discordancias de continuidad lateral limitada (Fig. 5). Estos «grupos» forman parte, según estos

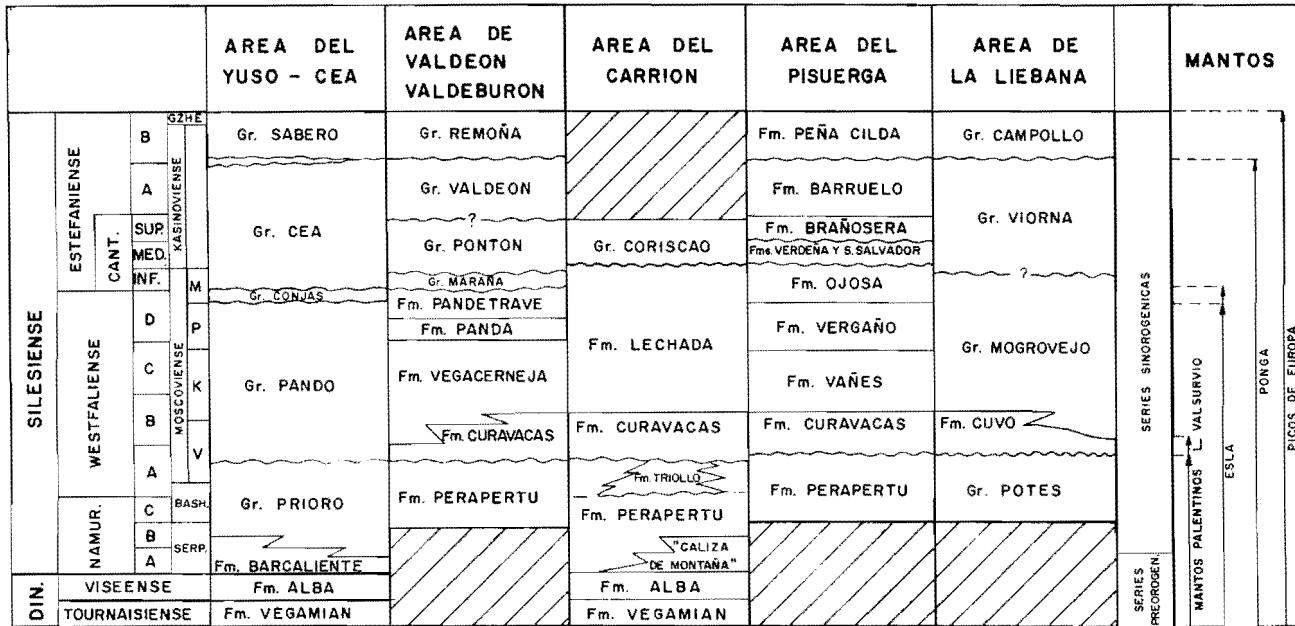


Figura 5. Unidades litoestratigráficas de la Unidad del Pisuerga-Carrión y Mantos genéticamente relacionados (RODRIGUEZ FERNANDEZ Y HEREDIA, 1987).

autores, de varias cuñas clásticas (*clastic wedges*) originadas como respuesta al engrosamiento cortical que provoca el emplazamiento de unidades alóctonas concretas.

Estos «grupos», según la International Subcommission on Stratigraphic Terminology (ISSC, 1980), se definen como unidades UBU, unidades limitadas por discontinuidades: conjunto de materiales limitado por encima y por debajo por discontinuidades, predominantemente en un área de extensión regional. Estas discontinuidades deben ser significativas, demostrables y asignarse específicamente.

2.3.1. Carbonífero Inferior

2.3.1.1. Formación Vegamián (*Tournaisiense Medio-Superior-Viseense Inferior*)

La Formación pizarras de Vegamián fue establecida por GINKEL (1965), si bien ya COMTE (1959) había introducido el nombre de «Couches de Vegamián». La Formación Vegamián aparece representada en la región oriental de la Zona Cantábrica, siendo un equivalente lateral de la Formación Baleas. Según SANCHEZ DE LE TORRE *et al.* (1982) y TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1983) ambas formaciones se excluyen mutuamente; sin embargo, pueden llegar a coexistir y en este caso la Formación Vegamián se encuentra siempre situada sobre la Formación Baleas. Su espesor es en general muy reducido, siendo sus límites netos, aunque el techo puede ser gradual con la Formación Alba/Genicera.

Litológicamente son pizarras gris oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert.

El medio de depósito invocado para estos materiales es el de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones anóxicas. RAVEN (1983) considera que estas condiciones se habrían producido, tras una transgresión, en las zonas más profundas de la plataforma carbonatada y en sus áreas adyacentes. La profundidad no debió ser muy grande, debiéndose la ausencia de oxígeno a una circulación restringida (ADRICHEM BOOGAERT, 1967); RAVEN (1983) precisa unos valores en torno a los 50 m de profundidad y algo mayores (60-100 m) en la Unidad del Pisuerga-Carrión, zona de mayores espesores de esta Formación, como se observa en la cartografía en las unidades del Gildar-Montó y Sierra de Hormas, que según VEEN (1966) y ADRICHEM BOOGAERT (1967) varía entre 30 a 50 m de potencia.

Los límites de esta formación son diacrónicos. En base a los trabajos de BUDINGER y KULLMAN (1964), HIGGINS *et al.* (1964), ADRICHEM BOOGAERT (1967) entre otros, su base se sitúa en el Tournaisiense Medio-Superior y su techo entre el Tournaisiense Superior y el Viseense Inferior.

2.3.1.2. Formación Alba (o Genicera) (Viseense)

Sobre las formaciones Ermita o Baleas se apoya erosivamente (TRUYOLS, 1983) o bien gradualmente sobre la Formación Vegamián (WAGNER *et al.*, 1971; COLMENERO *et al.*,

1988) unas calizas rojas tableadas nodulosas facies muy características en la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica.

Esta formación fue denominada por BARROIS (1882) como «Mármol Griotte» por PRADO y VERNEUIL (1850) como «Caliza Griotte» y por COMTE (1959) como «Griotte de Puente de Alba» con su localidad tipo al sur del pueblo de Puente de Alba (Valle del Bernesga, Hoja de Pola de Gordón). GINKEL (1965) aprovechando la nomenclatura de COMTE (1959) establece el nombre de Formación Alba, WINKLER PRINS (1968) subdivide esta formación en tres miembros que denomina de muro a techo: Gete, Valdehuesa y La Venta. WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) cambian el nombre de esta formación por el de Genicera, encontrándose su localidad tipo en la Hoja de Boñar, y la subdividen también en tres miembros, denominándolos de muro a techo Gorguera, Lavandera y Canalón.

La potencia de esta Formación es de unos 30 m, si bien en la Hoja de Puebla de Lillo COLMENERO *et al.* (1988) dan un espesor de 42 m con un miembro basal (Gete o Gorgera), formado por lutitas rojizas o verdosas y calizas nodulosas rojas, su espesor oscila entre 1 y 2,8 m. El miembro medio (Valdehuesa o Lavandera), de 1 a 16 m de espesor, consta de lutitas calcáreas o silíceas rojizas y radiolaritas y/o calizas silicificadas de color rojo oscuro. El miembro superior (La Venta o Canalón) está constituido por calizas nodulosas rojas, rosadas o grisáceas o verdosas, a veces margosas, que alternan con lutitas rojizas, grises o verdosas más o menos calcáreas; su potencia varía entre 13 y 40 m. Los tránsitos de los miembros entre sí son graduales.

La Formación Genicera según SANCHEZ de la TORRE *et. al.* (1983) representa el comienzo de uniformización de la topografía de la plataforma, aunque continúa la redistribución de sedimentos con intensidades de sedimentación muy bajas, mínimas en el Miembro Gorgera. El Miembro Lavandera indica aportación pelágica y el Miembro Canalón corresponde al tránsito de un ambiente prácticamente no deposicional, con series condensadas, a otro de condiciones normales de plataforma carbonatada, representando por la Formación Barcailiente.

El carácter condensado de esta formación (WAGNER, 1963; EVER, 1967, SANCHEZ de la TORRE *et al.*, 1983) indica la existencia unas condiciones de estabilidad para el área de depósito. Dentro de esta estabilidad BOSCH (1969) invoca la existencia de movimientos epirogénicos para explicar la ausencia (por erosión) de la Formación Vegamián allí donde no existe; dada la interpretación actualmente vigente sobre esta última formación y sobre su relación con la Formación Baleas, tales etapas de inestabilidad no son en absoluto evidentes. COLMENERO *et. al.* (1988) discriminan cinco tipos de facies dentro de esta formación en la Unidad del Ponga dentro de la Hoja de Puebla de Lillo: biomicritas (wackestone-mudstone), micritas (mudstone), lutitas margas y radiolaritas, y proponen un modelo de plataforma similar a la devónica (uniformidad y homogeneización de los depósitos). WINKLER-PRINS (1968) en base a las asociaciones de fauna y RAVEN (1983) en base a la existencia de algas en la parte baja de la formación estiman una profundidad del medio del orden de 40-50 m y de 10-40 m respectivamente, COLMENERO *et al.* (1988) sugieren una profundidad algo mayor (80-100 m máximo) para los niveles silíceos del Miembro Lavandera. Estos últimos autores indican la existencia de un nivel energético bajo a juzgar por las texturas mudstone y mudstone-wackestone que presentan las calizas, si bien registran la irrupción esporádica de corrientes u olas de gran amplitud que concentrarían los

organismos, aportando a la vez nutrientes y oxígeno al medio; la plataforma, situada por debajo del nivel de ola, posiblemente sería parcialmente restringida salvo en los momentos de máximos (relativos) energéticos. La existencia de un muy bajo gradiente de la plataforma, que por otra parte debía ser muy plana, pudo actuar como agente disipador de la energía de las olas (BOSCH, 1969). Este autor señala asimismo que los colores rojizos se debieron posiblemente a la existencia de condiciones oxidantes, COLMENERO *et al.* (1988) contemplan la posibilidad alternativa de que esta coloración sea un efecto de la baja intensidad de sedimentación, la cual provocaría que la materia orgánica estuviese expuesta en la interfase agua-sedimento el tiempo suficiente como para ser completamente oxidada. RAVEN (1983) sugiere un medio algo deficitario en oxígeno para las calizas grises. El aspecto nodular es atribuido por BOSCH (1969) a fenómenos en la etapa diagenética; COLMENERO *et al.* (1988) contemplan un inicio más temprano (sinsedimentario) de los procesos de disolución y cementación dada la baja intensidad de sedimentación y consideran que los aportes lutíticos pudieron contribuir a la nodulización.

La existencia de importantes niveles brechoides en esta formación, que en algunos casos están completamente generalizados como en las unidades de Gildar-Montó o de Hormas, en la UPC, parece tener un origen sedimentario, ligado a paleopendientes deposicionales, ya sean tectónicas o arrecifales o ambas a la vez. KULLMAN y SCHNENBENG (1975) consideran estas brechas como un colapso sedimentario ligado al «primer impulso tectónico» de estos autores. No obstante, es probable que, en algunos casos, las brechas tengan un origen ligado a la diagénesis tempranas por circulación de aguas y colapso posterior, como supone KOOPMANS (1962). En el área de Gildar-Monto, concretamente en el Collado de Anzo y la Sierra de Hormas, la evidencia de paleopendientes y desestabilización sedimentaria parece más clara con presencia de horizontes brechoides con clastos angulosos intercalados en lutitas, sustituyendo completamente a esta formación.

Los datos sobre la edad de esta formación son numerosos. KULLMAN (1963) identifica un par de horizontes de goniatites en la sección de Cardaño de Arriba que le permiten asignar una edad Viseense Superior a esta formación. En esta misma sección, ADRICHEM BOOGAERT (1967) precisa la edad de la base de la formación como perteneciente a las zonas de conodontos *bilineatus-commutatis-nodosus* y asigna una edad comprendida entre las zonas Cu III del Viseense Superior.

En el Domo de Valsurcio existen datos de conodontos en dos localidades, proporcionados por ADRICHEM BOOGAERT (en KOOPMANS, 1962) que indican asimismo una edad Viseense Superior.

En trabajos de índole más general (KULLMAN, 1961, 1963; WAGNER, 1963, 1964; WAGNER GENTIS, 1963, 1980; HIGGINS, *et al.* 1964; HIGGINS, 1971, 1974; etc.), se expone que la base de la Formación Alba se sitúa en la zona de *-anchoaralis* de Tournesiense Superior, y que llega hasta el Namuriense A Inferior (Zonas E1 y E2) en la Región de Pliegues y Mantos. Parece, pues, existir un cierto diacronismo en la base de esta formación, señalado por KULLMANN (1963), BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), aunque dado que el contacto basal es muchas veces erosivo, las faunas de la base pueden estar removilizadas.

Datos recientes (REUTHER, 1977, HEMLEBEN y REUTHER 1980; SCHLER, 1982; WAGNER-GENTIS, 1980; FRANKENFELD, 1983) indican asimismo un diacronismo notorio en el techo

de esta formación. Así, el primer piso de *Eumorphoceras* (E1) es común a todas las secciones; sin embargo, en el nivel E2 se depositan las calizas nodulares y margas del miembro Canalón y lutitas negras con niveles brechoídes en el Gildar-Montó y Sierra de Hormas (Mantos Palentinos de la UPC).

2.3.1.3. Caliza de Montaña (Namuriense-Bashkiriense)

Con este nombre se conocen desde EZQUERRA DEL BAYO (1844) las calizas más bajas del Carbonífero Medio. Que han recibido nombres diversos a través del tiempo, «Calcaire des Cañons» (BARROIS 1882), «Formación Escapa» (BROUWER y GINKEL, 1964). Más recientemente ha sido subdividida en dos formaciones de presencia regional variable: Formación Barcaliente y Formación Valdeteja WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971).

En la Hoja de Burón adquieren un desarrollo desigual, pudiéndose diferenciar varios sectores con secuencias carbonatadas distintas. En la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central, la secuencia carbonatada tiene las características propias de la Formación Barcaliente. En la Unidad del Pisuerga-Carrío, por el contrario, presenta caracteres diferentes así, en la Unidad de Gildar-Montó y en la Unidad de Hormas las series equivalentes en edad están constituidas por una alternancia de lutitas, areniscas y horizontes carbonatados, así como brechas calcáreas y olistolitos calcáreos, en proporciones variables según las diferentes láminas.

En la Unidad de Picos de Europa se pueden diferenciar estratigráficamente las Calizas de Barcaliente y Valdeteja, si bien en el mapa geológico se ha preferido unificarlas en un único horizonte cartográfico.

2.3.1.3.1. Formación Barcaliente (Namuriense A)

La base de esta formación constituye un tránsito gradual sobre la Formación Alba, así como su techo es igualmente gradual con la Formación Valdeteja y con los materiales terrígenos que la sustituyen lateralmente. Esta formación varían entre 50 m en las láminas frontales de la Unidad del Ponga (Sistema Frontal) a los 300 m del Manto de Caso o de la Unidad de Picos de Europa, donde alcanza un espesor mínimo de 110 m en la sección río Nevandi (Hoja de Potes).

Las características litológicas de la formación se mantienen más o menos constantes en todo su área de afloramiento. Consta de calizas grises oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, a veces claramente lenticulares, si bien en la Unidad de Picos de Europa MARQUINEZ *et al.* (1982) cita la existencia de calizas claras, incluso bioclásticas intercaladas. Las estructuras sedimentarias más comunes son (GONZALEZ LASTRA, 1978; COLMENERO *et al.*, 1988) laminación paralela u ondulante y, a veces, gradación positiva con acumulaciones bioclásticas poco desarrolladas en la base de las capas; la existencia de estratificación cruzada, generalmente de bajo ángulo y de laminación de *ripples* es más rara (pero más frecuente de lo que se cita). El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo y se reduce a ostrácodos, calcíferas, equinodermos y lamelibranquios de concha fina, además de algas cianofíceas (GONZALEZ LASTRA, 1978), textural-

mente las calizas son mudstone o mudstone-wackestone, más raramente wackestone; este último autor cita la existencia de niveles packstone de peloídes o de organismos planctónicos y calizas con seudomorfos de cristales de yeso o anhidrita. En la localidad tipo se señala la existencia de bandas de chert en la parte baja de la formación, mientras que en el techo existe un nivel de brechas singenéticas (brecha del Porma, REUTHER, 1977) con clastos angulosos de hasta 1 m. Estos niveles brechoides han sido citados en otros lugares de la Zona Cantábrica por GONZALEZ LASTRA (1978) quien los encuentra asociados a las calizas con moldes de cristales de yeso o anhidrita. Finalmente, en el mismo techo de la formación y con carácter local se han citado niveles de conglomerados calcáreos con clastos redondeados englobados en una matriz micronítica a micrudítica (COLMENERO *et al.*, 1988); estas facies se sitúan en la parte frontal de la Unidad del Ponga en aquellos puntos en que esta formación presenta una potencia más pequeña (sector de Riosol de Puebla de Lillo).

GONZALEZ LASTRA (1978) señala un medio de depósito consistente en una plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia y circulación restringida que habría influido desfavorablemente en el desarrollo de la vida. Las condiciones energéticas fueron bajas, existiendo sólo débiles corrientes debidas a mareas y posiblemente a oleaje. La existencia esporádica de niveles ricos en fauna (packstone de organismos planctónicos) es interpretado como señal de un aumento en la oxigenación del medio relacionado con una elevación del nivel del mar o con una apertura momentánea de la plataforma a condiciones más abiertas. Este autor encuentra un rango de facies desde submareales, las más abundantes, a inter y supramareales, caracterizadas éstas por la presencia de laminaciones de algas y de precipitación de evaporitas. Altos contenidos en evaporitas y un posterior proceso de disolución son las causas invocadas por este autor para explicar los niveles de brechas existentes en la parte alta de la formación. Alternativamente EICHMÜLLER (1986) relaciona estas brechas con procesos de inestabilidad de la plataforma individualizándose zonas elevadas sujetas a fenómenos de disolución (formación de brechas de disolución) y zonas deprimidas; en los taludes depósitos de pendientes (brechas de deslizamiento). La existencia de estas pendientes en la plataforma es corroborada por COLMENERO *et al.* (1988) en base a las características de depósitos conglomeráticos (*debris-flows* a turbiditas de alta densidad), por ellos estudiados en la parte frontal de la Unidad del Ponga. Finalmente HEMLEBEN y REUTHER (1980) en su estudio del área comprendida entre los ríos Luna y Cea consideran que la formación está constituida por calizas alodálicas asimilables a turbiditas distales, que en la parte alta pasarían a medio somero. EICHMÜLLER y SEIBERT (1984) integran ambas interpretaciones en un modelo en el que distinguen un área con calizas autóctonas de medio marino somero a lagoon (borde este de la Cuenca Carbonífera Central, Unidad del Ponga y Picos de Europa), bordeada por oeste y sur (Región de Pliegues y Mantos) por una rampa con calizas alodálicas que finalmente enlazaría con las zonas más profundas de cuenca cuyos sedimentos son dominanteamente lutitas (Capas de Olaja?). El escaso contenido paleontológico de la Formación Barcaliente hace que la determinación de su edad deba basarse en la de las unidades infra y suprayacentes. En este sentido su base se sitúa en el Namuriense A (Arnsbergiense E2). El techo de la formación es considerado como isócrono (TRUYOLS *et al.*, 1984; EICHMÜLLER y SEIBERT, 1984; EICHMÜLLER, 1985, 1986) y su edad ha sido determinada como del Namuriense B Superior (Marsdeniense R2) por MOORE *et al.* (1971), al encontrar en Viadangos de Arbás (al este de esta Hoja) una asociación de fauna y microsporas de esa edad en la parte basal de la sucesión (capas de Villanueva de BOWMAN, 1980, 1982), que sucede a las calizas que estos autores identifican

como Formación Barcaliente. EICHMÜLLER y SEIBERT (1984) y EICHMÜLLER (1985, 1986), sin embargo, consideran que el techo de la formación se sitúa probablemente también dentro del E2, en su parte alta, muy cerca del límite E2-R1 (KULLMAN, com. personal en EICHMÜLLER y SEIBERT, 1984); EICHMÜLLER (1985) estima que los niveles asignados por MOORE *et al.* (1971) en Viadangos al techo de la Formación Barcaliente corresponden en realidad a la Formación Valdeteja. Esta edad del techo situada en E2 o E2-R1 concuerda mejor con los datos recogidos por TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1983) que, en San Pedro de Antromero, Fonfría y Santa Olaja, atribuyen una edad R1 a niveles situados por encima de la Formación Barcaliente, lo que indica una edad Namuriense A para el conjunto de esta formación.

2.3.1.3.2. La «caliza de Montaña» en los Picos de Europa (Namuriense A-C/Serpuyoviense-Bashkiriense)

La «Caliza de Montaña» en los Picos de Europa consta de las dos formaciones en que fue dividida por WAGNER *et al.* (1971): Formación Barcaliente y Formación Valdeteja (Fig. 6). La identificación y diferenciación de estas formaciones no es inmediata, pues la existencia entre ambas calizas de una transición en la que una y otra facies se alternan ha motivado el que en esta hoja se recurra al término más amplio de Caliza de Montaña que engloba a ambas formaciones.

La Formación Barcaliente está constituida por calizas tableadas negras con laminación en bandas claro-oscuro y niveles de chert. Gradualmente se pasa a la Formación Valdeteja, siendo calizas con bioclastos masivas grises oscuras en el muro y claras a techo. El espesor total de la Caliza de Montaña supera 500 m admitiéndose una edad Serpujoviense-Bashkiriense (TRUYOLS *et al.*, 1984b).

2.3.3. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad de Picos de Europa

2.3.3.1. Formación Picos de Europa (Westfaliense A-D/Bashkiriense-Moscoviense)

A techo de la «Caliza de Montaña» continúa la sucesión carbonatada con una serie de 600 m de espesor, correspondiente a la Formación Picos de Europa (MAAS 1974) en la que MARQUINEZ (1978) diferencia dos miembros cartografiados (Fig. 6): *a*) Un miembro inferior constituido por unos 150 m de caliza oscura tableada bioclástica en su mayor parte a veces con abundante nivel de chert y pizarras, estos niveles son continuos en toda la zona, si bien presentan importantes variaciones laterales de facies. Según FARIAS (1982) se observa que de oeste a este las intercalaciones pizarrosas disminuyen progresivamente hasta desaparecer prácticamente. *b*) sobre estos niveles tableados, y después de un tránsito en el que aparecen niveles de calizas rojas encriníticas de unos pocos metros, se dispone el miembro superior constituido en su mayor parte por calizas masivas, rosadas o blancas y fosilíferas, en cuya parte alta vuelven a adquirir gran desarrollo las calizas rojas, con grandes crinoideos. La parte más alta de esta Formación sólo aflora en las unidades situadas al norte fuera de esta Hoja, estando constituida por unos 100 m de calizas claras brechoides, negras, bioclásticas con chert y niveles pizarrosos. Contienen gran cantidad de fauna (fora-

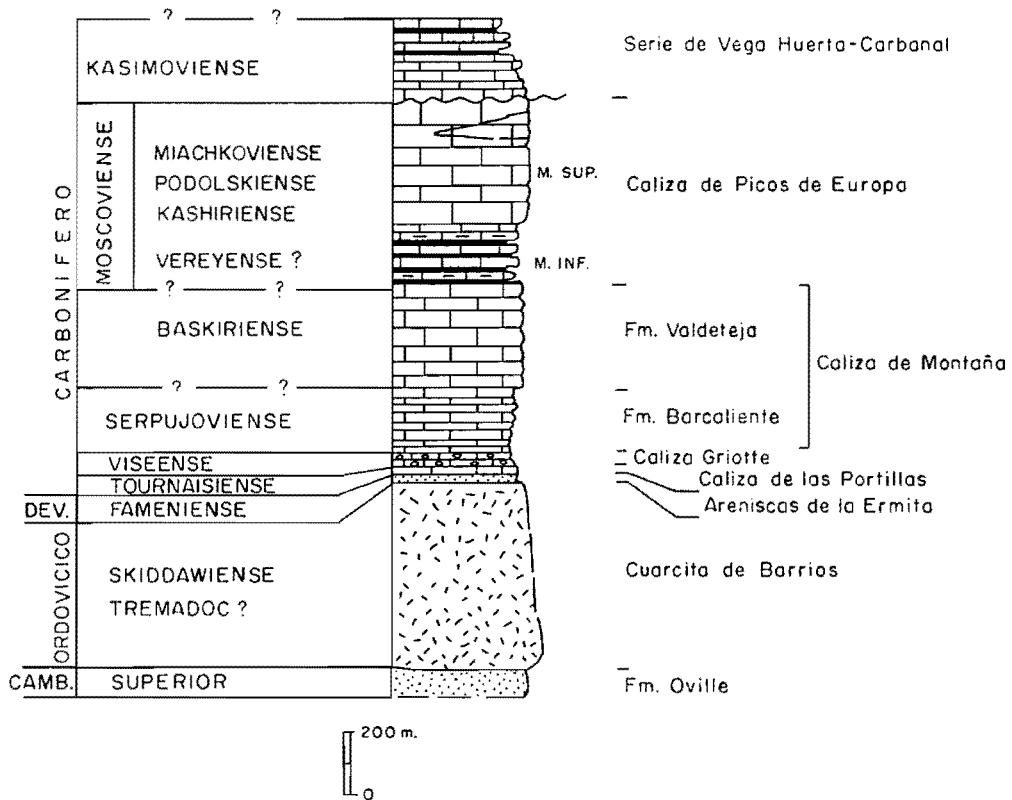


Figura 6. Columna sintética de la sucesión presente en la Unidad de Picos de Europa (FARIAS, 1982).

miníferos, corales, algas, braquiópodos, crinoideos, etc.) que permiten datar estos materiales como de edad Podolsky-Myachkovsky.

En cuanto a la edad de la formación, MAAS (1974) asume que su base es diacrónica variando desde el Vereisky Superior al Podolsky Inferior, pudiendo llegar en el techo hasta el Kasimoviense Inferior. Por su parte, TRUYOLS *et al.* (1984b) le atribuyen en el sector oriental una edad Kashirsky Inferior-Myachkovsky Superior.

2.3.4. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central

En la Cuenca Carbonífera Central se han diferenciado diversos «sectores» o «subcuenca» caracterizados por tener una estratigrafía diferente (Fig. 7). Dentro de la Hoja de Burón estos materiales afloran en el borde suroccidental, correspondiendo a la «Cuenca de Piedrafita-Lillo» de RACZ (1964), SJERP (1967), EVERES (1967) o «Subcuenca de Piedrafita-Lillo» de MARCUS (1970) y a la «Subcuenca de Lois-Ciguera» de este último autor.

Litoestratigráficamente la sucesión carbonífera pertenece al Grupo Lena de GINKEL (1965), EVERES (1967), ALLER (1986), donde hemos diferenciado dos formaciones Fresnedo y Lois-Ciguera, subdividida a su vez en diversos miembros.

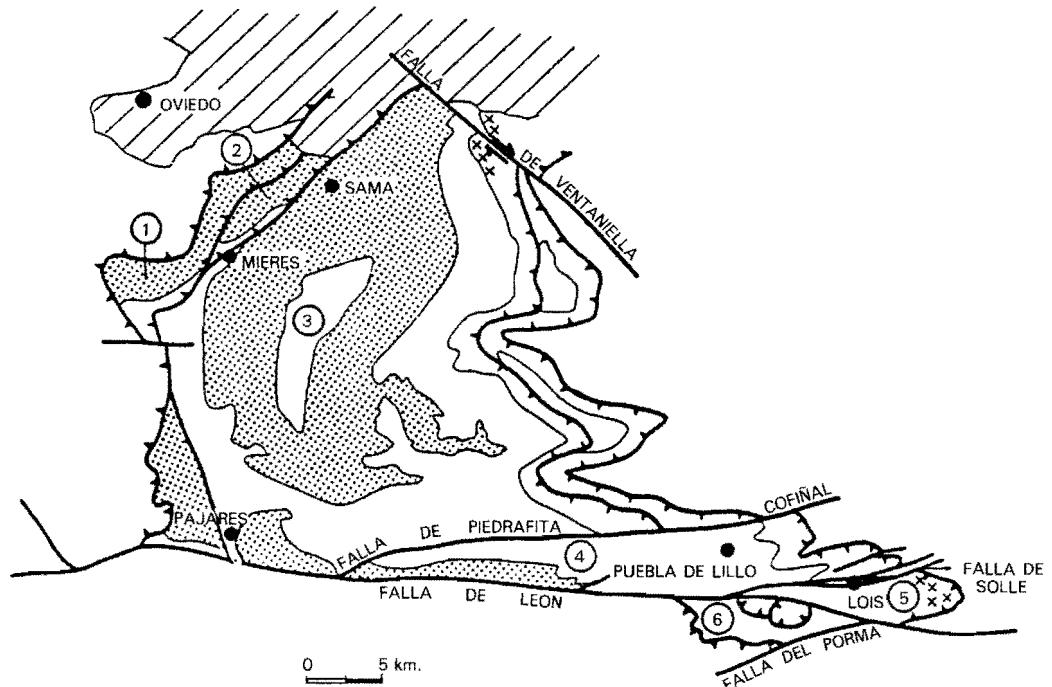
2.3.4.1. Formación Fresnedo (*Bashkiriense-Kashirsky Inferior*)

GARCIA-LOYGORRI *et al.* (1971) define el «paquete» Fresnedo como el conjunto de materiales suprayacentes a la Formación Barcaliente dentro de la Cuenca Carbonífera Central, dentro de lo que denominaron «Sector Aller-Nalón».

Dentro de la «Subcuenca de Piedrafita-Lillo» a techo de la Formación Barcaliente aparecen 400 m (su espesor es variable debido a causas tectónicas fundamentalmente) de pizarras grises o negras con niveles de areniscas litarenáticas y bancos calcáreos bioconstruidos por algas y bioclásticos, lateralmente discontinuos. El techo de esta formación no es visible en esta Hoja, si bien hacia el oeste (Hoja de Puebla de Lillo) se sitúa en el primer nivel de calizas generalmente continuas denominado Caliza Masiva (MARTINEZ ALVAREZ, 1962) o Caliza de Peña Redonda (GARCIA-LOYGORRI *et al.*, 1971).

En la «Subcuenca de Lois-Ciguera» la base de esta formación no es visible, debido a la existencia del cabalgamiento frontal de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central cortando siempre niveles más altos de la sucesión carbonífera. Aquí, se pueden diferenciar dos miembros cartografiados. Un miembro basal, Yordas, con un espesor visible de unos 180 m, litológicamente constituido por una alternancia de calizas grises wackestone-packstone bioclásticas, wackestone-packstone de intraclastos, grainstone de oolitos y boundstone de algas (*Tubiphytes* y *Donezellas* fundamentalmente). En general, masivas salvo a techo del miembro en que pasan a ser más estratificadas.

El miembro superior posee características litológicas similares a las que presenta la Formación Fresnedo en la «Subcuenca de Piedrafita-Lillo». Es una sucesión bastante monótona



- ① SECTOR RIOSA-OLLONIEGO
- ② SECTOR DE LA JUSTA-ARAMIL
- ③ SECTOR DE ALLER-NALON

- ④ SECTOR DE PIEDRAFITA-LILLO
- ⑤ SECTOR DE LOIS-CIGUERA
- ⑥ SECTOR DEL PORMA



- GRUPO LEÑA
- XXX Techo de la "caliza de montaña"
- XX Formación Valdeteja
- GRUPO SAMA

Figura 7. Esquema geológico de la Cuenca Carbonífera Central, mostrando los distintos sectores (BARBA et al., in litt.).

de limolitas y pizarras grises a marrones, con abundantes nódulos de siderita, bioturbación y bioclastos dispersos de braquípodos, equinodermos, briozoos; en los que se intercalan lentejones calcáreos generalmente bioconstruidos por algas, mientras que en otros casos se trata de acumulaciones bioclásticas de grano medio a grueso.

Estos depósitos de la Formación Fresnedo corresponden a ambientes deposicionales de plataforma marina somera, localmente las condiciones ambientales, energéticas o de profundidad, permiten la implantación de una sedimentación carbonatada, estas condiciones son más importantes hacia el este, donde se desarrollan facies similares («Calizas de Yordas») a las de la Formación Valdeteja de otras Unidades de la Zona Cantábrica.

Respecto a la edad de esta formación para el Miembro Yordas MENENDEZ ALVAREZ (en ALONSO HERRERO, 1981) mediante conodontos y MARTINEZ CHACON (en ALONSO HERRERO, 1981) mediante braquípodos, dan una edad Bashkiriense (Namuriense C). Posteriormente, MENENDEZ ALVAREZ y SANCHEZ de POSADA (documentación complementaria) mediante conodontos y ostrácodos proponen una edad Namuriense B Superior a Namuriense C. VILLA (documentación complementaria), mediante foraminíferos da una edad Bashkiriense. El miembro detrítico superior dentro de la «subcuenca de Lois-Ciguera» tiene una edad que abarca desde el Bashkiriense al Moscovíense Inferior (Kashirsky Inferior).

Respecto a la Formación Fresnedo en la «subcuenca de Piedrafita-Lillo» EVERS (1967) cita foraminíferos en la parte alta de la formación que corresponden a la parte alta del Bahkiriense y a la más baja del Moscovíense (Vereisky).

2.3.4.2. Formación Lois Ciguera (Kashirsky Superior- Myachkovsky)

El nombre de Formación Lois-Ciguera fue creado por BROWWER y GINKEL (1964), siendo posteriormente empleado este nombre por GINKEL (1965), SJERP (1967), MEIJER (1971), para el conjunto de materiales presentes en la «Subcuenca de Lois-Ciguera», restringiendo el nombre en nuestro caso a la serie suprayacente a la Formación Fresnedo.

Dentro de esta Hoja se observan únicamente los dos miembros inferiores: Bachende y Dueñas.

El Miembro Bachende fue definido por ALONSO HERRERO (1981) como «Caliza de Bachende». El tránsito con la formación infrayacente es gradual, comienza la serie con un tramo de margas y lutitas calcáreas entre las que se intercalan bancos de calizas bioclásticas centimétricas con restos de braquípodos, corales y equinodermos. La potencia de este miembro es de unos 680 m pudiendo diferenciarse tres grandes tramos: el tramo basal de calizas masivas wackestone a packstone bioclásticas de color claro con un nivel oolítico potente (10 m según ALONSO HERRERO, 1981) en la base del mismo. El tramo medio constituido por una alternancia de calizas, calizas margosas y lutitas; las calizas son generalmente packstone de algas, equinodermos, briozoos y corales, siendo abundantes las facies nodulosas de tonos pardo-rojizos. El tramo superior constituido por calizas tableadas mudstone a wackestone generalmente dolomitizadas y con gran cantidad de nódulos de chert, localmente aparecen intercalaciones lutíticas con restos vegetales flotados.

El Miembro Dueñas tiene un espesor cercano a 300 m (si bien, su espesor es variable

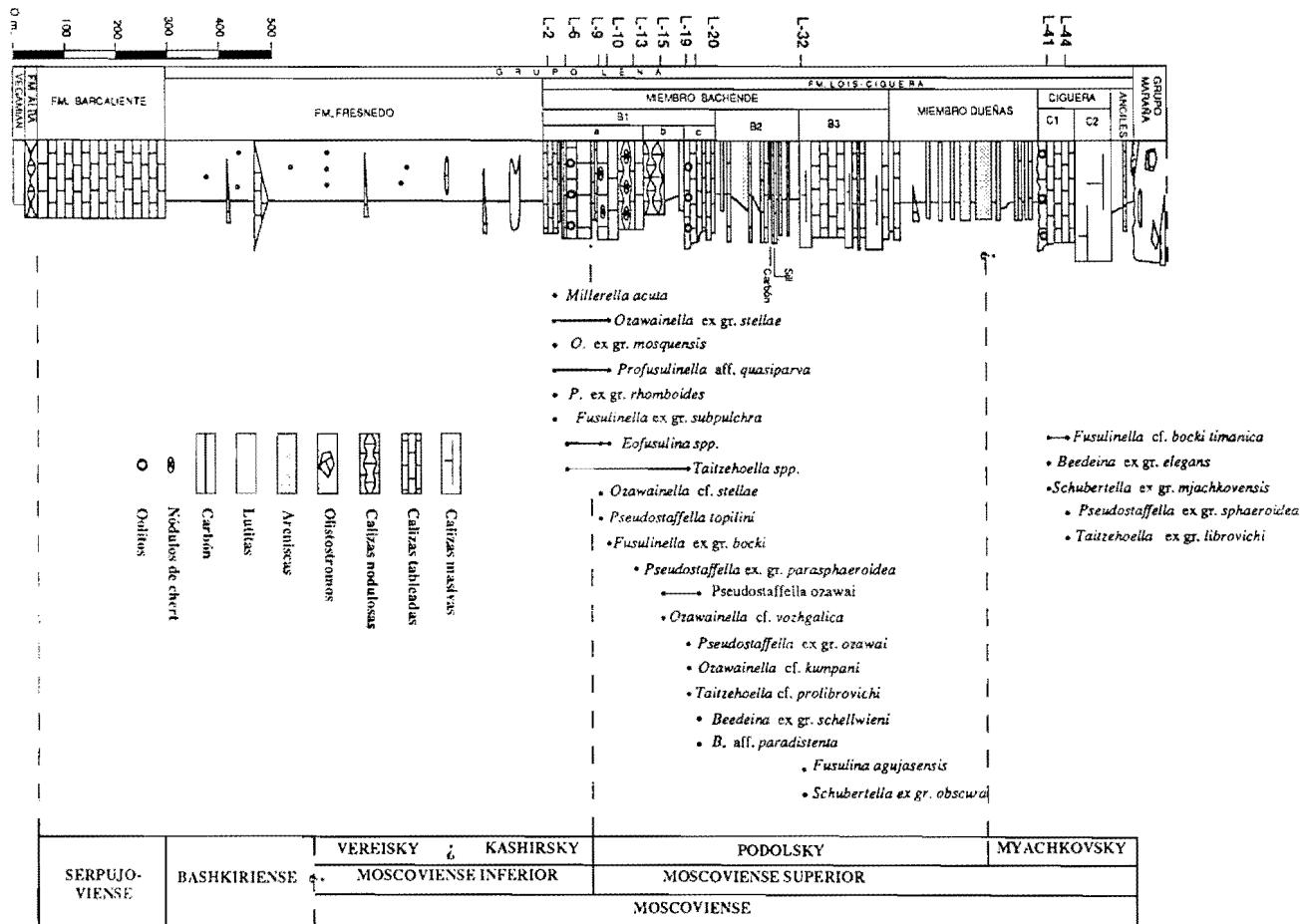
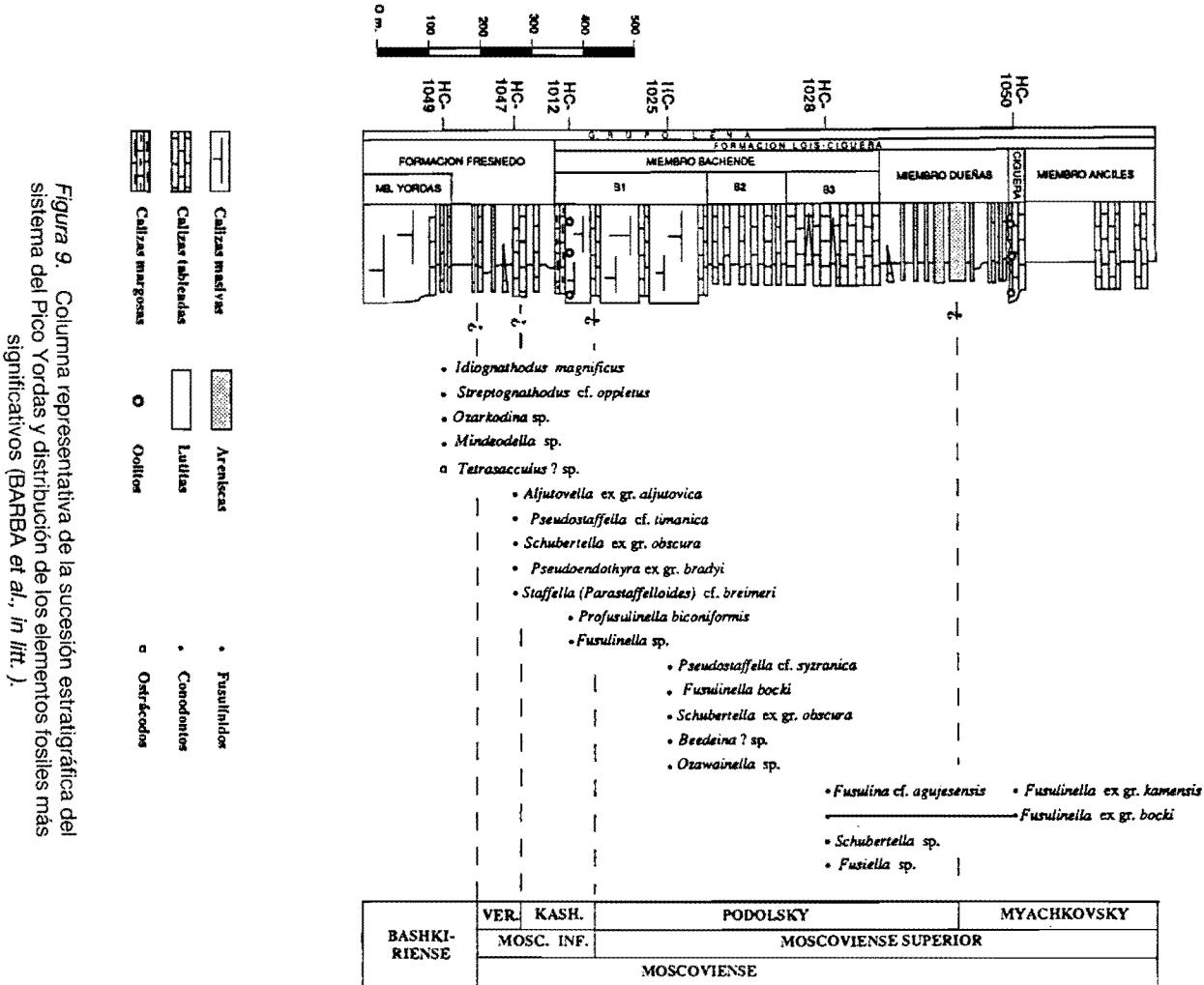


Figura 8. Columna representativa de la sucesión estratigráfica, carbonífera del sistema del río Dueñas y distribución de las fusulínáceos más significativos (BARBA *et al.*, *in litt.*).



debido fundamentalmente a causas tectónicas). Este miembro es fundamentalmente terri-geno, constituido por pizarras, limolitas y areniscas litareníticas de grano fino, éstas en tramos potentes (decenas de metros) con estratificación plano paralela e internamente laminación paralela; en las pizarras y limolitas son frecuentes los niveles bioturbados y delgadas intercalaciones de litarenitas de grano fino con laminación paralela y cruzada de *ripples*.

Las características presentes en esta formación sugieren que el medio en que se desarrollan las calizas corresponden a un medio marino normal, no restringido y somero unas veces bajo el nivel de ola (wackestone bioclástica, facies dominante), por encima del nivel de ola (packstone de bioclasto o intraclastos) o inducidos por tormentas (grainstone de oolitos). El nicho ecológico en el que desarrollan los distintos tipos de algas (dasycladaceas, *Donezellas*, *Tubiphytes*, filoides) parece claro que viene condicionado fundamentalmente por las condiciones ambientales, así las boundstone de filoides son capaces de soportar mayor grado de turbidez en el medio que el resto de las algas.

La progradación de distintos sistemas deltaicos, descritos por diversos autores en la Cuenca Carbonífera Central con procedencia desde el oeste, provoca el que se aborde el crecimiento de la plataforma carbonatada, si bien dada la situación paleogeográfica de estas «subcuenca» alejadas de las salidas principales de terrígenos conlleva el que dominen los terrígenos finos transportados por suspensión, frente a terrígenos más gruesos transportados por corrientes tractivas.

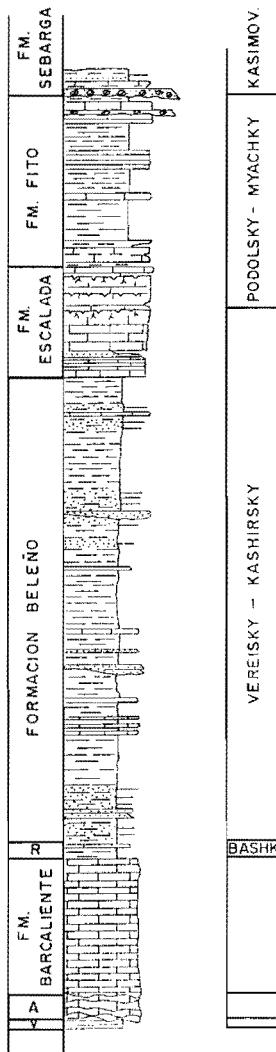
En cuanto a la edad mediante foraminíferos se obtiene una edad que abarca desde el Kashirsky al Podolsky Superior para el Miembro Bachende (Figs. 8 y 9), mientras que para el Miembro Dueñas, si bien no se dispone ningún dato de él, en la Hoja de Riaño se ha obtenido una edad límite Podolsky-Myachkovsky para la base del miembro suprayacente.

2.3.5. El Carbonífero Medio y Superior en la Unidad del Ponga

A pesar de las variaciones que presentan las diferentes series del Carbonífero suprayacente a la Formación Barcaliente en las diferentes unidades del Manto del Ponga, en la presente Hoja se puede definir una secuencia general. A la Formación Barcaliente se le superpone la Formación Ricacabiello (SJERP 1967), siendo en estas unidades orientales donde alcanza un mayor desarrollo; a techo se sitúa la Formación Beleño (GINKEL 1965), que llega a superar los 850 m de espesor en el Valle de San Juan de Beleño; en esta misma localidad afloran las formaciones superiores, Caliza de la Escalada y Fito (GINKEL 1965), esta última está superpuesta discordantemente por un conjunto de materiales de probable edad Kasi-moviense (Fig. 10).

Esta sucesión no aparece completa en el Manto Frontal pudiendo ser debido a que la serie esté truncada por el Manto de Caso, o lo que parece más probable, que el techo de esta Formación represente el final de la secuencia sedimentaria, citado ya por VILLA y HEREDIA (1988); los síntomas de inestabilidad en esta parte superior fueron puestos también de manifiesto en BAHAMONDE *et al.* (1987). Por otra parte, la Formación Fito no aparece en unidades más orientales al Manto de Beleño, Unidad en donde sí aparece una sucesión sinorogénica al Manto del Ponga, en su techo.

SUCESION CARBONIFERA DE LA UNIDAD DEL PONGA



V.- FORMACION VEGAMIAN

A.- FORMACION ALBA

R.- FORMACION RICACABIELLO

Figura 10. Columna estratigráfica sintética de la sucesión Carbonífera en la Unidad del Ponga. (Según J. R. BAHAMONDE).

2.3.5.1. Formación Ricacabiello (*Bashkiriense*)

La Formación Ricacabiello se sitúa concordante sobre la Formación Barcaliente, siendo en las unidades más orientales de la Unidad del Ponga (JULIVERT, 1967 a, b) donde alcanza mayor desarrollo.

La Formación Ricacabiello fue definida por SJERP en 1967 en las proximidades del Pico Ricacabiello, siendo equivalente a la «serie roja inferior» descrita anteriormente por JULIVERT (1960), poniendo ya de manifiesto su carácter condensado. MANJON y FERNANDEZ ARANGO (1985) y EICHMÜLLER (1986) proponen un modelo sedimentario en relación con la Formación Valdetaja. BAHAMONDE *et al.* (1987) la describen en el Manto Frontal y la relacionan con el «paquete» Fresnedo dentro de la Cuenca Carbonífera Central, poniendo también de manifiesto la existencia de unos «niveles de transición» entre ambos conjuntos, en las unidades más occidentales de la Unidad del Ponga.

En esta memoria consideramos como Formación Ricacabiello a aquellos materiales suprayacentes a la Formación Barcaliente, fundamentalmente lutíticos que presentan indicios de una sedimentación condensada, utilizando pues el criterio de SJERP (1967) y no otros más amplios utilizados por EICHMÜLLER (1986).

La presencia de los primeros aportes detríticos gruesos marcarían su final y el comienzo de la formación superior. Su espesor varía en esta Hoja de 22 m en el Valle de San Juan de Beleño, a 26 m en Oseja de Sajambre y 30 m en su localidad tipo. Litológicamente está constituida por lutitas grisáceas, rojizas con tramos verdosos, nódulos de siderita y Mn e intercalaciones carbonatadas con fósiles y bioclastos en la base. La bioturbación es moderada y se concentra en horizontes margosos en los que puede llegar a ser intensa, reconociéndose pistas subhorizontales y formas más complejas perteneciente al icnogénero *Zoophytus*. En el techo de la formación infrayacente aparecen con frecuencia *hard grounds* no muy desarrollados.

Se pueden diferenciar dos facies: una de alternancia de lutitas y calizas y otra eminentemente lutítica con nódulos polimetálicos; la primera representa la transición de una sedimentación carbonatada somera (Formación Barcaliente) a una sedimentación lutítica en una plataforma relativamente profunda. Esta plataforma carbonatada inicial, se verá abortada probablemente por causas tectónicas. Varios autores indican que las características de algunos de los grupos de fauna marina bentónica presentes, son propios de aguas relativamente profundas (ostrácodos: BECKER, 1983; corales: KULLMAN, 1979 y trilobites: GANDL, 1980) y en comunicación directa con mar abierto (gasterópodos: MARTINEZ CHACON *et al.*, 1985). La existencia de *hard grounds* incipientes en el techo de las capas y de la Formación Barcaliente, se interpreta (KENNEDY y JUIGNET, 1974) como un hiato en la sedimentación. En este caso, su escaso desarrollo, hace pensar en períodos cortos de no depósito, en relación con etapas de ralentización en la sedimentación carbonatada por ahogamiento de la plataforma. Corresponden a las «calizas oscuras alternando con lutitas» de EICHMÜLLER (1986) interpretadas de forma similar.

La segunda facies diferenciada es la de lutitas con nódulos ferruginosos y de manganeso, es la más característica y ocupa la mayor parte de la Formación, situándose en la parte media y superior de todas las series aquí analizadas. Corresponde a depósitos en las zonas más externas y distales de la plataforma, en donde el escaso aporte de material terrígeno fino supone una velocidad de sedimentación muy baja. Son características de cuencas en

donde la subsidencia no es compensada por una sedimentación activa. Estos estadios o condiciones por las que atraviesan determinadas cuencas sedimentarias, corresponden al término definido por ADAMS *et al.* (1985) como *starved basin* («cuencas hambrientas» o «cuencas subalimentadas») y que posteriormente ha sido utilizado por otros autores (TANKARD, 1986; READING, 1986, etc.). La presencia de niveles de nódulos sideríticos es interpretada como pequeños hiatos o pausas de poca entidad en la sedimentación. Por otra parte, a los enriquecimientos polimetálicos (Mn) se les asignó clásicamente un origen a partir de soluciones profundas ascendentes, con un área de influencia extensa y relacionadas con procesos de *upwelling*. El chert procedería de la disolución de conchas silíceas de algunos organismos. EICHMÜLLER (1986) interpreta las acumulaciones lenticulares de chert como producto de radiolarios. La presencia de *Zoophycos* y *Chondrites* según GARCIA-RAMOS *et al.* (1986-1987) y EICHMÜLLER (*op. cit.*) indican también etapas de escasa circulación o circulación restringida. Esta Formación, por lo tanto, representa un período de muy bajo índice de sedimentación en las zonas más alejadas de una plataforma marina abierta. La magnitud de la misma sería del orden de unos 200 km, estimando en unos 60 km el acortamiento de la Unidad del Ponga (ALVAREZ MARRON y PEREZ-ESTAUN, 1988).

En cuanto a la edad destacan los trabajos de MARTINEZ CHACON y WINKLER PRINS (1977), VILLA (1981, 1985), EICHMÜLLER y SEIBER (1984), MENDEZ y MENENDEZ ALVAREZ (1985). MARTINEZ CHACON *et al.* (1985) realizan un exhaustivo estudio en base a su contenido paleontológico concluyendo que abarca una edad desde el Namuriense B, incluyendo el Kinderscourtense, hasta el Westfaliense A, ocupando por tanto todo el Bashkiriense.

2.3.5.2. Formación Beleño (*Vereisky-Kashirsky*)

La Formación Beleño fue definida por GINKEL (1965) en el valle de San Juan de Beleño, indicando de forma muy general sus rasgos litoestratigráficos. Con anterioridad JULIVERT (1960) había llamado «conjunto pizarroso» a estos materiales, separando una «serie arenosa inferior», una más potente intermedia fundamentalmente pizarrosa y otra superior con intercalaciones carbonatadas. MARTINEZ ALVAREZ (1962) denominó a estos materiales «improductivo pizarroso», incluyendo también dentro de este término la formación carbonatada superior. SJERP (*op. cit.*) en una serie situada en la zona meridional de la Unidad del Ponga, al sur del Pico Ricacabiello, realiza precisiones litológicas y estratigráficas, haciendo especial mención a un tramo carbonatado situado en su parte medio basal que denominó «Lázaro limestone lense». Más recientemente FERNANDEZ, ARANGO y NAVAL (1984) y MANJON, FERNANDEZ y ARANGO (1985) realizaron un estudio sedimentológico de toda la sucesión del Carbonífero Medio y Superior en la zona de Beleño y Sellaño. Por último, BAHAMONDE (1985) y BAHAMONDE *et al.* (1987) realizan una descripción e interpretación de las facies presentes en esta formación en diversos sectores y proponen una evolución general de la misma, en la que se pone de manifiesto el proceso de somerización o colmatación que representa.

La Formación Beleño tiene un espesor que oscila entre 850 m en la serie de Beleño, a 215 m en Oseja de Sajambre y superior a los 300 m al sur del Pico Ricacabiello. La primera es la más característica, en ella pueden diferenciarse tres partes: una basal con gruesas capas areniscosas, otro intermedio muy potente, eminentemente lutítico con alguna inter-

calación carbonatada poco importante, y otro superior con finas intercalaciones areniscosas y calcáreas. En la serie del Pico Ricacabiello, al ser parcial, no aparece representada su parte superior.

En cuanto a la edad de esta formación nos hemos basado en VILLA y HEREDIA (1988), asignándole una edad Vereisky-Kashirsky en el Manto de Caso y ligeramente más moderna en el Manto de Beleño. SJERP (*op. cit.*) en el Manto de Ricacabiello data la «Caliza de Lázaro» como Vereisky y el techo de esta formación como Kashirsky Superior-Podolsky Inferior.

Dentro de esta Formación se pueden diferenciar las siguientes facies y subfacies:

1. Areniscas canaliformes: Relleno de canales sumergidos que distribuyen material terrígeno grueso dentro de una plataforma terrígena marina; diferenciando dos tipos, unos poco jerarquizados y bastante planos en zonas distales de la plataforma situados, en la parte basal de la formación y otros correspondientes a áreas más proximales y someras, situados en la parte media superior de la formación.
2. *Areniscas en capas tabulares*: Pueden diferenciarse varias subfacies areniscas con laminación paralela, localizadas en la mitad inferior de la formación, representan flujos turbidíticos, en sentido amplio, dentro de una plataforma marina, constituyendo abanicos o lóbulos extensos muy planos y relacionados con salidas frontales de los canales. Areniscas con estratificación planar situadas en la parte media y superior de la formación, estos depósitos deben corresponder a flujos tractivos en áreas adyacentes a las salidas principales de canales, constituyendo barras en las partes menos profundas de la plataforma.
3. *Alternancias de areniscas y lutitas*: ocupan un porcentaje elevado de la formación, pudiendo corresponder según su ordenamiento interno, ciclicidad, asociación de facies en relación con su posición en la serie, a desbordamientos de canales, desbordamientos frontales y lóbulos turbidíticos, originados por tormentas.
4. *Lutitas*: representan un porcentaje alto en la serie, representando en general sedimentación por decantación y muy débiles corrientes tractivas (lentes de arenisca), la existencia dentro de las mismas de lentes irregulares de concentración de fauna bentónica podría representar depósitos de tormentas en zonas próximas a bancos calcáreos orgánicos, constituyendo canales muy planos.
5. *Calizas*: se sitúan en el tercio superior de la formación. Se diferencian subfacies de bafflestone fundamentalmente de algas filoides en áreas muy someras de la plataforma. Acumulaciones bioclásticas submareales en áreas marinas abiertas, de energía moderada, en aguas claras bien oxigenadas, en una plataforma eminentemente terrígena. Calizas intraclásticas y brechoides correspondientes a depósitos de pendiente (*slope apron*) o base de talud (*base of slope apron*).
6. «*Pebbly mudstone*» y *olistolitos carbonatados*: esta facies sólo aparece en el Pico Ricacabiello («Caliza de Lázaro», SJERP 1967).

En la serie de Beleño se ha recogido fauna de braquiópodos a unos 550 m de la base, identificándose (MARTINEZ CHACON, com. personal): *Orthotetidina* indet., *Reticulatia* iva-

noni (LAPINA), *Cancriella* cf. *craigmarlaenses* (MUIR-WOOD), *Linoprotuctinae* indet., *Pugnax* cf. *pugnus* (MARTIN) y *Choristites* cf. *teshevi*, de probable edad Kashirsky. Por otra parte, en BAHAMONDE *et al.* (1987) y haciendo comparaciones con localidades más occidentales, se pone de manifiesto el carácter diacrónico de la base de la formación, idea ya apuntada por VILLA y HEREDIA (1988). Por otro lado, las «Calizas de Lázaro» son consideradas aquí como un olistolito, y por lo tanto, su edad Vereisky, sería ligeramente más antigua que la que correspondería al nivel de la Formación Beleño en el que aparece.

2.3.5.3. Formación Escalada (Kashirsky-Podolsky)

La Formación Caliza de la Escalada fue definida en 1965 por GINKEL y toma su nombre de «las Foces de la Escalada», garganta que abre el río Taranes en la Loma de la Escalada, situada al oeste de los pueblos de Tanda y Taranes (Hoja de Rioseco). Este mismo autor realiza ya precisiones acerca de su edad. Con anterioridad JULIVERT (*op. cit.*) la denominó «Caliza masiva Superior». En cuanto a trabajos de carácter estratigráfico y sedimentológico caben destacar: TRELL *et al.* (1984), MANJON RUBIO y R. ARANGO (1985) y LEYVA *et al.* (1984) que le asignan un origen en ambientes sedimentarios inter y submareales someros. Por último, BAHAMONDE *et al.* (1987) realizan una descripción e interpretación de las subfacies presentes en varios cortes dentro del Manto de Caso, y proponen una evolución sedimentaria general en relación con las formaciones infrayacentes. La Formación Caliza de la Escalada, estudiada fundamentalmente en la serie de Beleño, tiene un espesor próximo a los 200 m y está constituida por gruesos bancos calcáreos, masivos con rápidos acuñamientos laterales, entre los que se desarrollan niveles detríticos con horizontes carbonosos en su parte superior, siendo el más importante y representativo el que se encuentra a techo de la primera banda carbonatada, con una capa de carbón de 0,9 m de potencia y que clásicamente se consideró como el techo de la Formación Beleño. En la Serie de Oseja de Sajambre por encima de la Formación Beleño se sitúa un tramo carbonatado masivo de 55 m de potencia asimilable a la Formación Caliza de la Escalada.

Se pueden diferenciar las siguientes facies.

1. *Acumulaciones bioclasticas y de fango carbonatado*: volumétricamente son dominantes, estando relacionado su origen con ambientes someros, submareales a intermareales de baja energía, pudiendo interpretarse como montículos de fango en sentido amplio. Su origen y desarrollo fue debido a construcciones algales y a acumulaciones por corrientes de fango carbonatado y bioclastos.
2. *Calizas brechoides*: correspondientes a procesos de alteración pedogénica en la parte superior de bancos carbonatados.
3. *Alternancias de calizas bien estratificadas y fangos carbonatados*: caracterizadas por la gran abundancia de algas y la gran variedad de fauna marina bentónica, en general poco fragmentadas que nos hace pensar en depósitos someros de baja energía, en relación con construcciones orgánicas de fango y/o algas, en áreas protegidas por ellas dentro de lagoons. Este tipo de sedimentación en finas capas pudo haberse originado por la acción de tormentas.
4. *Facies detríticas y carbones*: constituyen el techo de secuencias de somerización, repre-

sentando depósitos de lagoon terrígeno, en zonas ligeramente sumergidas entre calizas, surcados por pequeños canales areniscosos o carbonatados, en los que se llegaron a implantar suelos de vegetación.

Debido a su contenido fósil son muchos los autores que han realizado precisiones cronoestratigráficas acerca de ella: MARTINEZ ALVAREZ (1962), BLESS y WINKLER PRINS (1973), ponen de manifiesto su carácter diacrónico; TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1982), TRUYOLS (1983), VILLA (1981, 1985, 1989) y por último VILLA y HEREDIA (1988), recogen datos acerca de las variaciones laterales de la formación. Esta formación posee una edad que va desde el Vereisky, en las unidades más occidentales (Manto de Rioseco) a Podolsky Superior-Myachkovsky Inferior en el Manto de Sebarga. En la serie de Oseja de Sajambre las calizas superiores asimilables a esta formación, dentro del Manto de Caso, aunque en una posición más frontal que la de Sebarga, tiene una edad Podolsky-Myachkovsky, según VILLA (com. personal).

2.3.5.4. *Formación Fito (Podolsky-Myachkovsky)*

La Formación Fito, definida por GINKEL (1965), toma su nombre de «la Collada de los Fitos» al sur de los pueblos de Tanda y Taranes (Manto de Beleño), al oeste del Pico Tiatordos. Es equivalente a lo que JULIVERT (*op. cit.*) denominó «serie superior con intercalaciones calizas». Ha sido estudiada fundamentalmente en las unidades más occidentales de la Unidad del Ponga (Manto de Ríoseco y Manto de Caso) por contener capas de carbón; cabe citar los trabajos realizados por MARTN LLANEZA (1979), SANCHEZ de la TORRE *et al.* (1981), TRELL *et al.* (1984) y LEYVA *et al.* (1986). Por el contrario en el Manto de Beleño, los trabajos son más escasos y están más centrados en aspectos cronoestratigráficos que estratigráficos y sedimentológicos, cabe destacar los de VILLA (1981, 1985, 1989), FERNANDEZ, ARANGO y NAVAL (*op. cit.*), VILLA y HEREDIA (1988).

Esta Formación tiene un espesor de 330 m en el Valle de Beleño, y está constituida por lutitas con intercalaciones limo-arenosas muy finas y niveles calcáreos potentes, masivos o bien estratificados.

Se pueden distinguir las siguientes facies:

1. *Calizas y margas bioturbadas*: esta facies se encuentra solamente en la parte baja de la formación. Facies similares han sido interpretadas como muestra de un progresivo ahogamiento o profundización del fondo marino de una plataforma abierta, estableciéndose ambientes pelágicos.
2. *Calizas masivas*: donde se pueden diferenciar las subfacies, calizas micrítica, mudstone y wackestone de pellets, con fósiles y bioclastos dispersos, y calizas wackestone y packstone bioclásticas. Esta facies corresponde a acumulaciones orgánicas de fango micrítico de tipo «mud mound».
3. *Brechas calcáreas*: correspondientes a depósitos proximales a escarpes o taludes de montículos carbonatados.
4. *Calizas bien estratificadas y laminadas*: corresponden estas facies a depósitos de flanco

de montículo, en relación con ellos, dentro de la plataforma mixta que representa la formación.

5. *Lutitas con fauna marina bentónica*: correspondientes a un depósito por decantación en áreas de baja energía, probablemente protegidas, próximas a acumulaciones calcáreas orgánicas situadas en una plataforma marina mixta no profunda.

6. *Areniscas*.

7. *Lutitas y limolitas*.

La Formación Fito tiene una edad Podolsky-Myachkovsky en los Mantos de Caso y de Beleño, en base a datos de foraminíferos (RODRIGUEZ FERNANDEZ, *et al.*, 1989; GINKEL, 1965, 1983; VILLA, 1981, 1985; VILLA en TRELL *et al.*, inédito), palinomorfos (HORVATH, en TRELL *et al.*, 1984) y macroflora (WAGNER en MARTINEZ ALVAREZ, 1962).

2.3.5.5. Formación Sebarga (*Kasimoviense*)

En la serie de Beleño, por encima de la Formación Fito aparece de forma discordante, una sucesión conglomerática en su base, detrítica en su parte media y carbonatada en el techo, denominada Formación Sebarga.

Alcanza un espesor mínimo de 45 m, caracterizada por un tramo basal conglomerático de 12 m de espesor.

Se distinguen las siguientes litofacies:

1. *Conglomerados*: con pobre a muy mala clasificación de los clastos, escasez de estructuras de tracción y grosera estratificación, que nos inclina a pensar en un transporte por flujos gravitativos de sedimentos (MIDDLETON y HAMPTON, 1976) o a *debris flow* de LOWE (1979), si bien el moderado contenido en matriz, la casi total ausencia de fango, la base ligeramente erosiva de algunas coladas y sus ordenamientos internos, indican un cierto carácter tráctivo con mayor turbulencia que los *debris flows*. Las coladas masivas tendrían un carácter más proximal que las de gradación inversa y normal; esta última, con una mayor segregación de los cantos y alguna imbricación en su parte superior, correspondería a zonas algo más distales con flujos más turbulentos y maduros (WALKER 1975, NEMEC *et al.* 1980). La presencia del intervalo arenoso «tapizando» alguna capa tendría su origen en el retrabajamiento y removilización de la matriz en las coladas, como lo indican las laminaciones de *ripples* presentes (NEMEC y STEEL 1984).

Esta litofacies sería similar a la descrita por COLMENERO y BAHAMONDE (1986) y COLMENERO *et al.* (1988), para depósitos kasimovienses en el Manto de Sebarga.

2. *Altenancias de areniscas y lutitas*: la génesis de esta facies se localizaría en ambientes sedimentarios, adyacentes a los flujos gravitativos de sedimentos (conglomerados) en zonas marinas de influencia mareal tales como llanura deltaica inferior y frente deltaico superior. La sedimentación dominante fue por flujos tráctivos de energía decreciente, posteriormente retrabajados por olas y mareas, en zonas frontales o laterales de los depósitos conglome-

ráticos. La parte superior de la secuencia, pudiera corresponder a zonas sumergidas de playas con *megaripples* lunares como mecanismo de transporte.

3. *Calizas wackestone bioclásticas*: constituyen bancos o «mounds» carbonatados de baja energía, acumulados en zonas muy someras de la plataforma durante períodos transgresivos de mínimo influjo terrígeno, sobre áreas marginales a los lóbulos conglomeráticos, protegidas parcialmente, como lagoons o bahías.

4. *Lutitas*: pudiendo corresponder a depósitos de baja energía en zonas de inundación o depresiones interlóbulos, con débil influencia marina, en los que debido a su escasa profundidad puede implantarse vegetación propia de marismas costeras; o bien representar depósitos del prodelta y plataforma marinas, a los que en su parte basal puede llegar contaminación de cantes desde los conglomerados, y que denotan la existencia de pendientes deposicionales altas.

Respecto a la edad, la totalidad de los datos disponibles proceden de los afloramientos existentes en la vecina Hoja de Beleño. WAGNER (1965, 1970) obtuvo, con flora, determinaciones poco precisas, entre Estefaniense A y B o C, en los afloramientos del sinclinal de Fonteche. VILLA (en FERNANDEZ, ARANGO y NAVAL 1984); y MARTINEZ GARCIA *et al.*, 1985) precisó una edad Kasimoviense, con foraminíferos obtenidos en las calizas basales de Pen. VILLA (en COLMENERO y BAHAMONDE 1986) identifica también en tramos basales de esta formación, fauna de foraminíferos correspondientes al techo del Myachkovsky o base del Kasimoviense. Igualmente, con fauna de braquiópodos. MARTINEZ CHACON (en COLMENERO y BAHAMONDE, *op. cit.*) obtiene una edad probablemente Kasimoviense.

2.3.6. El Carbonífero Medio-Superior en la Unidad del Pisuerga-Carrión

2.3.6.1. Grupo Prioro (Serpuloviense-Vereisky)

Sobre la «Caliza de Montaña», o allí donde no existe sobre la Formación Alba, se sitúan series predominantemente siliciclásticas, constituidas por lutitas, litarenitas, conglomerados poligénicos y olistolitos calcáreos.

Estos depósitos han recibido diferentes denominaciones. Así KANIS (1956) y KOOPMANS (1962) denominaron a estas series «Culm facies», BROUWER y GINKEL (1964) se refieren a ellos como «Formación Cervera», término este que ha prevalecido entre los autores holandeses. WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952) describieron la «Formación Carmen» en el Manto de Revilla situado en la Hoja de Barruelo de Santullán. Posteriormente, WAGNER (1984) hace extensiva esta denominación a todos los sedimentos siliciclásticos situados encima de la «Caliza de Montaña» en todo el norte palentino, si bien considerando la parte basal con olistolitos calcáreos como «Formación Perapertú».

ALONSO (1985) utiliza el término de Grupo Prioro para denominar los materiales terrígenos localizados entre el techo de la Caliza de Montaña (Fm. Barcaliente), sobre la que se disponen de modo concordante, y la primera discordancia cartográficamente reconocible en el dominio del Manto del Esla. Esta definición modifica la dada previamente por BROUWER y GINKEL (1965) y LOON (1971) y supone una reducción considerable en la potencia

de la unidad. Su edad está comprendida entre el Namuriense B (KULLMAN, 1979) y el Bashkiriense Superior (ver ALONSO, 1985; Fig. 5).

En esta Hoja hemos utilizado el criterio de denominar Grupo Prioro a todos estos sedimentos, separando las lutitas con olistolitos calcáreos como Formación Perapertú y los conglomerados y brechas calcáreas situados por encima, en los Mantos Palentinos, como Formación Conglomerados de Triollo.

2.3.6.1.1. Formación Perapertú (Serpuyoviense- Vereisky)

Litológicamente está constituida por lutitas grises oscuras localmente limolíticas con olistolitos calcáreos de tamaño variable, brechas calcáreas y delgados niveles de litarenitas de grano fino con secuencias turbidíticas.

La base de la Formación Perapertú es discordante, estando situada sobre la Formación Alba en la Unidad de los Espejos, mientras que en la Unidad del Gildar-Montó se sitúa sobre la Caliza de Montaña, considerablemente adelgazada.

Como indica WAGNER (1984), estos depósitos corresponden a una época de inestabilidad tectónica que afectó al margen de una plataforma carbonatada. Según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987), estos depósitos están relacionados con el emplazamiento de los Mantos Palentinos.

WAGNER (1984) sitúa la plataforma carbonatada estable al este de San Martín de Perapertú (Hoja de Baruelo de Santullán) y en Piedrasluengas (Hoja de Tudanca). Tanto RUMJANTSEVA (en WAGNER, 1984), como GINKEL (1965), en estas facies de plataforma carbonatada, asignan una edad para el techo de esta formación de Moscovíense Inferior (Vereisky) en base a foraminíferos.

2.3.6.1.2. Formación «Conglomerado de Triollo» (Namuriense C-Westfaliense A)

Dentro de la Unidad del Gildar-Montó y de la Unidad de los Epejos, existen conglomerados y brechas calcáreas, comparables a las descritas en otros sectores del Pisuerga-Carrión con la denominación de «Conglomerados de Triollo» (VEEN, 1966) y que han sido consideradas por este autor como un miembro de la Formación Cervera, proveniente de la fragmentación de la Caliza de Montaña. En este sentido FRANKENFELD (1983) considera a estos conglomerados como el producto de la fragmentación, previa a su consolidación, de calizas arrecifales de edad Namuriense A. Litológicamente son secuencias granocrecientes de paraconglomerados polígenicos, con clastos de caliza como dominantes, subredondeados de 10 a 60 cm y clastos de areniscas y de lítitas redondeados de 2 a 20 cm. Los ejes de clastos se encuentran paralelos a la estratificación y algún caso imbricados. La matriz es litarenítica de grano medio a grueso con gránulos dispersos, la proporción de la matriz es de un 25 % pudiendo existir localmente intercalaciones de lutitas. La clasificación es en general moderada.

En la Unidad de los Espejos se sitúa discordantemente sobre la Formación Perapertú, llegando a situarse localmente sobre la Formación Vegamián.

RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) consideran que al igual que la Formación Perapertú, estos depósitos están relacionados con el emplazamiento de los Mantos Palentinos, de los que constituyen los depósitos sinorogénicos más proximales.

VEEN (1966) asigna a estos materiales una edad Namuriense C-Westfaliense A.

2.3.6.2. *Grupo Pando (Vereisky-Myachkovsky)*

2.3.6.2.1. Formación Conglomerados de Curavacas (Westfaliense A-Superior-B)

KOOPMANS (1962) definió el Grupo Yuso constituido por dos formaciones «Conglomerado de Curavacas» y «Lechada» (Fig. 11). Este conjunto es normalmente discordante y esta discordancia ha sido denominada de «Curavacas» (KANIS, 1956) o «Palentina» (WAGNER, 1959). ORIOL (1876 a, b), fue el primero que describió este conglomerado, que fue definido formalmente por KANIS (1956), hacia el techo y lateralmente se indentó en una serie arenoso-pelítica denominada Formación Lechada (SAVAGE, 1962).

Litológicamente es un ortoconglomerado fundamentalmente monomítico (localmente polimítico y/o paraconglomerado) bimodal a polimodal de clastos de tamaño grava a bloque y naturaleza, fundamentalmente cuarcítica, y en mucha menor proporción algún clasto de carbonato y arenisca, la clasificación es en general moderada, siendo los clastos subredondeados a redondeados, pueden tener fábrica desordenada o con gradación normal inversa-normal o inversa, intercalados aparecen en niveles de espesor variable areniscas y lutitas.

Los caracteres geológicos de esta unidad han sido ampliamente estudiados en la Unidad del Pisuerga-Carrion, por múltiples autores (KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962; VEEN, 1966; SAVAGE, 1967; BROUWER y GINKEL, 1964; LOBATO, 1977, y COLMENERO *et. al.*, 1988).

COLMENERO *et. al.* (1988) realizan una descripción e interpretación de las distintas asociaciones de facies y del modelo deposicional de este litosoma conglomerático (Fig.12). Estos autores separan unas facies subaéreas (abanco costero) que se desarrollan en la parte inferior de la sección del Sinclinal de los Cintos y Sinclinal de Lechada, separando cuatro facies. La primera, de conglomerados donde se pueden diferenciar una subfacies de conglomerados con soporte de cantos pobemente estratificados, tamaños *cobble* a *boulder*, bimodales a polimodales, cantos paralelos a la estratificación, que están groseramente gradados, masivos o groseramente estratificados, en capas de 5-30 cm de espesor; y que se interpretan como originados por barras braided longitudinales. La otra subfacies diferenciada es cuando los cantos aparecen imbricados a (t), b (i), con pequeños niveles de areniscas tapizando los cuerpos, las capas tienen base erosiva de 5 m con sets de estratificación cruzada planar y areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada; esta subfacies corresponde a bancos conglomeríticos originados por barras braided proximales.

La facies 2 son alternancias de conglomerados y litarenitas, los primeros de tamaño *pebble* a *cobble* con imbricaciones de cantos y las litarenitas de grano medio y con cantos, organizados en secuencias positivas de hasta 3 m con bases erosivas y las areniscas con estratificación cruzada planar y en surco; se interpretan como canales braided medios o distales. La facies 3 corresponden a litarenitas de grano fino a medio con laminación paralela y

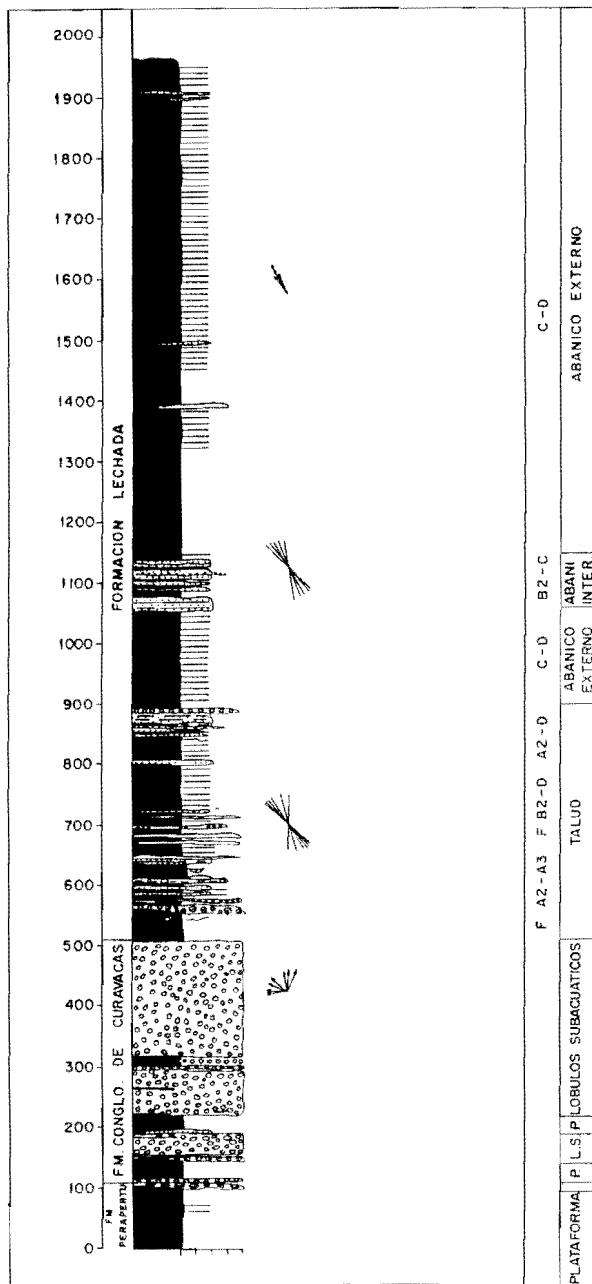


Figura 11. Columna sintética de las formaciones Curavacas y Lechada en el Sinclinal de Lechada.

estratificación cruzada, correspondientes a depósitos laminares no confinados de corrientes. La facies 4 son pizarras con laminación paralela y de *ripples* de corriente, raíces y horizontes carbonosos, corresponden a segmentos distales y de abandono de abanicos costeros en ocasiones vegetados.

Por encima de las facies subaéreas, estos autores diferencian una asociación de facies destructivas de la parte superior del (frente deltaico) *shoreface*, donde diferencian a su vez tres facies.

La facies 5 constituida por cuarzoarenitas de grano fino bien clasificadas, con algún canto cuarcítico y superficie erosivas poco marcadas, internamente presentan estratificación *hummocky* y cruzada en surco de media escala, con láminas sigmoidales, laminación paralela de *ripples*, estructuras de escape de agua, *burrows* y pistas. Se interpretan como originados en ambientes litorales de alta energía. La facies 6 son areniscas litareníticas de grano grueso con horizontes conglomeráticos finos y continuos, internamente presenta estratificación cruzada planar y en surco de media escala y *hummocky*, representan también depósitos de ambientes litorales de alta energía. La facies 7 son conglomerados con sets de estratificación cruzada planar-tabular de 2 m de espesor, con bases netas planas, se interpretan como barras litorales de gravas.

La asociación de facies de (talud de fan-delta) *shoreface* aparece en la parte superior de las secciones del conglomerado de Curavacas (en la sección de Portilla de la Reina en su totalidad). Se diferencian cinco facies: la facies 8 son ortoconglomerados, *pebble a boulder*, bimodal a polimodales, desorganizados con cantos localmente paralelos a la estratificación o imbricados, con matriz de arena que aumenta a techo de las capas, localmente presentan bioclastos. En general, aparecen en bancos masivos o gradados (inverso-normal, inverso y normal) en capas de hasta 1,5 m, tapizando areniscas con laminación paralela y de *ripples*; corresponden a depósitos de *debris-flows* no cohesivos.

La facies 9 son ortoconglomerados *cobble a boulder*, bimodales a polimodales, desorganizados, con cantos localmente paralelos a la estratificación o imbricados localmente con parches de matriz arcillosa, aparecen en capas de 10 m amalgamados, masivos o normalmente gradados, con bases planas netas y techo convexo, corresponden a *debris-flows* no cohesivos formando acumulaciones verticales de lóbulos.

La facies 10 son orto a paraconglomerados, *pebbles a cobble* bimodales a polimodales, desorganizados con raras imbricaciones, masivas o gradados (normal, inverso o inversa-normal) en capas de hasta 1 m con arenas tapizando, internamente con laminación paralela y estratificación cruzada en surco; corresponden a *debris-flows* difusos o turbulentos.

La facies 11 son ortoconglomerados que gradan a *pebbly-mudstone*, con tamaños de clastos de *pebble* a *cobble*, desorganizados, con clastos paralelos a la estratificación, raramente presentan imbricación, capas de 0,5 m de espesor, masivos; corresponden a *debris-flow* diluidos mezclados con pizarras marinas. La facies 12 son orto a paraconglomerados, *pebble a boulder*, polimodales, desorganizados en capas de 4 m con gradación normal o inversa-normal, base erosiva cóncava y techo plano; corresponden a *debris-flow* canalizados distales.

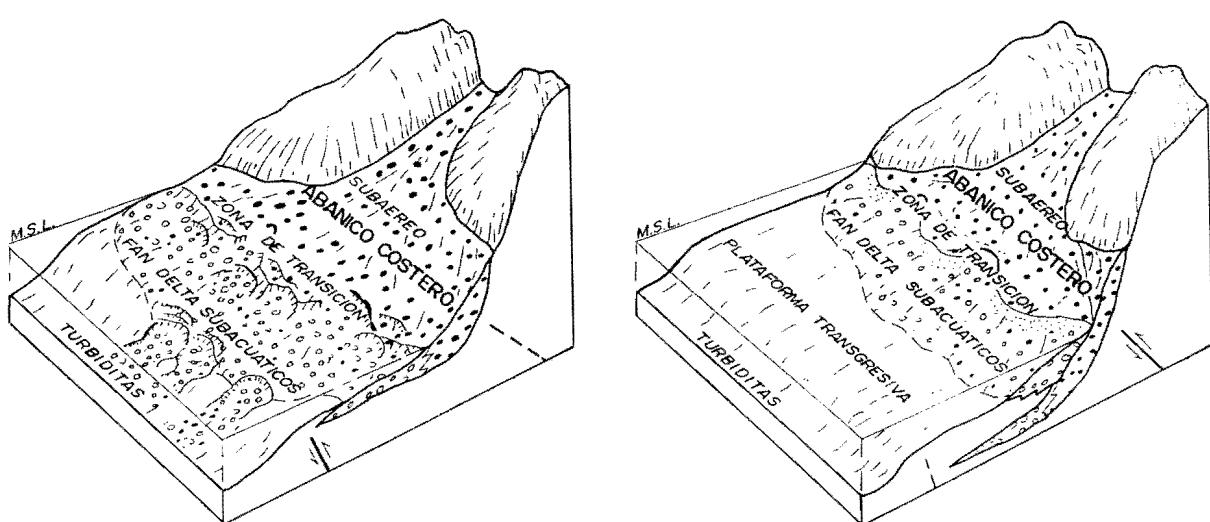
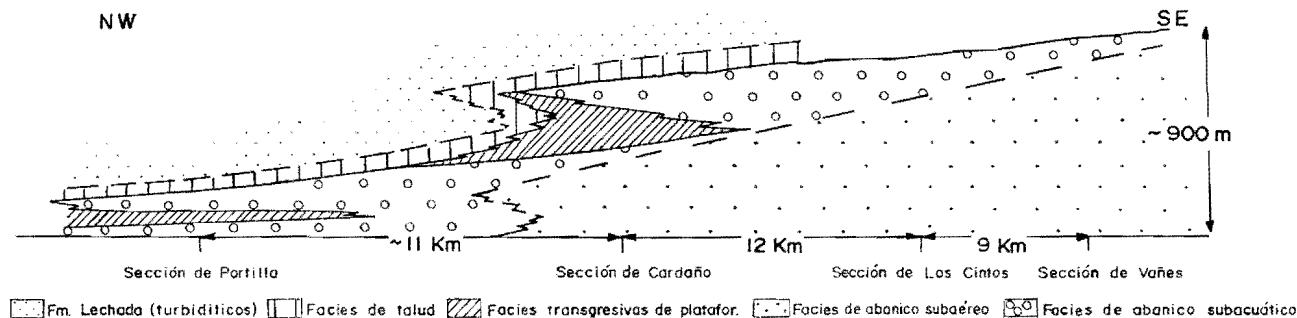


Figura 12. Sección del «fan-delta» de Curavacas mostrando la distribución de alguna asociación de facies. Los bloques diagramas muestran la evolución de este fan-delta (COLMENERO *et al.*, 1988).

La asociación de facies de prodelta-plataforma, aparece en la parte media de las sucesiones de Cardaño (Hoja de Camporredondo de Alba), Portilla y San Glorio (Hoja de Potes). Se han reconocido tres tipos de facies.

La facies 13 está constituida por pizarras, limolitas y litarenitas en secuencia granocrecientes, internamente con laminación paralela de *ripples* pasando a techo a laminación paralela y estratificación cruzada en surco y *hummocky*; representa depósitos de somerización en una plataforma transgresiva. La facies 14 es una alternancia de pizarras y areniscas de grano fino, organizada en secuencias positivas de hasta 1,5 m, internamente presenta laminación paralela y cruzada en surco, pasando a techo a laminación de *ripples* en las areniscas; en las pizarras aparecen lentes arenosas laminadas; corresponden al depósito en áreas de plataforma arcillosa con episodios tractivos locales. La facies 15 está constituida por pizarras masivas o ligeramente laminadas, correspondientes a depósitos de suspensión en plataformas de baja energía.

La asociación de facies de talud sólo se desarrollan en la parte inferior y superior del conglomerado de Curavacas en contacto con las formaciones adyacentes. Se diferencian dos facies. La facies 16 son conglomerados polimórficos, con soporte de matriz pizarrosa, en general con clastos de tamaño *pebble* a *boulder* y con megaclastos de caliza (6 m); polimodal, desorganizado, formando secuencias negativas de hasta 15 m, se interpretan estas facies como depósitos de *mass flows* en el pie del talud. La facies 17 son orto, y paraconglomerados con clastos de tamaño y *pebble* a *boulder*; bimodal a polimodal, desorganizado, masivo o gradado, normalmente con secuencias intercaladas de turbiditas, siendo frecuentes los *slumps*; se interpreta esta facies como depósitos de *debris-flows* cohesivos, resedimentados y turbiditas.

En un contexto sintectónico la sedimentación del fan-delta de Curavacas se produce por la progradación de lóbulos coalescentes en un surco subsidente. El área fuente, deducida a partir de la naturaleza cuarcítica de los clastos, mapa de paleocorrientes y forma de la cuñas conglomeráticas, está localizada hacia el SE (RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985). La madurez mineralógica y alto redondeamiento de los cantos sugiere un origen policíclico para estos depósitos. Se observa una evolución cíclica del complejo de «fan-delta», observándose la existencia de cuñas conglomeráticas con intervalos de grano fino intercalados, reflejando la alternancia de fases de progradación activa del fan-delta con otras pasivas y transgresivas. Esta disposición cíclica está controlada por el suministro de sedimentos de grano grueso, como consecuencia de procesos tectónicos y subsidencia de la cuenca. La progradación activa del «fan-delta» aparece en episodios de alta descarga; bajo estas condiciones los conglomerados transportados por *mass-flow* forman la parte submarina del sistema que grada transicionalmente a sistemas turbidíticos profundos. Durante las fases relativamente pasivas, las facies transgresivas de grano fino *onlapen* la base de la cuenca y ambientes marinos someros se establecen al techo de lóbulos conglomeráticos abandonados. La deposición de conglomerados se restringe a ambientes subaéreos y marinos costeros de poca profundidad durante esta fase. Las facies proximales en fases activas y pasivas están dominados por flujos tractivos, dando secuencias de más de 500 m de potencia en áreas situadas más al este (Sinclinal de los Cintos, Hoja de Camporredondo).

Respecto a la edad de esta Formación, en el área del Sinclinal de Los Cintos, en las facies de llanura de inundación, KANIS (1956) y WAGNER (1960) citan la presencia de flora con

un edad Westfaliense B. Por otro lado, una flora estudiada por STOCKMANS y WILLIERE (1965) en el cuerpo basal conglomerático en la sección de Cardaño de Arriba indican una edad Westfaliense A Superior (ambos datos dentro de la Hoja de Camporredondo de Alba). En la sección de Dobres (Hoja de Potes) muestras de flora encontradas en la parte basal proporcionan una edad Westfaliense A, CARMEN ALVAREZ (com. personal). La presencia de calizas de edad Vereisky por debajo de este horizonte conglomerático (Calizas de Dobres y Piedrasluengas), indica en base a los datos de flora anteriormente expuestos, una edad mínima para esta formación de Westfaliense A Superior, mientras que el techo se sitúa siempre en el Westfaliense B.

2.3.6.2.2. Formación Lechada (Westfaliense A-D)

La Formación Lechada, sucede verticalmente a los Conglomerados de Curavacas con los que se interdigitan en su base a través de un cambio lateral de facies, siendo la separación entre el conglomerado y la alternancia de areniscas y pizarras no siempre clara, y existiendo cuñas de una facies dentro de la otra. El corte tipo y el nombre fue establecido por VEEN (1966) en el Sinclinal de Lechada, a lo largo del río Yuso (proximidades de Portilla de la Reina, Hoja de Potes), siendo posteriormente descrita por SAVAGE (1967), MAAS (1974) y LOBATO (1977) entre otros. Todos estos autores están de acuerdo en que lo más característico de esta unidad son los frecuentes cambios de espesor y facies que presenta, así como la geometría lenticular de muchos de sus depósitos.

En su localidad tipo se han medido 1500 m finalizando la serie en el núcleo del Sinclinal de Lechada. La litología fundamental, es una alternancia de areniscas litareníticas y pizarras, observándose grano-clasificación, superficies de reactivación, *ripples* de corriente a techo de las capas, láminas convolutadas y estructuras abundantes, donde son susceptibles de ser medidas paleocorrientes, tales como *flutes*, estrías de corriente. Las direcciones de paleocorrientes medidas indican dirección SE al NO en el Sinclinal de Lechada.

Tradicionalmente se ha considerado un origen turbidítico para esta formación; LOBATO (1977) ha analizado el carácter proximal-distal de la series, observando, en general, que éstas pasan de muro a techo de ambientes turbidíticos proximales a distales, y, que este cambio proximal-distal también se encuentra arealmente desde las series más meridionales a las más septentrionales.

Siguiendo la terminología de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) en su estudio de abanicos submarinos, se identifican facies tipo F, A2-A3 hacia la base, a pesar de su carácter fundamentalmente terrígeno, son frecuentes aquí las intercalaciones calcáreas que en muchos casos presentan evidencias de constituir olistolitos, «pebbly-mudstone», y conglomerados calcáreos, pudiendo estar contaminados por cantos cuarcíticos del Conglomerado de Curavacas; situándose casi siempre en un determinado horizonte estratigráfico, muy próximo al techo del Conglomerado de Curavacas. VEEN (1966) y SAVAGE (1967) describen estos niveles dándoles el rango de miembro bajo la denominación de «Calizas del Vés», y LOBATO (1977) las denomina «Calizas del Ves y Vallines». Litológicamente son calizas claras, organógenas, a veces bioconstruidas; en otros casos tienen el aspecto de calizas bioclásticas (biocalcarenitas). Estos materiales carbonatados proceden de una plataforma en la que han

disminuido los aportes continentales y en la que se desarrollaba una sedimentación carbonatada en algunas áreas

La serie evoluciona hacia el techo de forma gradual a facies tipo C-D en ocasiones con algunos niveles B2. Las facies tipo C-D corresponden a secuencias de Bouma Tb-e, Tc-e y en menor proporción Ta-e. Estas facies se agrupan en secuencias granocrecientes hacia la base pasando hacia el techo de ser tanto grano y estratocrecientes como decrecientes a no estar ordenadas.

Según la terminología de WALKER (1978) para abanicos submarinos se pasaría de una zona de talud con canales hacia el muro de la serie, a depósitos de *suprafan-lobes* dentro del *mid-fan* y de *lower-fan* hacia el techo. Las intercalaciones de areniscas de granulometría gruesa y aspecto masivo, podrían ser interpretadas como rellenos de canales, que podrían conectar los lóbulos deposicionales con la zona interna del abanico submarino. Según los modelos de turbiditas de MUTTI-NORMARK (1987) correspondería al modelo III. Las pistas fósiles no son demasiado abundantes, entre ellas CRIMES (en LOBATO 1977) cita *Helminthopsis*, *Palaeodictyon*, *Chondrites* y *Cosmorthaphe*.

En cuanto a la edad GINKEL (1965) cita en los niveles olistostrómicos calcáreos de la base de la formación, foraminíferos de la Zona de *Profusulinella* Subzona B (Moscoviense Inferior, equivalente a un Westfaliense A-B, posteriormente, LYS (en LOBATO 1977) en estos mismos niveles determina faunas de algas y foraminíferos que asignan para estos materiales una edad Kashirsky posiblemente Superior (Westfaliense C).

2.3.6.2.3. Formación Vegacerneja (Westfaliense A-C)

La Formación Vegacerneja corresponde al conjunto de materiales, fundamentalmente lutíticos y más o menos limosos, que se dispone con base neta sobre la Formación Conglomerado de Curavacas en el Manto de Panda; los mejores afloramientos se sitúan en las proximidades de la carretera del Puerto del Pontón entre los puntos kilométricos 11 y 12. El techo de la Formación Vegacerneja es bastante neto, situándose sobre ella la Formación Pandetrave, como se observa en el cruce de la carretera de Cuenabres a Casasuertes.

Dadas las características litológicas de esta formación sus afloramientos son bastante escasos y de mala calidad. En la carretera entre Acebedo y La Uña afloran los 300 m superiores de la formación, estando la base cortada por un cabalgamiento y situándose el techo en un potente litosoma de areniscas perteneciente al Grupo Maraña. En general, forma una megasecuencia granodecreciente, estando constituida el tercio inferior por una alternancia rítmica de limolitas y lutitas, siendo más abundantes las lutitas hacia el techo.

En la carretera de Cuenabres a Casasuertes es visible tanto la base (Formación Conglomerado de Curavacas) como el techo (Formación Pandetrave), si bien solamente son bien visibles los 200 m superiores, estando constituidos por lutitas gris oscuras muy bioturbadas, con fauna (braquíópodos, goniatítidos, equinodermos, trilobites, corales solitarios) dispersa y entera, restos vegetales y nódulos de siderita. Intercalados aparecen estratos de menos de 10 cm de litarenita de grano fino, con base erosiva y techo neto, e internamente laminación paralela y de *ripples*.

Esta formación no ha proporcionado fauna significativa para su datación. La edad en base a la relación con las formaciones infra y suprayacente es Westfaliense A-C (Vereisky-Podolsky), y equivalente por lo tanto a la parte basal de la Formación Lechada.

2.3.6.2.4. Formación Panda (Podolsky Medio-Superior)

KAMERLING (1962) define informalmente la Formación Pandetrave, siendo posteriormente definida por KUTTERINK (1966) y propuesta formalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968). MAAS (1974) diferencia dentro de ella tres miembros: Caliza de Panda, un miembro turbidítico intermedio y el miembro olistostómico de las calizas de Brañas. En 1983, MAAS y GINKEL, restringen el nombre de Formación Pandetrave a los dos miembros inferiores.

En este trabajo se ha optado por la separación en tres formaciones: Formación Caliza de Panda, Formación turbiditas de Pandetrave y Formación olistostómica de Brañas, dado que sus características litológicas, potencia, extensión areal y contactos (clara discordancia entre la Formación Pandetrave y Brañas) las hacen niveles fácilmente cartografiados.

La localidad tipo de la Formación Caliza de Panda se sitúa en la carretera de Portilla de la Reina al Puerto de Pandetrave, kilómetro 5,5, con una potencia de 176 m. MAAS (1974) define litológicamente la Caliza de Panda como calizas bioclásticas. MAAS y GINKEL (1983), en base a datos de KAMERLING (1962) y KUTTERINK (1966), dan una potencia de 100 a 200 m en general para esta formación, estando cortada en su base por un cabalgamiento, mientras que el techo es neto con la Formación turbiditas de Pandetrave.

Las características de esta caliza en la sección tipo son las siguientes (Fig. 13):

- 1,8 m de calizas gris oscuras, en estratos de 10 a 15 cm hacia la base, constituidos por brechas calcáreas con clastos de menos de 2 cm, hacia el techo calizas wackestone gris oscuras con bioclastos orientados paralelamente a la estratificación. Los últimos 60 cm pizarras grises que pasan gradualmente en los últimos 30 cm a calizas ligeramente arenosas, bioclásticas (equinodermos, algas) wackestone.
- 0,4 m de pizarras gris oscuras con intercalaciones de 2 cm de areniscas litareníticas de grano muy fino, internamente con laminación paralela y de *ripples*, al techo bioturbadas.
- 0,3 m de areniscas bioclásticas de grano fino, de base gradual, que pasan hacia el techo a calizas gris oscuras wackestone bioclásticas con gran cantidad de sulfuros diseminados. Estratos de hasta 3 cm de espesor con finas intercalaciones margosas.
- 22,7 m de calizas wackestone bioclásticas, de base neta, estratos de hasta 20 centímetro ondulados por *ripples*, hacia el techo intraclastos. Como bioclastos: equinodermos, briozoos, algas, etc. 15,2 m de calizas grises de textura wackestone de algas filoides, formando textura localmente bafflestone.
- 8,9 m de calizas wackestone bioclásticas a muro y techo con acumulaciones parautóctonas de algas.

SERIE SINTETICA FORMACION CALIZA DE PANDA

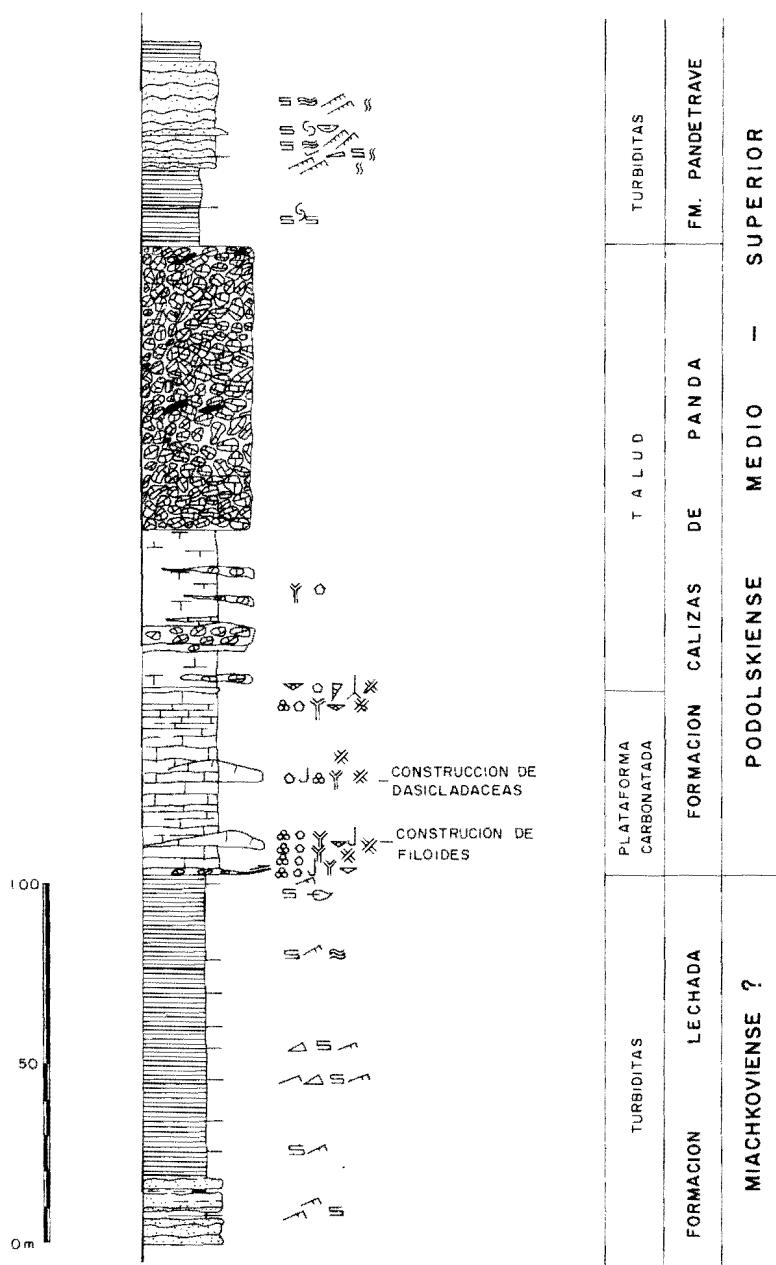


Figura 13. Columna sintética de la Formación Calizas de Panda.

- 4,4 m de calizas pardo grisáceas margosas hacia el muro constituida por acumulaciones baffles a parabaffles de algas filoides, pasando hacia el techo a wackestone bioclásticas, localmente con intercalaciones de pizarras con fauna entera.
- 42,4 m de calizas wackestone bioclásticas, con cuñas de hasta 5 m de ortoconglomerados calcáreos, con clastos de hasta 5 cm, desorganizados, matriz (20 %) de areniscas de grano fino con bioclastos abundantes.
- 80 m de ortoconglomerado desorganizado de clastos calcáreos, estos de hasta 50 cm mal a moderadamente clasificados, con bordes suturados. Localmente algún clasto de pizarra de hasta 20 cm. Intercalados niveles de hasta 2 m en donde la matriz pasa a ser lutítica (20 %).

Se pueden diferenciar por lo tanto tres tramos dentro de esta formación:

- Tramo inferior de 53,7 m caracterizado por facies carbonatadas de acumulación mecánica (wackestone bioclásticas y/o de algas) y facies bioconstruidas (boundstone de dasycladaceas y *Archaeolithophyllum* sp.) que indican ambientes típicos de plataforma carbonatada de escasa profundidad y baja energía (bajo el nivel de ola).
- Tramo intermedio de características intermedias entre el inferior y superior.
- Tramo superior cuyas características indican que estos depósitos han sido transportados por *debris flows*, localizados en zonas próximas de taludes deposicionales, correspondientes a la destrucción de una plataforma carbonatada.

En cuanto a la edad de esta Formación, GINKEL (1965) en base a fusulínidos obtiene una edad Zona *Fusulinella* Subzona B subdivisión B1, indicando Podolsky Medio a Superior. Posteriormente LYS (en LOBATO, 1977) en base también a fusulinas confirma esta edad.

2.3.6.2.5. Formación Pandetrave (Podolsky- Myachkovsky)

La Formación Pandetrave es definida informalmente por KAMERLING (1962), en detalle por KUTTERING (1966) y propuesta formalmente por BOSCHMA y STAALDUINEN (1968). MAAS (1974) diferencia tres miembros dentro de ella: Caliza de Panda, un miembro turbidítico intermedio y el miembro Caliza de Brañas. Para este último autor esta Formación comprende la serie situada en el área del Puerto de Pandetrave, sobre la Formación Lechada con la que se interdigita lateralmente.

Posteriormente MAAS y GINKEL (1983) restringe el nombre de Formación Pandetrave a los dos miembros inferiores, constituyendo el Manto de Panda (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987), para estos autores tiene un espesor máximo aproximado de 1.000 m: 100-200 m de la Caliza de Panda y 800-1.000 m para la turbiditas (estimados por KAMERLING 1962 y KUTTERINK, 1966).

Recientemente RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) aplican el nombre de Formación de Pandetrave a la serie detrítica existente a techo de la Formación Calizas de Panda e infrayacente a los materiales discordantes del Grupo Brañas.

Litológicamente consta de lutitas gris oscuras, con intercalaciones, de diferente entidad, de areniscas, conglomerados y brechas (Fig. 14).

Las areniscas aparecen formando secuencias estratocrecientes y estratodecrescentes de orden métrico y decamétrico, con caracteres turbidíticos. Las capas tienen base neta y techo gradacional e internamente están ordenadas según la secuencia de Bouma formando especialmente secuencias incompletas de los tipos Tb-e y Tc-e, apareciendo Ta-e de forma subordinada. Las estructuras de muro están formadas por estrías de arrastre y de impacto. Los conglomerados calcáreos, brechas y megabrechas, corresponden a depósitos de pendiente y talud carbonatado, siendo común que la terminación de un banco carbonatado en este tipo de cuencas corresponda a una falla sinsedimentaria. Se produce, por tanto, una fragmentación de una plataforma carbonatada individualizándose bloques con *aprons* o conos de derrubios adyacentes. Corresponden a las *mud-supported megabrechas* descritas por MULLINS y COOK (1986), y las facies F de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972). Se caracterizan por clastos heterométricos, pobemente clasificados, desorganizados, en una matriz fangosa abundante. Los bloques más grandes llegan a medir más de 20 m. Son de calizas Westfalienses, también son frecuentes los grandes bloques lutíticos, de areniscas, bloques de alternancias lutitas/areniscas, y clastos de brechas calcáreas. La base del depósito es fuertemente erosiva, observándose cicatrices erosivas internas penetrativas. Puede observarse una grosera gradación decreciente general de tamaño de grano, existiendo calcarenitas, pasando a lutitas fangosas en el techo. Estos últimos depósitos pasan lateralmente a *mud-supported conglomerates* de MULLINS y COOK (1986), observándose la secuencia siguiente de muro a techo:

- brechas con clastos menores de 20 cm, fundamentalmente carbonatados, de base no erosiva.
- gran número de clastos blandos y de fragmentos de arcilla. Soporte de matriz lutítica. Granodecrescentes.
- calclititas, con granoclasiación.
- margas y lutitas margosas, evolucionando verticalmente a lutitas.

Estos intervalos coinciden en buena parte para los descritos por LABAUME *et al.* (1983) para megaturbiditas.

Estas dos últimas facies corresponden al primer depósito de una depresión o cuenca sedimentaria de carácter sinorogénico originada por la destrucción de una plataforma mixta con un componente carbonatado importante, en la que las lutitas, areniscas turbidíticas y brechas calcáreas serían el resto de los componentes. La consolidación o cementación de los materiales erosionados es evidente por la presencia de bloques de estas litologías. Dado que el soporte de estas facies, así como su organización, parece indicar que los mecanismos de transporte han sido de *debris flowy mud flow*, al menos para las facies de *mud-supported megabrechas*, que constituirían la partes proximales al área de aporte. Las facies laterales a éstas indican posiciones más distales y podrían interpretarse como megaturbiditas en sentido amplio, según el concepto de LABAUME *et al.* (1983).

También son frecuentes las apariciones de depósitos lenticulares de base erosiva constituidos

SERIE SINTETICA DE LA FORMACION PANDETRAVE

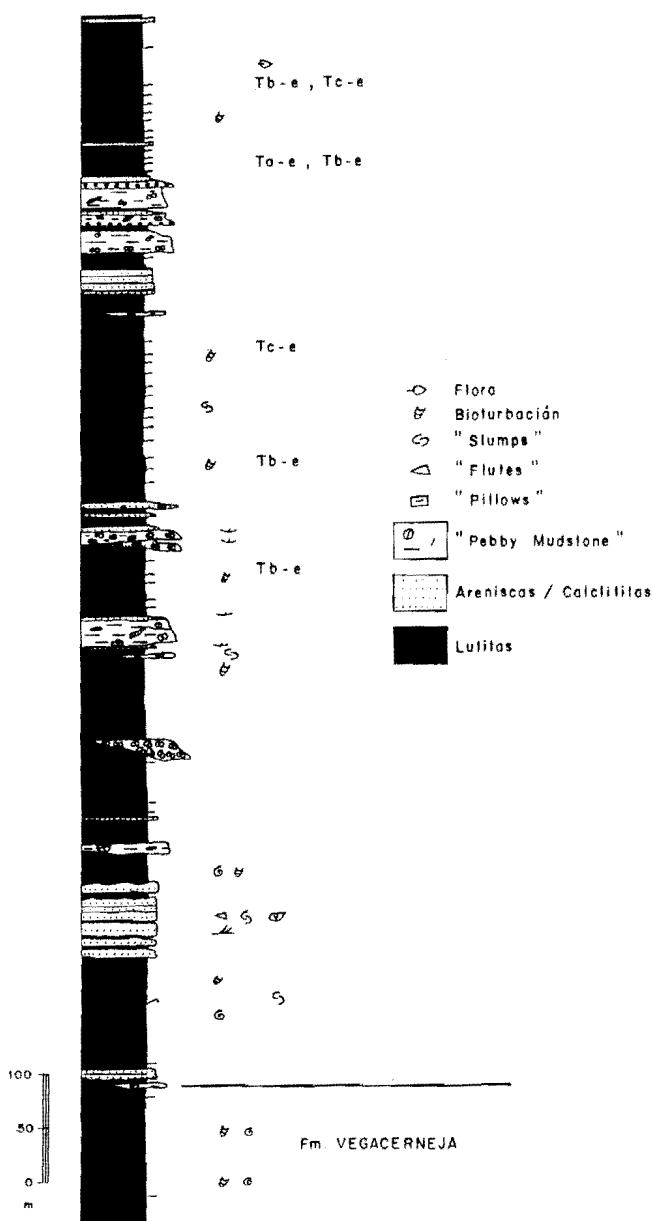


Figura 14. Columna sintética de la Formación Pandetrave en su localidad tipo.

por brechas ricas en matriz en la que los cantos son por lo general de pequeño tamaño, dominando los de naturaleza calcárea, lutíticos y bioclastos de fauna marina. Alcanzan espesores de hasta 2 m. Internamente están mal ordenados y clasificados. Corresponden a *pebbly mudstone*, transportados por flujos de fango (*mud flow*) o «*debris flow cohesivo*» (LOWE, 1979), localizados en zonas próximas a taludes deposicionales. Corresponden en sentido amplio a las turbiditas tipo III de MUTTI, interpretados como característicos de un talud deposicional, encontrándose un área de depósito en la parte frontal de una plataforma o ligada directamente con sistemas deltaicos en zonas de prodelta. Corresponden al relleno de pequeñas depresiones erosivas de escaso desarrollo lateral.

La edad de esta formación en base a los datos de edad de las formaciones infra y suprayacentes es Podolsky Superior-Myachkovsky.

2.3.6.3. *Grupo Maraña. (Wesfaliense D Superior-Cantabriense Inferior)*

En el borde oeste del Pisuerga-Carrión, limitados por el borde cabalgante del Manto del Ponga al oeste y el Gildar-Montó al este aflora una potente sucesión detrítica formada por lutitas con intercalaciones de areniscas, brechas calcáreas y olistolitos calcáreos en la parte inferior; lutitas, areniscas y conglomerados cuarcíticos en la parte media y conglomerados cuarcíticos, areniscas, lutitas y esporádicas capas de carbón en la parte superior. El conjunto de estos materiales fue definido como Grupo Valdeón por KUTTERINK (1966); BOSCHMA y STAALDUINEN (1968) propusieron formalmente este grupo. Otros autores que han englobado al conjunto de la sucesión bajo el nombre de Grupo Valdeón son MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983). Posteriormente, RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) restringen (de manera informal) el nombre de Grupo Valdeón a los conglomerados cuarcíticos superiores, mientras que al tramo inferior lo denominan Grupo Maraña y al intermedio Grupo Pontón.

El Grupo Maraña fue definido informalmente por los autores antes indicados en el Sinclinal de Valdeón, donde sus materiales se disponen sobre los del Grupo Pando mediante una discordancia progresiva que se atenúa desde las regiones más occidentales, donde ambos grupos son claramente discordantes, hacia las orientales en que pasan a ser concordantes.

Constituye una unidad litológicamente muy heterogénea formada por lutitas, litarenitas, brechas calcáreas y olistolitos, aislados o formando horizontes olistostómicos. El espesor total de la sucesión no puede precisarse debido a la escasez de afloramientos y a la complejidad tectónica del área, aunque debe oscilar entre 500-1.000 m.

Las lutitas constituyen el soporte fundamental de la serie. Son de tonalidades gris oscuras, sin fósiles y en ocasiones pasan a ser margosas. Intercaladas con ellas se hallan litarenitas de grano fino, micáceas y con restos vegetales fragmentados. Las capas alcanzan potencias de hasta 30 cm y poseen bases netas, muchas veces erosivas; los techos pueden ser igualmente netos o graduales.

La existencia de brechas y olistolitos calcáreos es un carácter típico de esta unidad. Ambos pueden aparecer conjuntamente formando horizontes olistostómicos. Las brechas son relativamente frecuentes y sus clastos son de naturaleza calcárea, bastante heterométricos

y se hallan generalmente desorganizados; en otros casos muestran gradación normal o grosera laminación paralela. Las capas suelen poseer bases erosivas y tienen un desarrollo lateral muy irregular, alcanzando potencias desde pocos metros hasta más de 300 m en el área del Puente de Bachende en la vecina Hoja de Riaño. Contienen restos de fauna, especialmente equinodermos y, localmente, fragmentos lutíticos.

Los olistolitos tienen dimensiones muy variables llegando a alcanzar los mayores longitudes de hasta un kilómetro. Estos se disponen más o menos aislados, subparalelos a la estratificación, deformando los sedimentos lutíticos y margosos circundantes; los de orden métrico ocurren conjuntamente con las brechas ocupando cualquier posición dentro de las mismas.

El origen de estos materiales, al igual que el de los grupos superiores, está estrechamente relacionado con los movimientos de emplazamiento del Manto del Ponga y tiene un carácter eminentemente compresivo. El resultado pudo haber sido la formación de un surco *foredeep* fuertemente subsidente e inestable, por lo que las unidades que integran su relleno se superponen mediante discordancias progresivas.

En esta cuenca durante las diferentes etapas de su relleno, el material acumulado fue fundamentalmente fango, pero su sedimentación estuvo episódicamente interrumpida por la llegada de derrubios de carácter diverso, trasladados principalmente a través de flujos gravitativos de sedimentos.

En el caso del Grupo Maraña, la sedimentación ocurrió en las etapas iniciales de la cuenca, cuando mayor fue su subsidencia y deformación. El material fino se acumuló principalmente por suspensión o mezcla de suspensión y débiles corrientes tractivas y turbidíticas. Los niveles de brechas corresponden a material, arrancado de los márgenes de la propia cuenca al igual que los olistolitos calcáreos acompañantes y transportados por flujos del tipo *debris flows*, cohesivos o suficientemente diluidos como para generar erosiones basales y una cierta ordenación de los clastos.

El origen de los olistolitos y su modo de emplazamiento plantea mayores problemas; constituyen testigos más o menos grandes de la destrucción total o parcial, de una o varias plataformas calcáreas adyacentes a la cuenca durante las etapas iniciales de la generación de la misma. Dichos carbonatos tendrían, en la mayor parte de las ocasiones, un carácter compacto y más o menos masivo, pero también se encuentran fragmentos plegados que indican deformación durante o previa al transporte, lo que indica una cierta deformación en el área fuente.

En el caso de los olistolitos aislados, su disposición paralela o subparalela a la estratificación, así como su gran tamaño, parecen indicar un movimiento fundamental de deslizamiento a favor de pendientes deposicionales apropiadas, aunque no necesariamente altas. Para que este movimiento pudiera tener lugar sobre un fondo blando sin el hundimiento del bloque en el mismo, es necesario, como ha puesto de manifiesto PRIOR *et al.* (1982) y TARQUIN TEALE y JOUNG (1987), que la fricción y resistencia al movimiento fueran compensadas con una presión de poro suficiente en el sustrato.

En cuanto a la edad de este grupo ALONSO-HERRERO (1981) menciona una asociación de flora fósil recolectada en unas intercalaciones limolíticas que aparecen dentro del conglom-

merado basal, en las proximidades de Riaño. Esta flora fue estudiada por P. Lorenzo de la Universidad de León, quien atribuyó a la misma una edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

En una muestra recolectada en la carretera Riaño-Cistierna en las proximidades de Horcadas, han aparecido: *Punctatosporites* sp., *Thymospora* sp., y *Speciosporites*?

La presencia de un ejemplar dudoso del género *Speciosporites*, así como la relativa abundancia de formas monoletas, nos lleva a pensar en una edad Cantabriense, pero sin ninguna certeza debido al mal estado de conservación de los ejemplares con interés estratigráfico.

Asimismo se han recogido varias muestras, ricas en fusulínidos, en olistolitos calcáreos pertenecientes al Grupo Maraña. En uno de estos olistolitos, situado en la localidad de Salamón, se ha tomado una muestra que contiene *Fusulina cotarazoe* (GINKEL) y *Fusulinella* ex gr. *bocki* (MOELLER), lo que permite atribuir esos materiales carbonatados a niveles equivalentes al Myachkovsky Inferior, edad que, según la correlación de WAGNER y WINKLER-PRINS (1985), equivaldría al Westfaliense D Superior. Esta datación representa a su vez una edad mínima para el depósito del Grupo Maraña, cuyo techo no supera el Cantabriense Inferior, edad de los materiales suprayacentes a los Grupos Cea y Pontón (WAGNER y WINCKLER-PRINS, 1985; ALONSO, 1987; RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA, 1987).

2.3.6.4. Grupo Pontón (Cantabriense Inferior-Superior)

Fue definido informalmente como la unidad anterior por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) en el Sinclinal de Valdeón, donde se superpone al Grupo Maraña mediante una discordancia progresiva que se atenúa desde el flanco occidental al oriental. El espesor de la sucesión es difícil de precisar; la única sección que cubre un intervalo apreciable de la misma (sección del cruce de Retuerto-Puerto del Pontón en la carretera de Riaño a Cangas de Onís) permite valorarlo en más de 1.000 m (Fig. 15).

La base de dicha sucesión está formada por un conglomerado poligénico de aproximadamente veinte metros. El resto lo constituyen potentes tramos lutíticos entre los que se intercalan limolitas, litarenitas y conglomerados.

Las lutitas son más o menos limosas, grises oscuras y frecuentemente están bioturbadas. Pueden contener láminas y lentes milimétricos arenosos o limosos que se encuentran a veces bioturbados.

Las litarenitas son de grano fino y medio, más raramente grueso a microconglomerático. Forman capas de espesor centimétrico a decimétrico, de base neta y frecuentemente erosiva, y techo neto o gradual. Aparecen interestratificadas con las lutitas o asociadas a los tramos conglomeráticos.

En el primer caso, las capas más potentes contienen clastos cuarcíticos e intraformacionales en la base que a veces está canalizada; las más delgadas internamente presentan laminación paralela y de *ripples* de corriente con los techos a veces retocados por *ripples* de oleaje. En la mitad de la sección existe un intervalo de alternancias en el que las capas de areniscas

SERIE SINTETICA DEL GRUPO PONTON

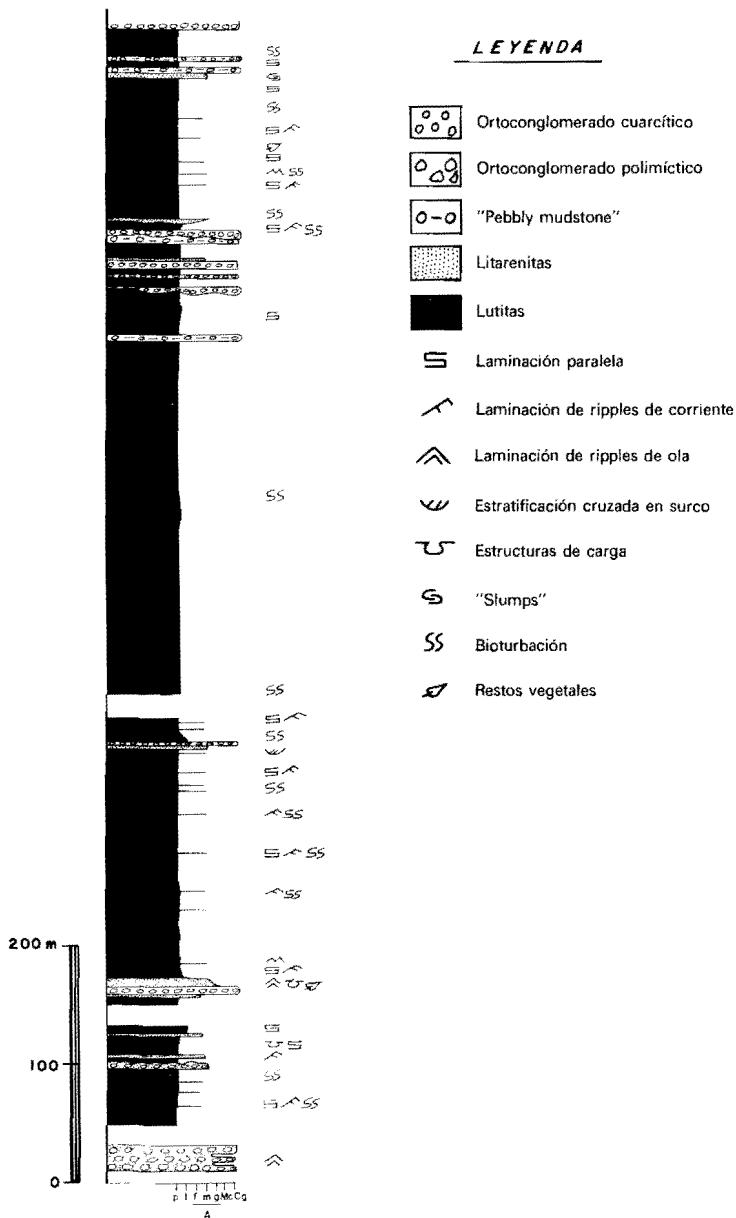


Figura 15. Columna sintética del Grupo Pontón.

presentan secuencias de Bouma. La bioturbación en las capas arenosas delgadas es en ocasiones muy intensa.

En el segundo caso forman secuencias estrato y granodecrescentes cuya base suele estar canalizada y que están constituidas por capas irregulares y masivas en la parte baja, con grano grueso o microconglomerático y algunos clastos cuarcíticos, de pizarra y de siderita; en la parte alta las capas están laminadas y son de grano fino.

Los conglomerados (ortoconglomerados y más raramente paraconglomerados) son generalmente monomíticos con clastos cuarcíticos redondeados. Esporádicamente, sobre todo en la parte basal de la sucesión, son polimíticos y contienen, de forma dispersa, clastos calcáreos con mayor tamaño y menor redondeamiento que los silíceos. En menor medida aparecen, especialmente en los conglomerados polimíticos, clastos intraformacionales de pizarras y siderita. La estratificación varía entre capas de espesores de menos de 2 m, aisladas entre otras litologías, o bien constituye niveles potentes formados por amalgamación de las anteriores y en las que internamente no se discriminan capas individuales.

Texturalmente los conglomerados monomíticos son bimodales a polimodales, mientras que los polimíticos son generalmente polimodales. Los clastos pueden aparecer desorganizados, paralelos a la estratificación o más raramente imbricados. En este caso, las imbricaciones más abundantes son las del eje *a*, mientras que las del eje *b* son raras y aparecen en el techo de las capas. En los niveles más delgados pueden aparecer todos los tipos de gradación mientras que los más potentes presentan generalmente secuencia inversa-normal. Los conglomerados polimodales presentan un mayor grado de desorden en la fábrica.

La matriz puede ser litarenítica, lutítica y en ocasiones calcárea. Los conglomerados con matriz litarenítica presentan frecuentemente en su techo un delgado (30 cm máximo) intervalo de litarenitas laminadas. Por su parte, los que tienen matriz lutítica suelen gradar a paraconglomerados ricos en matriz (*pebbly mudstone*) y finalmente a pizarras.

Los materiales de este grupo representan una fase intermedia en el proceso general de relleno de la cuenca, cuando en la misma comenzaron a generalizarse los aportes clásticos derivados de los segmentos subacuáticos y distales de abanicos aluviales costeros o «fan deltas», cuya sedimentación va a generalizarse en el Grupo Valdeón suprayacente. Estos materiales tienen naturaleza siliciclastica y en el caso de los conglomerados un carácter policíclico, retrabajados desde otras cuencas, deformadas por la actividad tectónica.

La existencia de pendientes deposicionales altas y de inestabilidades en la cuenca favorecerían el desarrollo de incursiones aisladas de flujos turbidíticos y *debris flows* en zonas de prodelta y talud desde las áreas más laterales de dichos abanicos costeros. Estos procesos de resedimentación ocasionarían los cambios en la fábrica (conglomerados con soporte de clastos que evolucionan a soporte de fango) tan comunes en esta unidad. En otros casos, la existencia de un intervalo arenoso con laminación de *ripples* tapizando las capas conglomeráticas estaría generado por el retrabajo marino de las mismas.

En muestras de la parte basal recogidas en niveles equivalentes del Grupo Cea en Carande y Riaño (Hoja de Riaño) se ha determinado una edad Cantabriense Inferior. La edad del techo no ha podido ser determinada con exactitud; en niveles altos de la sucesión y en niveles equivalentes en la Hoja de Riaño en base a microflora se apunta la posibilidad de una edad Cantabriense Superior.

2.3.6.5. Grupo Valdeón (Estefaniense A)

El Grupo Valdeón, con la extensión aquí considerada, fue definido informalmente por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) en el Sinclinal del mismo nombre, cuyo núcleo ocupa. Se encuentra dispuesto con ligera discordancia sobre el Grupo Pontón. En la sección del repetidor, adyacente al Mirador de Piedrafita (Puerto de Panderrueda), el ángulo de discordancia oscila entre 10 y 15.

El espesor de esta unidad supera los 1.200 m, aunque se trata de un espesor mínimo, ya que su techo no se halla conservado.

Se han estudiado dos secciones de la parte baja (aproximadamente 100 m) del grupo, secciones del noroeste del Mirador y sección del repetidor, ambas en las cercanías del Puerto de Panderrueda. En base a ellas se ha reconocido que el mencionado tramo está formado exclusivamente por ortoconglomerados monomíticos de clastos cuarcíticos (aunque en la base existe localmente algún clasto calcáreo), bimodales, moderadamente a mal clasificados y con matriz litarenítica. Los clastos aparecen dispuestos paralelamente a la estratificación o imbricados, en este caso dominan la imbricación según el eje b. Existen escasos niveles paraconglomeráticos que lateralmente pasan de modo gradual a ortoconglomerados. Estos niveles paraconglomeráticos tienden a ser polimodales.

Dos tipos de depósitos se distinguen en los conglomerados: intervalos potentes (5-15 m) y capas discretas de espesor hasta 2 m, continuas a escala de afloramiento o acuñantes, a veces con el techo convexo. Los niveles potentes presentan gradación inversa-normal. Las capas, en cambio, presentan gradación normal dominante y de modo subordinado gradación inversa o no están gradadas. Aparecen separadas por niveles discontinuos de litarenitas laminadas o con estratificación cruzada en surco. Ambos tipos de depósitos forman ciclos de orden mayor, integrados por un tramo inferior de carácter grano y estra-tocreciente y otro superior de signo contrario. El primero comienza por niveles de conglomerados separados por delgados intervalos areniscosos, que progresivamente desaparecen con lo que, hacia el techo, las capas conglomeráticas se hacen potentes y pasan a estar amalgamadas. En la parte superior de los ciclos, los niveles potentes pasan de nuevo a capas de conglomerados en una secuencia simétrica a la descrita.

Los depósitos de esta unidad representan la fase final del relleno de la cuenca sinorogénica y están formados por las facies subaéreas de los abanicos aluviales costeros. El material clástico se halla ordenado en forma de coladas, cuya ordenación inversa-normal parece ser el resultado de los procesos de progradación y retrogradación asociados a su desarrollo. El transporte parece haber ocurrido por movimientos en masa dentro de corrientes *braided* proximales, dando lugar a barras longitudinales de escaso relieve y, en otras ocasiones, mediante un transporte tráctivo, dando lugar también a barras conglomeráticas de mayor relieve y ordenación. Las etapas de menor régimen de flujo están marcadas por la presencia de intercalaciones areniscosas delgadas en las que las estructuras tráctivas por transporte acusado ya son muy notorias.

STOCKMANS (en KUTTERINK, 1966) determinó flora del Estefaniense en la parte alta de la unidad. Dado que el Grupo Remoña es Estefaniense B es posible que el Grupo Valdeón tenga una edad Estefaniense A.

2.3.6.6. *Grupo Brañas (Cantabriense)*

El Grupo Brañas fue definido con el nombre de «Miembro Brañas» por MAAS (1974) como el miembro de techo de la Formación Pandetrave. Posteriormente, MAAS y GINKEL (1983) emplean el término de «Olistostromo de Brañas», apuntando que tiene un contacto basal discordante con el techo del Manto de Panda, siendo redefinido por estos autores como un miembro de la Formación Valdeón. RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) lo diferencian claramente como grupo separado, ligándolo, desde un punto de vista testosedimentario, a los Grupos Maraña y Coriscao. El espesor es de 500-1.000 m.

Para MAAS y GINKEL (1983) el «Olistostromo de Brañas» posee aspectos litológicos intermedios entre los de los olistostromos de Coriscao y Remoña. Según estos autores se caracteriza por tener una matriz lutítica margosa brechoide, soportando olistolitos de calizas westfalianas. Hacia el techo la matriz consiste en removilizados y «slumps» siliciclásticos, y se reconocen grandes olistolitos calcáreos constituidos por partes fosilíferas de la «Caliza de Montaña» y una acumulación de olistolitos de un conglomerado calcáreo polimítico, constituido por cantos bien redondeados de una caliza negra laminada (Formación Barcaliente), cantos de la Formación Alba, cantos de calizas nodulosas del Devónico Superior (Formación Vidrieros) y cantos conglomeráticos y cantos cuarcíticos, que pueden derivar de la Formación Murcia.

MAAS y GINKEL (1983) proponen un área de procedencia para depósitos de taludes de fango siliciclástico, una plataforma somera donde pueden acumularse conglomerados bien redondeados. Para estos autores los olistostromos pueden representar un borde de plataforma inestable intersectada por cañones submarinos, cicatrices de slumps, etc.

Según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) este grupo está ligado con los movimientos hacia el este de la Unidad del Gildar-Montó emplazamiento del Manto de Valdeón, donde se origina otro surco *foredeep* fuertemente subsidente e inestable cuyos primeros depósitos de relleno (y en este caso los únicos conservados) tienen características litológicas similares a los de los grupos Maraña y Coriscao, y los mecanismos de transporte idénticos a los propuestos para la formación anterior.

La edad mínima obtenida para estos depósitos por MAAS y GINKEL (1983) es Myachovsky Inferior mediante foraminíferos en muestras de olistolitos. RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1988) proponen una edad para este grupo de Cantabriense similar a la del Grupo Maraña.

2.3.6.7. *Grupo Coriscao (Cantabriense Superior)*

El Grupo Coriscao aparece discordante sobre la Formación Lechada, siendo su techo no visible al estar cobijado por el Manto de Panda. Dentro de esta Hoja sólo aflora en un pequeño sector en las proximidades de Casasuertes.

SAVAGE (1961), KAMERLING (1962) y MAAS (1974) utilizan el término de «Coriscao Olistostrome»; definiéndolo MAAS (1974) como un miembro de la Formación Lechada con una edad Westfaliana C; posteriormente MAAS y GINKEL (1983) lo redefinen como el miembro basal de la Formación Valdeón, dando una potencia superior a los 500 m en el Pico Coriscao dentro de la vecina Hoja de Potes.

RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987), lo definen informalmente como «grupo», proponiendo en su modelo tectosedimentario que estos depósitos corresponden a la «cuña clástica» ligada al movimiento hacia el este del Manto de Panda.

Litológicamente es una unidad muy heterogénea (Fig. 16) constituida generalmente por un tramo basal de lutitas con olistolitos aislados o formando horizontes olistostómicos, fundamentalmente de Caliza de Panda, si bien, puede aparecer alguno de Caliza de Montaña y Calizas de Vidrieros.

Por encima se desarrolla una secuencia grano y estrato decreciente de 75-80 m, constituida por secuencias de segundo rango granodecrecientes de hasta 2,5 m, de base fuertemente erosiva, siendo en la base conglomerados (ortoconglomerados o paraconglomerados) de cantes calcáreos y matriz lutítica, gradualmente pasan a lutitas grises oscuras con finas intercalaciones de litarenitas de grano fino.

El techo de la sucesión suele estar constituido por lutitas más o menos limosas, bioturbadas y con fauna de braquiópodos, equinodermos, briozoos y gasterópodos. En ocasiones aparecen intercalaciones de litarenitas con laminación cruzada de *ripples* de oleaje a techo y fuerte bioturbación. En la sección del Pico Coriscao (Hoja de Potes) hacia el techo de la sección y sobre lutitas fuertemente bioturbadas por raíces aparece una capa de carbón de 60 cm. En otras localidades llegan a desarrollarse boundstone de algas filoides (Sección de la pista de Fuente Dé al Collado de Remoña, Hoja de Potes).

El movimiento hacia el este del Manto de Panda origina un surco *foredeep*, cuyo relleno es una clara secuencia de somerización. En una etapa inicial, donde la subsidencia y la deformación son mayores, los olistolitos y brechas calcáreas son testigos de la destrucción parcial o total de una plataforma carbonatada adyacente a la cuenca, acumulándose el material fino principalmente por suspensión. El techo de la secuencia son depósitos de plataforma muy somera con el desarrollo de boundstone de algas filoides, o incluso depósitos subaéreos con la formación de suelos de vegetación y carboneros asociados (sección del Pico Coriscao).

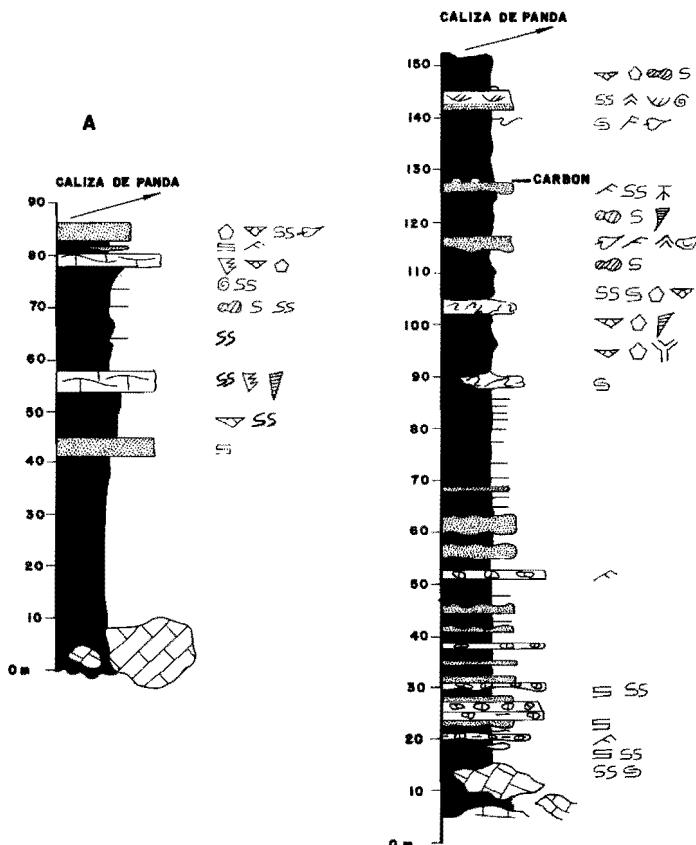
Una muestra de flora en el Pico Coriscao, clasificada por C. ALVAREZ ha proporcionado: *Calamites*, *Asterophyllites*, *Neuropteris* cf. *ovata*, *Lobatopteris* cf. *vestita*; indicando una edad por encima del Westfaliense D. MAAS y GINKEL (1983) dan una edad mínima para este grupo de Cantabriense Superior, RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) aceptan esta edad siendo coherente con su esquema tectosedimentario.

2.3.6.8. Grupo Remoña (Estefaniense B)

El Grupo Remoña fue definido por MAAS (1974) bajo el nombre de «Remoña Olistostrome Member» haciéndolo corresponder con el miembro basal de la Formación Valdeón, y situándolo discordante sobre las «turbiditas de la Liébana», equivalente al Grupo Potes de RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.* (1986). Posteriormente MAAS y GINKEL (1983) observan que este miembro se desarrolla en áreas más meridionales al norte del Manto de Panda, suponiendo que probablemente la parte superior es el equivalente lateral del «Brañas olistostrome». RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) proponen el Grupo Remoña,

SERIES GRUPO CORISCAO

8



LEYENDA

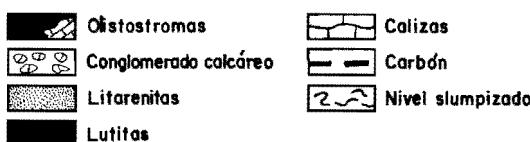


Figura 16. Columnas sintéticas y parciales del Grupo Coriscao. A) localidad tipo en Pico Coriscao. B) Pista de Fuente Dé al Collado de Remoña (Ambas secciones en la hoja contigua de Potes).

como un conjunto sedimentario claramente discordante sobre todos los anteriormente definidos.

Como se observa en el Mapa Geológico, estos materiales se sitúan discordantes sobre todo tipo de materiales desde ordovícicos (Formación Cuarcita de Barrios) hasta materiales de edad Estefaniense A (Grupo Valdeón), con una potencia aproximada de 900 m, estando constituida fundamentalmente por lutitas con intercalaciones de ortoconglomerados calcáreos y con matriz lutítica, *pebbly mudstones* (ambos más abundantes hacia la base del grupo), ortoconglomerados silíceos (muy escasos), niveles de calcítitas, areniscas sublitareníticas, y niveles olistostrómicos calcáreos (a techo del grupo).

Se ha levantado una serie de 847 m (Fig. 17) en la pista desde el puerto de Pandetrave al collado de Remoña entre las provincias de León y Cantabria y las Hojas 80 y 81 (Burón y Potes), donde se han podido diferenciar los siguientes tramos:

- 1) 142,6 m. Caracterizado por los 13,5 m basales, constituido por coladas de hasta 3,3 m de ortoconglomerados polimodales y polimicticos con clastos angulosos a subangulosos, moderada a mal clasificados, ordenados en secuencias normalmente inversas, dominan los clastos de caliza sobre los de pizarra, la matriz es *calclítica* de grano medio y localmente lutítica. Separando cada colada delgados niveles de *pebbly mudstone*. Por encima 78,4 m de lutitas más o menos limosas bioturbadas, localmente con fauna dispersa de lamelibranquios, corales solitarios, equinodermos. Intercalados niveles de 3 a 10 cm de litarenitas de grano fino con laminación paralela y de *ripples* de corriente; conglomerados (orto y paraconglomerados) y *calclítitas*. Los ortoconglomerados y calcítitas forman secuencias normales de hasta 2 m de potencia, las calcítitas con laminación paralela; mientras que los *pebbly mudstone* aparecen aislados en las pizarras; localmente este subtramo aparece totalmente slumpedizado. Los 50,7 m finales están constituidos por coladas de base erosiva de ortoconglomerados de hasta 15 m de espesor similares litológicamente a los basales; son generalmente masivos, y las coladas se encuentran separadas por niveles de hasta 1,5 m con intercalaciones centimétricas discontinuas y de base erosiva de conglomerados.
- 2) 294,7 m. Pizarras grises oscuras, con intercalaciones de litarenitas en cuerpos de base erosiva de hasta 2 m, internamente con laminación paralela y slumpedizados, en los más finos laminación de *ripples*, y cuerpos discontinuos de hasta 2 m de ortoconglomerados monomicticos, con clastos de caliza de hasta 40 cm, matriz lutítica margosa. Hacia el techo en una matriz lutítica grandes bloques métricos de ortoconglomerados y de areniscas litareníticas.
- 3) 27,8 m. Secuencia granodecreciente desde microconglomerados a litarenitas de grano medio, éstas con laminación paralela. Cuerpo lateralmente discontinuo de base erosiva.
- 4) 267 m. Pizarras grises oscuras bioturbadas con intercalaciones de litarenita de hasta 2 m, internamente con laminación paralela, hacia el techo, cuerpo lenticular de hasta 2,5 m de potencia de base erosiva, con gradación normal, de ortoconglomerado polimictico siendo los clastos cuarcíticos más abundantes que los calcáreos, centímetro 40 cm, matriz litarenita de grano medio.
5. 94,47 m. Pizarras grises. Lateralmente grandes olistolitos de calizas (bioclásticas y bioconstruidas), mezcla de brechas calcáreas y clastos de pizarras.

SECCION DEL GRUPO REMOÑA
LOCALIDAD: ALTO DE REMOÑA

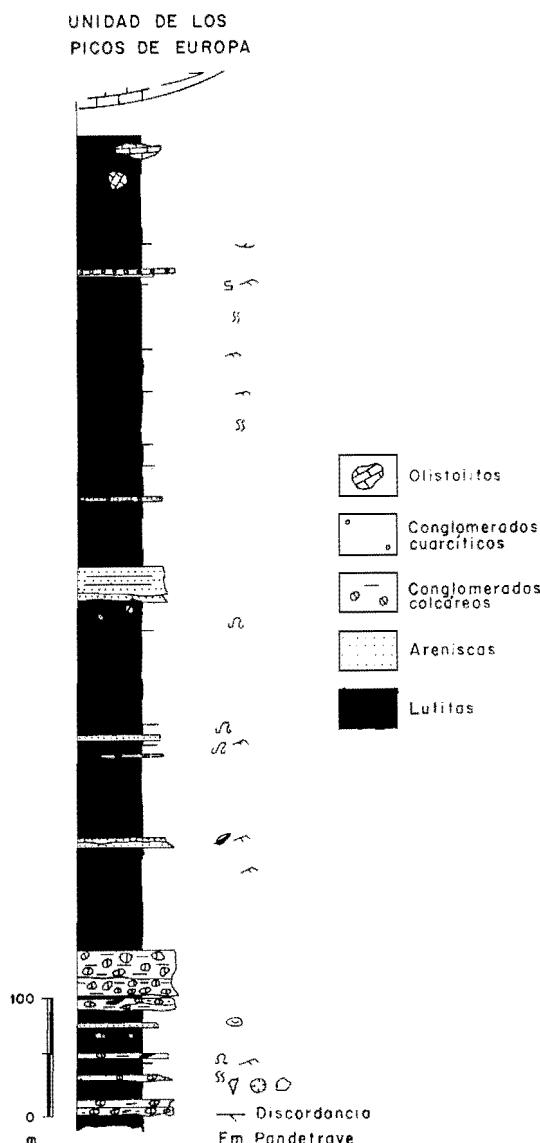


Figura 17. Columnas sintéticas del Grupo Remoña en su localidad tipo en la pista del Puerto de Pandetrave al Collado de Remoña.

Techo 20 m no visibles hasta el cabalgamiento frontal de la Unidad de Picos de Europa.

Según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) sus situaciones geológica y geográfica, direcciones de paleocorrientes, naturaleza de los clastos y distribución areal de las facies indican que los relieves activos que originaron la formación de estos depósitos fue el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa. De esta manera se forma un surco *foredeep* fuertemente subsidente que se rellena fundamentalmente por sedimentos lutíticos transportados por suspensión. La concentración de conglomerados fundamentalmente a muro, y de olistolitos a techo parece indicar la existencia de dos pulsos distintos de mayor subsidencia dentro de este surco.

En este grupo no han aparecido restos fósiles que permitan su datación, si bien como indican RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (*op. cit.*) debe de ser Estefaniense B, dado que se encuentra relacionado con el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa, en la que la edad de los materiales sinorogénicos presentes en ésta (Formación Lebeña, Serie de Vega Huerta-Carbanal) es Kasimoviense Superior (Estefaniense B).

3. GEOMORFOLOGIA Y DEPOSITOS CUATERNARIOS

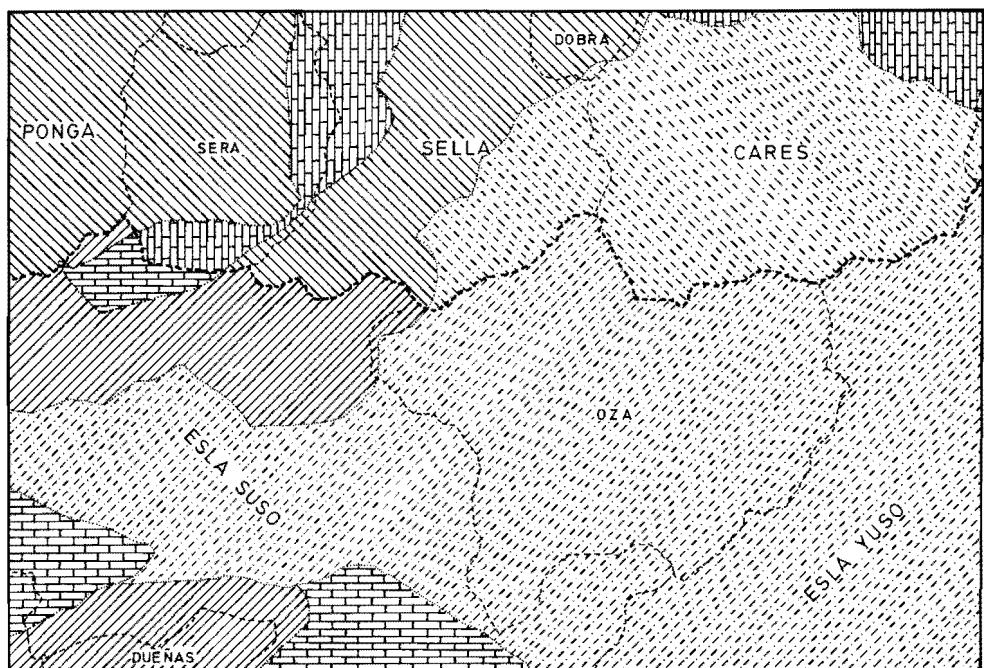
3.1. EL RELIEVE: TIPOS Y GENESIS

Desde el punto de vista estructural y litológico el relieve de la Cordillera Cantábrica puede considerarse de Tipo Apalachiense por la presencia de grandes alineaciones verticalizadas de materiales paleozoicos, con una erosión diferencial muy marcada, diferenciando relieves cílicos y relieves estructurales. Este tipo de relieve, no obstante, no se ajusta de forma total a esta parte de la Cordillera Cantábrica, pues las estructuras del Paleozoico presentan una enorme diversidad de geometrías y, la abundancia de materiales siliciclásticos blandos en la región Pisuerga-Carrión y carbonatados en las de Picos de Europa, Peña Ten, Mamponde y Yordas distorsionan la génesis de este tipo de relieve.

En el marco de la Hoja, tanto para la vertiente sur (atlántica), como para la vertiente norte (cantábrica) se pueden establecer tres tipos de relieve, definidos en relación directa con las características litoestructurales del sustrato paleozoico y de la presencia de materiales carbonatados y siliciclásticos (Fig. 18).

— *Relieve Diferencial Apalachiense complejo*. Originado por la alternancia de materiales resistentes a la erosión: calizas y cuarcitas-areniscas, y de materiales más blandos: lutitas y limolitas principalmente. Esta alternancia se ve multiplicada por la existencia de cabalgamientos, y se denomina «complejo» por lo intrincado de sus estructuras. Se originan relieves de valle en las zonas de lutitas y crestas en los materiales duros de cuarcitas-areniscas y calizas. Las zonas con este tipo de relieve corresponden a la Unidad del Ponga.

— *Relieve Calcáreo de Montaña*. Caracterizado por el predominio de materiales carbonatados. Se forma sobre las acumulaciones tectónicas de las calizas masivas carboníferas, que originan relieves muy fuertes, con desniveles grandes y, casi siempre, con un gran desarrollo de un karst verticalizado y activo. En sus zonas altas aparece un modelado glacio-kárstico.



Divisoria Cántabro-Atlántica -----

Divisoria menor -----

NOR-CANTABRICO SUR-CANTABRICO



Tipo DIFERENCIAL APALACHIENSE COMPLEJO

de CALCAREO DE MONTAÑA

Relieve INDIFERENCIAL HERCINICO UNIFORME



Figura 18. Esquema geomorfológico con la separación de los diferentes tipos de relieve y divisorias hidrográficas.

Dentro de la hoja, en su esquina NE, se encuentra representado por las zonas más meridionales de los macizos occidental y central de los Picos de Europa y con menor altura por la zona de Los Beyos-Peña Niajo, macizo de Peña Ten, macizo del Mampodre y sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central).

— *Relieve Indiferencial Hercínico Uniforme*. Esencialmente formado por materiales silicoclásticos de grano fino, pizarras, areniscas y litarenitas y en menor extensión conglomerados y calizas de edad carbonífera. Estos materiales eminentemente silíceos presentan una gran uniformidad en las laderas, con ausencia de contrastes en la pendiente, debido a la relativa homogeneidad litológica. En menor extensión aparecen bandas de conglomerados, areniscas y calizas que conforman las zonas de cumbres.

Estas zonas de cumbres corresponden en el caso del Gildar-Montó a la Cuarcita de Murcia, en la sierra de Hormas al Conglomerado de Curavacas y la Cuarcita de Murcia y en la zona de Peña Panda a la caliza del mismo nombre.

Para los tres tipos de relieve es conveniente, a su vez, hacer una subdivisión en surcantábricos y norcantábricos, debido a las siguientes diferencias de tipo morfológico:

- Pendientes en general más suaves y más estabilizadas de las laderas y cauces en los relieve surcantábricos, que en los norcantábricos.
- Mayor desarrollo en los surcantábricos de los fondos de valle, formando amplios valles de fondo plano a alturas comprendidas entre los 1.000 y 1.200 m, con gradientes suaves de los perfiles de los ríos principales, a diferencia del escaso desarrollo de estos fondos en los norcantábricos.
- Desfiladeros u hoces («foces») de mayor envergadura en los norcantábricos que en los surcantábricos; tanto en calizas como en cuarcitas, areniscas y conglomerados paleozóicos, cerrando estos valles.
- Diferente morfología glaciar antigua que originan en los surcantábricos, valles glaciares de perfil en «U», situados en general, por encima de los 1.300-1.400 m de mayor longitud que los norcantábricos. Estos desarrollan morrenas y depósitos a menor altura debido al menor recorrido horizontal de las lenguas glaciares.

La divisoria cántabro-atlántica separa, por tanto, dos subtipos de relieve, diferenciados fundamentalmente por el grado de pendiente.

3.2. ELEMENTOS MORFOLOGICOS

3.2.1. Formas y depósitos de morfología fluvial

La dinámica fluvial, en su sentido amplio, ha sido el agente de modelado del relieve más importante de ambas vertientes. En esta dinámica producida por las aguas de escorrentía, se pueden distinguir la dinámica fluvial originada por las aguas de arroyada y la dinámica fluvial en sentido estricto originada por los cursos de agua, normalmente continuos.

La dinámica de los cursos de agua de arroyada, apoyada por los fenómenos de gravedad, comienza en las cabeceras de los valles formando torrenteras y torrentes que poseen un gran poder erosivo.

En lugares desforestados y en pendientes fuertes, sobre litologías compactas de litarenitas y pizarras (en relieve hercínico uniforme), se desarrollan formas de erosión de planta ovalada y fuerte perfil en «V» que corresponden al inicio de las torrenteras (*gully and rill erosion*). Estas formas se emplazan próximas al límite del piso montano-piso subalpino (límite forestal), como resultantes del deshielo del manto invernal de nieve. Se observan perfectamente en fotografía aérea cuando se desarrollan sobre superficies desforestadas, a una altura media de 1.600-1.650 m, dependiendo de la exposición sur o norte respectivamente (ALONSO HERRERO, 1987).

Por lo común la totalidad de las cabeceras de arroyo presentan, en ambas zonas, gradientes elevados y rectilíneos que, en épocas de precipitaciones, tienen un alto poder erosivo. Se deben exceptuar los que circulan en los valles con modelado glaciar-periglaciar, pues, debido a su menor pendiente, provocan configuraciones meandriformes, pero siempre con un perfil tipo «V» sobreimpuesto al de tipo «U» de mayor desarrollo.

En la Hoja los mayores depósitos fluviales corresponden al Esla «Suso» en el valle de Valdeburón, y en menor extensión al Esla «Yuso» entre Barniedo de La Reina y Portilla de La Reina en la vertiente sur. En la vertiente norte los del río Cares en el valle de Valdeón, del río Sella en el valle de Oseja de Sajambre y por último los del arroyo de Ventaniella.

La dinámica fluvial en sentido estricto para las zonas de fondos de valle, tanto en la vertiente sur y norte, se puede diferenciar, según el tipo de cauce y llanura fluvial en tres tramos diferentes: zona de llanuras de inundación, zona de terrazas y zona de cauces encajados; tienen su origen en la existencia de niveles de base locales. Para los valles de Valdeón y Oseja de Sajambre le corresponden los niveles de base locales de la Garganta del Cares y del desfiladero de los Beyos, respectivamente. Tanto para el Esla «Suso» como para el Esla «Yuso» le corresponde el desfiladero u hoces de Bachende (antiguamente Foces de Riaño), fuera de la Hoja en estudio.

3.2.1.1. *Llanura de inundación*

La existencia de diferentes niveles de base locales (desfiladeros, hoces y gargantas) provoca que el río, en su zona inmediatamente anterior, no llegue a presentar una componente vertical fuerte de erosión y excavación del cauce, sino horizontal de ensanchamiento lateral, formando una llanura aluvial plana, sin terrazas y con cursos de tipo anastomosados. Este comportamiento origina un valle de fondo plano con buen desarrollo lateral, que en la vertiente sur se encuentra mucho más desarrollado, dando lugar a amplios fondos de valle de hasta 1 km en anchura como ocurre en la zona aguas abajo de Vegacerneja y Burón.

En la vertiente sur, debido al menor gradiente de los cauces, la coincidencia de abundantes precipitaciones con la época de deshielo, ocasiona crecidas y desbordamiento de los ríos, que constituyen un factor decisivo para la sedimentación de materiales edáficos de grano fino: limos y arcillas de inundación, que se sitúan encima de sedimentos fluviales más gruesos y generan los suelos más productivos de la zona.

En la vertiente norte esta coincidencia de precipitación y deshielo origina, por la mayor pendiente, fuertes procesos erosivos del cauce. Una riada de este tipo, el 19 de diciembre de 1980 arrasó la comarca de Valdeón, registrándose una víctima y una larga incomunicación del pueblo de Caín, situada en plena garganta del Cares.

3.2.1.2. *Zona de terrazas*

El río circula en cursos meandriformes desarrollando terrazas; es decir, presentando una componente horizontal y otra vertical. No se ha podido determinar ninguna secuencia de terrazas para esta Hoja, ya que sus alturas son muy variables dentro de un pequeño intervalo (0-20 m).

Los tramos de terrazas Acebedo-Burón y Portilla de La Reina-Boca de Huérgano (parcialmente representados en el borde SE de esta Hoja) presentan un curso claramente meandriforme; el del valle de La Reina muestra meandros totalmente encajados en la roca, con escaso desarrollo del fondo del valle, a diferencia de Valdeburón que, aunque meandriforme, crea una gran llanura aluvial. Esta diferencia, a nuestro entender, radica en la distinta litología por la que discurren los dos ríos. La del valle de La Reina es, en el espacio meandriforme, muy compacta y resistente a la erosión fluvial y se halla representada por la Formación Lechada y los Conglomerados de Curavacas.

3.2.1.3. *Zona de cauces encajados*

Aquí la acción erosiva de los ríos y arroyos sólo tiene una componente esencialmente vertical, sin cursos meandriformes, salvo en los antiguos valles glaciares, ni fondos planos aluviales naturales. La acción antrópica de riego y desmonte, en las partes bajas, ha conducido a crear una configuración plana de estos valles.

3.2.2. **Morfología de vertientes**

Se presentan en la Hoja vertientes con fuertes pendientes, en concreto para la vertiente sur una pendiente media de 45,92 % en la cabecera de la cuenca del Esla, y para la vertiente norte una pendiente media aproximada entre 50-60 %.

Las vertientes en los relieves de tipo Uniforme Hercínico presentan generalmente cimas redondeadas y por debajo tramos rectilíneos, diferenciándose de los de tipo Apalachiense Complejo que suelen ser ligeramente cóncavas con pendientes muy fuertes en sus cimas. En los relieves de tipo Picoeuropeano los perfiles de sus vertientes son muy irregulares.

Generalmente, en todas estas vertientes se sitúan depósitos de gravedad, allí donde existe una disminución en la pendiente de las laderas. Los depósitos de derrubios, en general, se localizan a partir de las zonas de contacto entre litologías de diferente erosionabilidad. Se han representado como derrubios de ladera los taludes y conos de derrubios, así como los canchales.

Mención especial se ha hecho en ciertos depósitos, denominados provisionalmente coladas de piedras (*rock-glaciers* o *rubble drift*), que se desarrollan casi exclusivamente a partir de los canchales de bloques cuarcíticos (cuarcitas de Barrios y de Murcia) en alturas siempre superiores al límite forestal o de «permanencia estacional de nieve», generalmente por encima de los 1.800 m. Su geometría se asemeja a una lengua con uno o varios cordones exteriores en las zonas inferiores a modo de morrena, envolviendo una zona interior más deprimida en la que en épocas invernales se instala un nevero. La circulación de fondo del agua de deshielo del nevero provoca el arrastre de la arena y materiales más finos, generados por la alteración de la cuarcita. El propio peso del nevero y el cúmulo de bloques y cantos desarrollan estos límites inferiores en forma de cordones. Se representan como coluviones diferentes tipos de sedimentos cuaternarios de origen mixto o dudoso que se sitúan, por regla general, en zonas de fondo de valle o zonas deprimidas, donde la acción de la gravedad, aguas de arroyada y torrentes han participado en su formación. Este subsuelo se encuentra, normalmente, tapizado de suelo edáfico, salvo en las zonas más altas y con mayor relieve. Para los valles de Oza y de Valdeburón el porcentaje de zonas cubiertas de suelo es de 84,42 % y 76,23 %, mientras que para el valle de La Reina es de 63,80 % (ALONSO HERRERO, 1987). Al ser una zona muy montañosa con un relieve fuerte y abrupto y un continuo ciclo erosivo y de alteración, los suelos alcanzan, generalmente, un perfil de tipo AC; solamente en zonas llanas y deprimidas su perfil puede aparecer de tipo A(B)C o incluso ABC.

3.2.3. Morfología glaciar

La existencia de huellas del glaciarismo cuaternario, en ambas vertientes de esta zona de la Cordillera Cantábrica y preferentemente referidas a los Picos de Europa, ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores: PRADO (1852), HERNANDEZ PACHECO (1914, 1944), OBERMAIER (1914), STICKEL (1929 a, b), NUSSBAUM y GIGAX (1953), LLOPIS LLADO (1954), LLOPIS LLADO y JORDA (1957), SAVAGE (1967), MIOTKE (1968), FROCHOSO SANCHEZ (1980), ARENILLAS PARRA y ALONSO OTERO (1981), ALONSO OTERO, ARENILLAS PARRA Y SAEZ RIDRUEJO (1981), BAYLON-MISIONE y FLOR (1987), ALONSO HERRERO (*in litt.*).

Dentro de esta Hoja, las zonas en que claramente se aprecia la existencia de glaciarismo pleistoceno son las siguientes:

— *Zona de Mampodre-Pto. de Tarna.* La primera referencia sobre el macizo del Mampodre se encuentra en NUSSBAUM y GIGAX (1953), posteriormente ARENILLAS PARRA y ALONSO OTERO (1981) han estudiado en mayor profundidad el glaciarismo de la vertiente norte del macizo del Mampodre. La vertiente del Esla de esta zona de Mampodre-Pto. de Tarna ha sido estudiada por ALONSO HERRERO (*in litt.*).

En la zona de Mampodre-Pto. de Tarna se distinguen varios focos glaciares. El más importante corresponde a la vertiente norte del macizo. En la hoja de estudio aparecen los dos glaciares más importantes de los cuatro de esta vertiente norte y que desarrollan un gran número de formas de erosión y de sedimentos glaciares con morrenas que se encuentran en un grado de conservación excelente. Entre el Pico Mediodía y el Pico Lázaro se sitúan otros dos glaciares, con una importante presencia de sedimentos glaciares y fluvioglaciares,

conservando varias morrenas de diverso tipo. Más al este existió otro glaciar de reducido tamaño en la ladera norte de Peña Cruz.

Es de destacar la existencia de materiales morrénicos en el fondo del valle de Riosol que, actualmente, se presentan retocados en las terrazas del río.

— *Zona de Pico Pozua-Peña Ten.* Dentro de esta zona se pueden reconocer al menos, seis focos principales de glaciarismo. En la vertiente NO y N de Peña Pileñas (Montes de Peloño) se sitúan dos grandes círculos glaciares que descendían uno hacia el arroyo de Ventaniella con 1 km de recorrido máximo y el otro hacia la pradería de Vegadona con un recorrido de 2,5-3 km. Este último presenta restos de una morrena lateral izquierda en el valle del arroyo del Pedrero.

En las vertientes E y S de Peña Ten se sitúan dos círculos glaciares, desarrollando el primero una lengua glaciar que se supone debía morir en el polje de la Vegadona y presentando depósitos glaciares retocados posteriormente por arroyada en surco. El glaciarismo en este área presenta parecidas características al de Picos de Europa en su origen glacio-kárstico. En la vertiente Sur solamente parece que se haya desarrollado un glaciar de tipo circo colgado y posteriormente un manto de derrubios calcáreos ladera abajo.

Otros cuatro círculos, de pequeño tamaño, se sitúan entre el pico La Mora y Peña Negra. Uno de ellos, el que se encuentra en la vertiente norte de pico La Mora, ha desarrollado una pequeña lengua glaciar con su morrena de cierre orientada hacia la hondonada de Arcenorio. Otro de ellos, entre Peña Negra y la sierra de Carcedo, presenta diversas zonas de sobreexcavación glaciar.

— *Zona de Pico Jario-Vegabaño.* En la ladera norte del Pico Jario se sitúan dos círculos glaciares, uno hacia el NE de pequeñas dimensiones y otro hacia el N de configuración bilobulada y que descendería hasta el valle de Carombo, en la Hoja de contigua de Beleño.

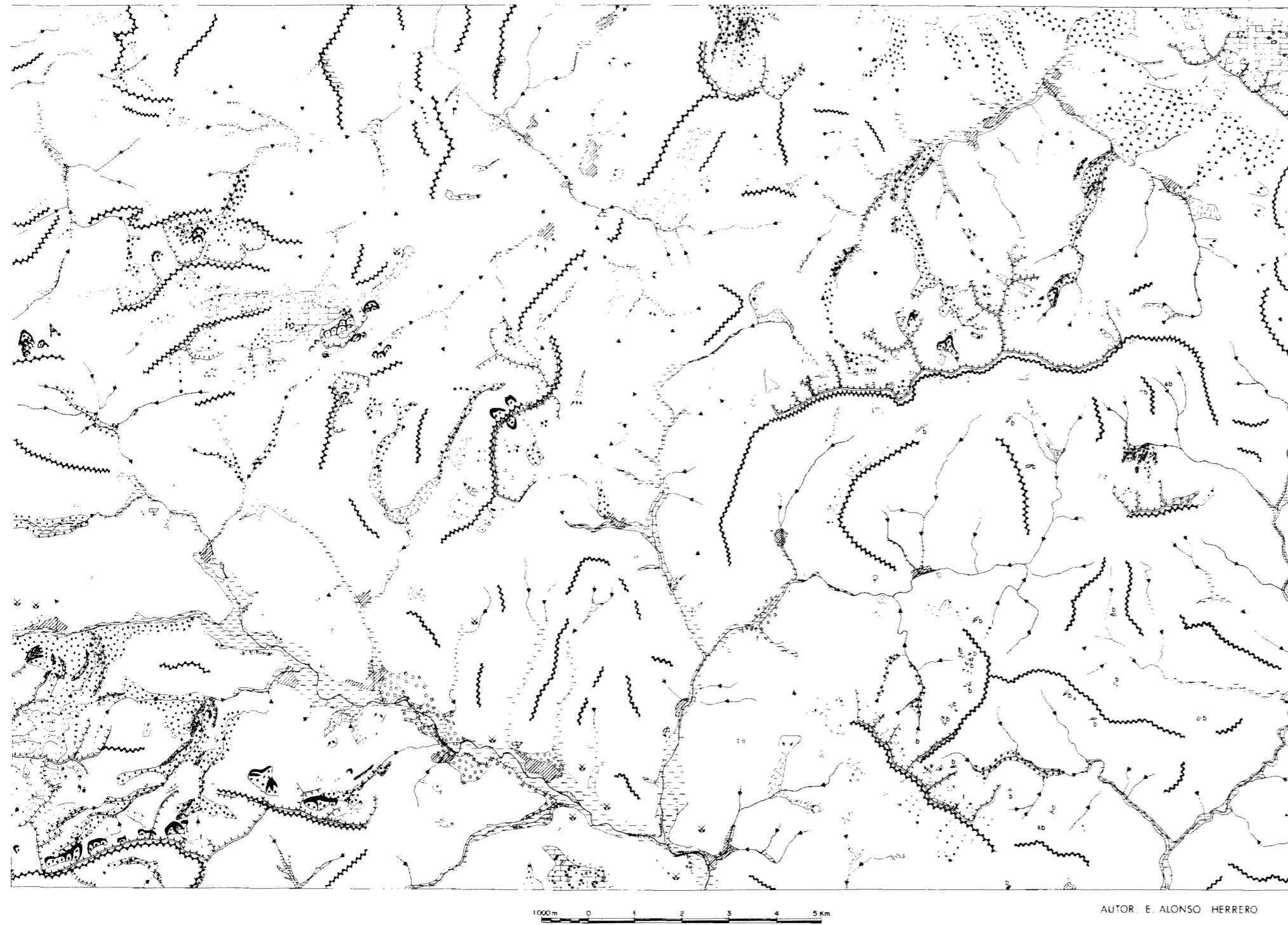
En la margen izquierda de este último se originó un lago de obturación glaciar que, actualmente, conforma la zona de Vegabaño a una altitud de 1.320-40 m. Allí haber sido aprovechados los sedimentos glaciares como areneros para la construcción de las cabañas próximas se ha puesto de manifiesto un perfil de dichos sedimentos, que corresponde a arenas y gravas de posible progradación deltaica.

— *Zona de Gildar-Montó.* En la vertiente norte de esta sierra, de orientación ENE-OSO, aparecen tres grandes círculos glaciares y valles en «U», a saber: Frañana, El Cable y Llalambres. La crestería de esta sierra de 8 km de longitud que sigue las direcciones litoestructurales, presenta una altura media de 1.900-2.000 m, con las cimas de Pico Cebolleda (2.050 m), Pico Gildar (2.078 m) y Las Brañas (2.036 m). Los tres círculos, de extensión relativamente grande (3-4 km²), presentan zonas en su interior de suave pendiente con áreas deprimidas (en general ocupadas por lagunas y turberas) acotadas por zonas verticalizadas en las paredes de los círculos. La antigua morfología glaciar de estos círculos queda enmascarada por actuales conos, taludes y derrubios de ladera y la presencia de coladas de piedras («rock-glaciers»). En los tres valles citados, de 2,5-3 km de longitud se presentan sedimentos glaciares, principalmente *till* de acreción y de subfusión glaciar, conservándose restos morfológicos de las morrenas laterales, en los valles de Frañana, del Cable y de Llalambres.

MAPA GEOMORFOLOGICO

BURON

80 (15-6)



LEYENDA

FORMAS FLUVIALES

- LLANURAS ALUVIALES
- TERRAZAS:
- LECHO MAYOR
- BORDE DE TERRAZA

FORMAS GLACIARES

- DEPOSITOS GLACIARES Y C. FLUVOGLACIARES
- MORRENAS
- LIMITE DE ORCO GLACIAR
- LAGOS (1) Y TURBERAS (1)

FORMAS DE GRAVEDAD.

- TALUDES, CONOS Y CANIALES
- BRECHAS CALCAREAS CONSOLIDADAS
- COLUVIONES
- DESLIZAMIENTOS
- COLADAS DE PIEDRAS (ROCK-GLACIERS)

FORMAS KARSTICAS.

- AREAS DE FUERTE INFILTRACION
- DOLINAS

FORMAS ANTROPICAS.

- NUCLEO URBANO
- CANTERA
- EXPLORACION MINERA INACTIVA

MORFODINAMICA..

- CURSOS DE E. AGUA PERMANENTE
- BARRANCOSS DE INCISION (b)
- CRESTA ESTRUCTURAL
- CRESTA NO ESTRUCTURAL

AUTOR. E. ALONSO HERRERO

— *Zona de Peña Panda*. De pequeña extensión, se reduce a dos pequeños círcos en la ladera norte del crestón calcáreo de Peña Panda (2.046 m)-Corcadas (2.048 m) con morrenas laterales y terminales. Estos glaciares han originado un área glaciolacustre en la cabecera del arroyo de Susiella.

— *Zona de la Sierra de Hormas*. En la Sierra de Hormas o Sierra de Riaño, crestería de unos 4 km desde Pico Redondo (2.012 m) a Pico Mura (1.976 m) de dirección NO-SE. Se desarrollan en su vertiente NE una serie de círcos que han originado tres lenguas glaciares que discurrieron por los valles de Guspiada, Misón y Misonciello.

En el mapa geomorfológico se han representado conjuntamente los materiales propiamente glaciares y los fluvioglaciares, ya que la falta de estudios más detallados imposibilita su diferenciación; solamente se ha representado como distintas las morrenas por sus claras formas topográficas.

Las formas y depósitos para el área del Mampodre se han interpretado como pertenecientes a la glaciaciación wurmiense con distintas fases de retroceso (ARENILLAS PARRA y ALONSO OTERO, 1981). Para todo el conjunto de huellas y depósitos de la vertiente atlántica se han interpretado (ALONSO HERRERO, *in litt.*) como pertenecientes a dos sistemas o fases diferenciados de antiguos aparatos glaciares, cada uno de ellos con diferentes etapas de retroceso, y aún a falta de datos cronológicos, posiblemente de diferente edad.

En la vertiente sur de la cordillera es de suponer que las lenguas glaciares tuviesen un mayor recorrido que en la norte, para un mismo tamaño, ya que la disminución en altura es más suave y gradual.

3.2.4. Morfología kárstica

Elementos de morfología kárstica aparecen en casi todos los afloramientos calcáreos de la Hoja y con mayor desarrollo en los relieves de los Picos de Europa. Sin embargo, zonas con amplio desarrollo kárstico sólo aparecen en algunas áreas de estos relieves en las que los elementos estructurales juegan un importante papel.

Las zonas calcáreas con disposición subvertical, presentan una morfología superficial de menor desarrollo que las de disposición subhorizontal. En estas se desarrolla una notable karstificación, como ocurre en la zona oeste de la vega de Liordes, en la Vegadona, y en la zona norte de Borín, con amplios campos de dolinas y una fuerte morfología kárstica.

4. TECTONICA

4.1. INTRODUCCION

La Zona Cantábrica (ZC) se caracteriza por el predominio de la tectónica tangencial, donde las estructuras más importantes son los mantos y los pliegues relacionados con éstos. Esta deformación se realiza en condiciones relativamente superficiales, sin apenas metamorfismos y sin el desarrollo en las rocas de una fábrica penetrativa del tipo de la esquistosidad.

En la presente Hoja aparecen representadas cuatro de las unidades más características de la ZC que de más externa a más interna según su posición en el Arco o Rodilla Astúrica son (Fig. 1):

- Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (CCC).
- Unidad del Ponga (UP).
- Unidad de Picos de Europa (UPE).
- Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC).

Las características expuestas anteriormente son válidas para todas las unidades de la ZC excepto para la UPC; esta unidad, a pesar de ser la más externa de toda la ZC, presenta un cierto metamorfismo epizonal y hasta dos esquistosidades penetrativas, aunque de desarrollo y distribución espacial variable. A esto se une la presencia de gran cantidad de cuerpos ígneos tardihercínicos, generalmente de pequeño tamaño y naturaleza gabroica, que se encuentran emplazados preferentemente cerca de las grandes fallas (León, Venta- niella, Tarna, Llesba, Liébana, etc.) y que es una de las características más representativas de esta unidad.

4.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS MANTOS CANTABRICOS

Dentro de la ZC existen dos tipos de mantos cuya geometría y mecanismo de emplazamiento son diferentes (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987):

- Mantos deslizados libremente por gravedad (Tipo 1) comparables a lo que ELLIOT (1977) denomina de *gliding*, y que han sido descritos únicamente en la UPC (MARQUINEZ y MARCOS, 1984).
- Mantos donde la gravedad no es el mecanismo predominante, sino el empuje que se produce en la parte más retrasada de estos (Tipo 2) y equivalentes a lo que ELLIOT (*op. cit.*) denominó de «spreading».

En el caso de la UPC y como veremos más adelante, es posible la presencia de un tercer tipo como consecuencia de la superposición de los dos mecanismos antes mencionados.

Las características geométricas principales de los mantos de «Tipo 1» han sido descritas en los trabajos de LUGEON (1943), KEHLE (1970), PIERCE (1977), MILNES y PFIFNER (1980), y COOPER (1981) y están recogidas sintéticamente en MARQUINEZ y MARCOS (1984), éstas son:

- Escasa deformación en la lámina cabalgante en relación con el elevado desplazamiento asumido. Práctica ausencia de pliegues relacionados.
- Tendencia a relaciones caóticas y a la individualización de bloques en las láminas alótontas.
- Desarrollo de láminas cabalgantes de gran extensión lateral en relación a su espesor.

— La sucesión estratigráfica se encuentra siempre normal y las láminas alóctonas transportan sucesivamente tramos más antiguos de la sucesión estratigráfica original.

Las características geométricas de los mantos de «tipo 2» son mejor conocidas debido a la gran variedad de trabajos que en la literatura geológica los describen; entre estos trabajos podemos destacar los de BOYER Y ELLIOT (1982) y BUTLER (1982) que aparecen sintetizados en ALONSO (1987).

Relacionados con los mantos de «tipo 2», aparece una serie de pliegues que por su posición con respecto al trazado del Arco Astúrico han sido denominados por JULIVERT y MARCOS (1973): «Sistema longitudinal» y «Sistema transversal». Los primeros presentan una traza axial NNE-SSO y son generalmente paralelos al trazado cartográfico de los cabalgamientos (Sinclinal de Zalambral, Sinclinal de Valdeón, etc.), mientras que los segundos repliegan a los primeros y su traza axial es ESE-ONE (Sinclinal de Lechada, Anticinal de Ledantes...) dando lugar a un modelo de interferencia complejo (JULIVERT y MARCOS *op. cit.*).

Como se verá más adelante la mayor parte de los pliegues longitudinales están relacionados con estructuras frontales de los mantos en la UP y UCCC, mientras que los transversales lo están con estructuras laterales de éstos, aunque también pueden estar en relación con estructuras frontales correspondientes al acortamiento posterior N-S.

Esta relación entre pliegues y cabalgamientos da lugar a un trazado cartográfico de los mismos bastante siniuso y en ocasiones difícil de continuar en las cartografías geológicas.

4.3. DESCRIPCION GENERAL DE LAS LAMINAS CABALGANTES

En la descripción general de las láminas se les adjudicará normalmente el mismo nombre que a su cabalgamiento basal y siguiendo la nomenclatura de DENNIS *et al.* (1981), basada en la magnitud del desplazamiento, consideraremos manto a las láminas cuyo desplazamiento sea mayor de 5 km y escama a las que lo tengan menor.

El total de cabalgamientos presentes en la Hoja se agrupan en varias láminas o «sistemas de láminas» (ALONSO, 1987) cuyas denominaciones se muestran en el Esquema Tectónico; en él se observa un conjunto de láminas que de más internas a más externas son: Manto de Laviana en la CCC; mantos de Caso y Ricacabiello y sistemas de Beleño y Frontal en la UP, y Sistema de Valdeón y mantos de Panda, Barruelo, Cardaño y Riaño en la UPC. De entre los «sistemas», el Frontal es fundamentalmente un «dúplex», mientras que los de Valdeón y Beleño son «imbricados» en los que algunas láminas superan los 5 km de desplazamiento.

Los cabalgamientos mayores convergen en profundidad hacia una superficie única de despegue que en la UP, CCC y UPE (no visible) se sitúa en la base de la Formación Láncara, mientras que en la UPC se situaría en la base de la Formación Perapertú (o Grupo Prioro en la acepción de ALONSO, 1987). En conjunto todos los mantos de la ZC presentan una geometría imbricada, con un modelo general de emplazamientos de tipo *forward* y un sentido de desplazamiento que varía tanto temporal como espacialmente, así en un primer estadio la traslación se realiza hacia el NE (mantos de Laviana, Caso y Arauz), luego

en sentido E-SE para los de Beleño, Frontal, Valdeón y Panda y finalmente S-SO para la UPE y relacionados en la UPC y UP (acortamiento N-S). Estos mantos siguen un modelo de emplazamiento que para este sector y la ZC en general se asemeja el cierre de un diafragma fotográfico (PEREZ-ESTAUN *et al.*, 1988; RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA, 1988; ALVAREZ-MARRON, 1989). Si además tenemos en cuenta que estamos situados en el núcleo del Arco Astúrico nos encontramos con que estas direcciones de emplazamiento son convergentes y, por lo tanto, se encuentran superpuestas, lo mismo que las estructuras ligadas a los diferentes mantos, lo que da lugar a un enmascaramiento de la estructura general y sobre todo de aquella ligada a los primeros mantos, cuya geometría se encuentra totalmente obliterada por la de los posteriores.

Uno de los problemas que se presentaba a la hora de describir la geometría de los cabalgamientos en una región con tantas estructuras superpuestas como es ésta, es la elección de secciones que pueden resultar representativas de la estructura de una unidad o manto concreto y que además están realizadas en la dirección del transporte tectónico (*plane strain sections*) para que éstas sean compensables y finalmente puedan ser restauradas, según el método propuesto por DAHLSTROM (1969).

En este contexto se han elegido cuatro secciones en las que se cumplen mayormente los requisitos anteriormente citados; así el corte I-I' a II-II' se ha trazado siguiendo una línea quebrada y al igual que el IV-IV' en una dirección perpendicular a la traza axial de los pliegues longitudinales, relacionados con estructuras frontales de la UPC y CCC, y por lo tanto ortogonales a la dirección de transporte tectónico principal. El corte III-III' se ha realizado a su vez perpendicularmente al trazado de los pliegues transversales ya que éstos representan estructuras frontales del acortamiento N-S en la UPC y del emplazamiento de la UPE que es analizado sobre este corte.

Pasaremos a continuación a describir las diferentes unidades y/o mantos siguiendo un criterio cronológico de emplazamiento, desde más antiguos a más modernos.

4.3.1. Los Mantos Palentinos (UPC)

No se conoce bien su geometría inicial, ya que se encuentra muy enmascarada por la de los mantos posteriores y aparecen muy fragmentados. Están constituidos por sedimentos de edad devónica en Facies Palentina (BROUWER, 1964) junto con algunos afloramientos de poca extensión que pertenecen al Carbonífero Inferior, apareciendo siempre rodeados por sedimentos del Carbonífero Superior de la UPC. En el marco de la Hoja se encuentran dos unidades de estos mantos, desconectadas entre sí: la Unidad del Gildar-Montó y la Unidad de Hormas.

La Unidad del Gildar-Montó presenta la geometría inicial algo mejor conservada (Fig. 19) y además presenta un área de afloramientos mayor. En esta unidad MARQUINEZ y MARCOS (1984) identifican estructuras debidas a un emplazamiento gravitacional; ya esbozado en trabajos anteriores por FRANKENFELD (1983) y ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1983), proponiendo un modelo de emplazamiento basado en el mecanismo de diverticulación de LUGEON (1943).

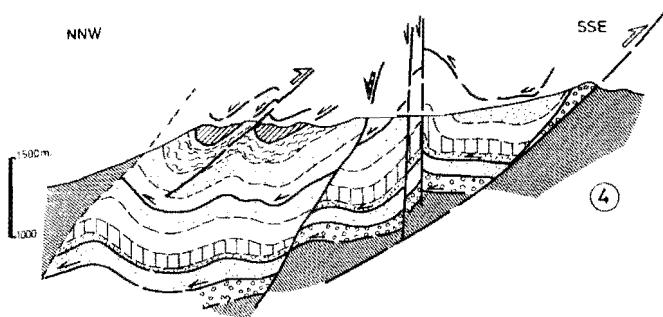
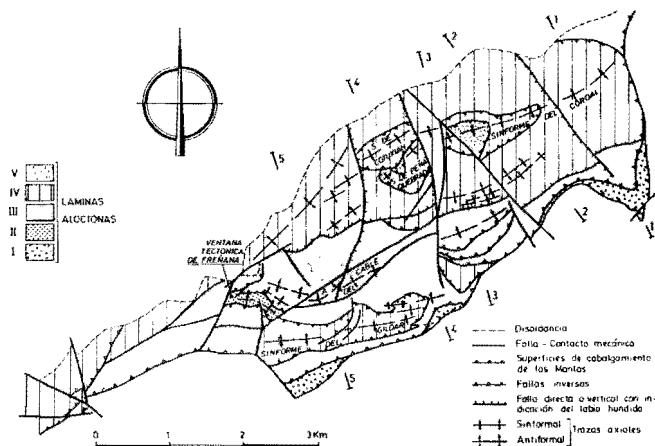
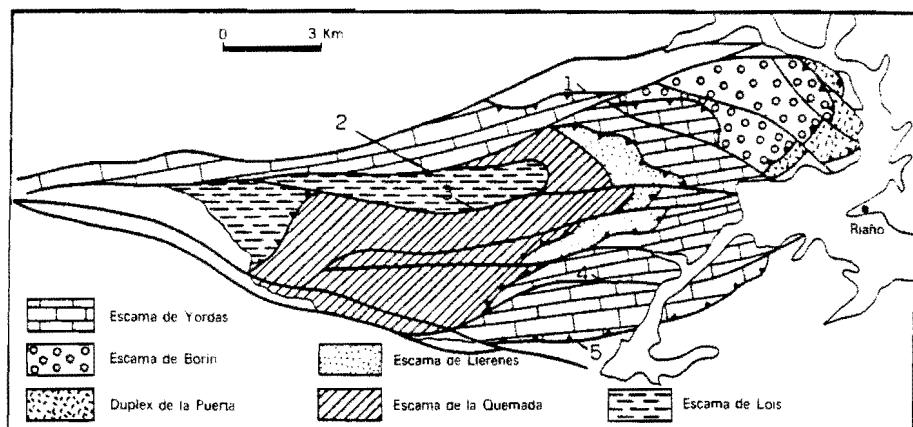


Figura 19. Esquema tectónico de la Unidad del Gildar-Montó, corte geológico y restauración esquemática de éste, mostrando la posición de las diferentes láminas, antes del emplazamiento hacia el Este de esta unidad en relación con la UP. Según MARQUÍNEZ Y MARCOS (1984).

Según RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA (1987, 1988) la procedencia de estas unidades tanto por sus facies diferentes a las del resto del Devónico de la ZC (Asturleonesas) como por la presencia de un cierto grado metamórfico previo, estaría fuera de la ZC al S o SO de ésta, sobre la que se emplazaría como Mantos de «tipo 2» que posteriormente se desmembrarían emplazándose gravitacionalmente (Mantos del Tipo 1) sobre la cuenca sinorogénica de la UPC antes del Westfaliense A superior, que fosiliza estas unidades (discordancia «Palentina» o de Curavacas).

4.3.2. Los mantos de la CCC y UP

Se describen conjuntamente, ya que tanto la edad como su geometría de emplazamiento es similar. La CCC es un conjunto de varias láminas de entre las cuales el Manto de Laviana (JULIVERT, 1967 a y b) es la más representativa, debido a su gran continuidad y extensión cartográfica. Esta lámina presenta varias estructuras laterales que determinan la presencia de áreas con estratigrafía diferente que han sido denominadas clásicamente «sectores»; de esta manera han sido definidos los sectores de Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, (BARBA *et al.*, *in litt.*) que presentan a su vez algunas peculiaridades estructurales. Así, mientras los dos primeros presentan prácticamente una superficie única de despegue situada en la base del manto, en Lois-Ciguera aparece una notable imbricación que da lugar a un sistema de láminas bastante complejo, en el que todas tienen la categoría de escamas (Fig. 20).



- 1. Rampa lateral de la Trapa
- 2. Falla de San Pelayo
- 3. Falla de Linares
- 4. Falla de Anciles
- 5. Rampa lateral de Peñas Pintas

Figura 20. Esquema tectónico del Manto de Laviana en el sector de Lois-Ciguera de la CCC.

Por último es preciso destacar que la CCC se encuentra cabalgando autóctonos relativos diferentes, ya que mientras el sector de Piedrafita-Lillo se dispone sobre la UP el de Lois-Ciguera lo hace sobre la UPC.

La UP es también un conjunto de láminas (Fig. 21, mantos y escamas) cuyos cabalgamientos presentan en general una geometría imbricada y una forma escalonada tanto en sentido lateral como frontal. El número de láminas alóctonas presente en esta unidad aumenta progresivamente hacia las zonas más externas a la vez que van teniendo unas dimensiones más pequeñas, dando lugar en la parte frontal de esta unidad a complejos sistemas de cabalgamientos (dúplex e imbricados) entre los que destacan los de los Beyos y Mampodre. Por otro lado, el conjunto de láminas alóctonas que forman la UP se encuentran limitadas y compartimentadas por gran número de estructuras laterales, de las cuales las más importantes coinciden con los antiformes de río Color y río Monasterio.

4.3.2.1. *Manto de Laviana (Sector de Piedrafita-Lillo, CCC)*

La superficie de cabalgamiento se encuentra en la base de la Formación Láncara en todo su trazado cartográfico. En la parte correspondiente a esta Hoja se puede observar una rampa cabalgada por la que la superficie de cabalgamiento asciende desde la Formación Barrios hasta la Formación Beleño (corte II-II').

4.3.2.2. *Manto de Laviana (Sector de Lois-Ciguera-CCC)*

En el marco de esta Hoja sólo está representada la parte inferior de este manto constituido por la Escama de Borín (Fig. 20). La superficie de cabalgamiento se encuentra en la base del miembro Yordas de la Formación Fresnedo. Se encuentra limitada al Oeste por la Falla de San Pelayo que retoca una rampa lateral importante de esta unidad; de manera que más al Oeste (Hoja de Riaño) la CCC limita con la UP (Manto de Ricacabiello) y al Este con la UPC gracias a una importante traslación realizada sobre esta estructura a la que denominaremos rampa lateral de La Trapa.

4.3.2.3. *Manto de Caso*

El Manto de Caso (Fig. 21) es la unidad alóctona que más extensión ocupa de toda la UP. En esta Hoja está representado por lo que anteriormente ALVAREZ-MARRON y PEREZ-ESTAUN (1988) y HEREDIA y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1988) denominaron Manto de Tarna-Sajambre, y que posteriormente ALVAREZ-MARRON (1989) considera una subunidad del Manto de Caso separada de éste por la Escama de Remelende. Esta circunstancia determina la existencia de una importante apófisis del Manto de Caso que se extiende hacia el N y lo hace situarse por delante del resto de láminas de la UP, las cuales más al Norte (Hoja de Rioseco) se sitúan siempre por detrás de éste. De este modo, en el entorno de la Hoja de Burón el Manto de Caso se sitúa en gran parte de su trazado cartográfico en el frente de la UP. Esta circunstancia es consecuencia del sistema de emplazamiento cambiante y rotacional de la UP, como ya ha expresado ALVAREZ-MARRON (1989), que obtiene un sentido de desplazamiento hacia el NE para este manto.

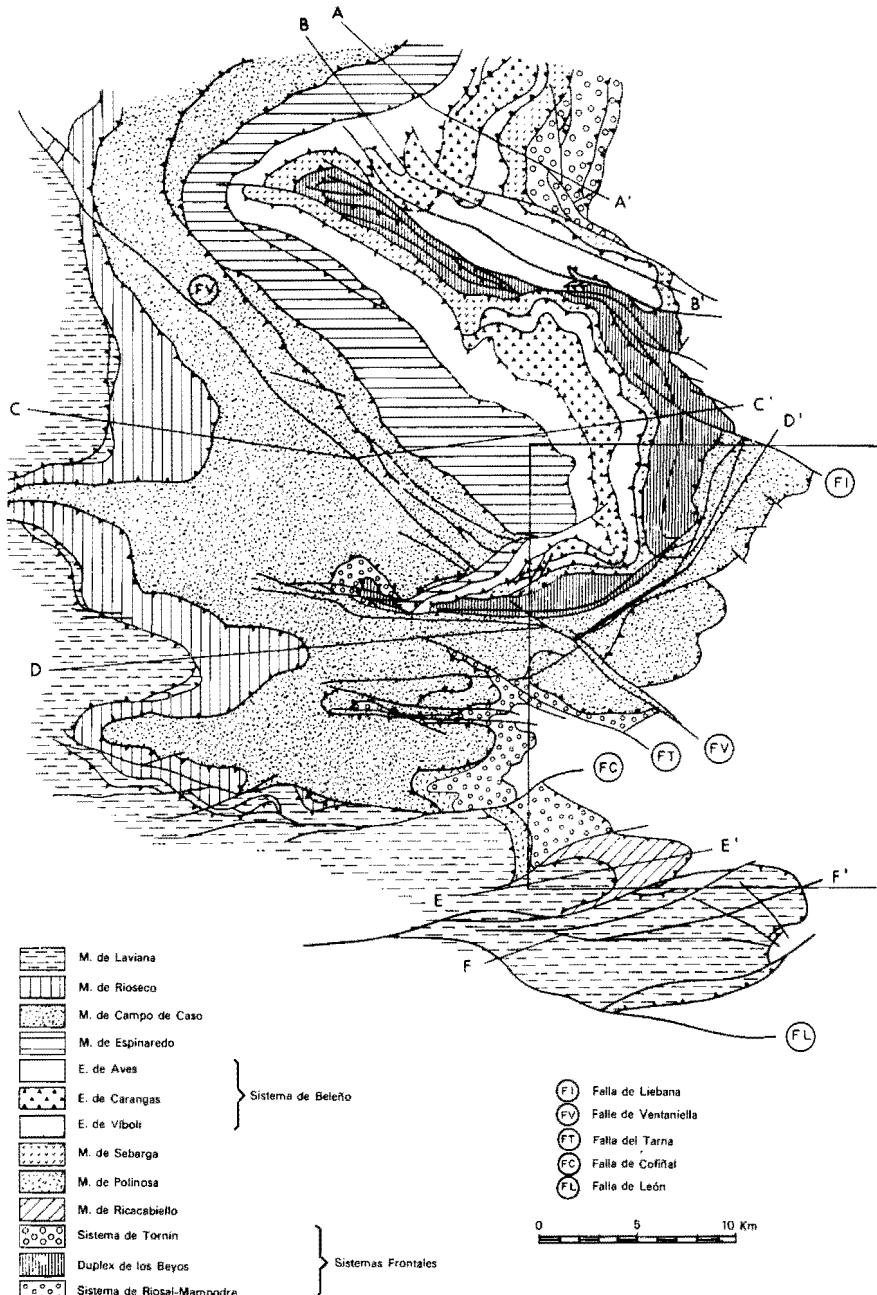


Figura 21. Esquema estructural de la parte sur de la CCC y UP con la distribución de las diferentes láminas. Basado en ALVAREZ MARRON, HEREDIA Y PEREZ ESTAUN (*in litt.*) modificado.

El Manto de Caso presenta en el área estudiada una geometría muy plana como consecuencia de un gran relleno cabalgante situado en la base de la Formación Láncara que se sitúa a su vez sobre su homónimo cabalgado dispuesto sobre el techo de la Formación Beleño.

Las estructuras laterales más importantes de este manto en el área estudiada se corresponden con el Antiforme de río Monasterio y con su actual frente cartográfico, la segunda se trata de una rampa lateral que permite el ascenso de la superficie de cabalgamiento sobre la sucesión sinorogénica de la UP constituida por el Grupo Maraña. La Rampa lateral del río Monasterio es junto con la del río Color (Hoja de Rioseco) la estructura lateral más importante de la UP y permite que el Manto de Caso se extienda mucho más por el sur, dando lugar a la «apófisis» antes mencionada. La presencia de estas dos estructuras laterales condiciona la aparición de un área sinformal muy estrecha conocida como Sinclinal de Tarna. Posteriormente durante el emplazamiento del Sistema de Beleño y del dúplex de los Beyos, llegan a jugar el papel de estructuras frontales, sobre todo durante el emplazamiento de esta última estructura, perteneciente al Sistema Frontal, ya que su dirección de avance es ortogonal a la que se obtiene para el Manto de Caso que representa el cabalgamiento de techo de parte de este dúplex. Durante esta etapa probablemente tenga lugar la formación de los *klippe*s de Valdosín y Zalambral como resultado de la creación de un *backs thrust* (ALVAREZ MARRON, 1989), aunque no debe descartarse la posibilidad de que se trate de un *passive back thrust* (BANKS y WARBURTON, 1986), producido sobre la rampa lateral durante el primer emplazamiento del Manto, como propusieron en un principio ALVAREZ MARRON y PEREZ ESTAUN (1988), condicionando en ambos casos la aparición de estas áreas sinformales.

4.3.2.4. *Manto de Ricacabiello*

Se encuentra situado debajo del Manto de Laviana (Fig. 21) y al igual que en éste, aparece la Formación Láncara sobre la superficie de cabalgamiento. Esta formado por dos láminas superpuestas, de las cuales la superior es la más extensa cartográficamente y ocupa la mayor parte del Sinclinal de Ricacabiello. Geométricamente está formada por una importante rampa cabalgada que permite ascender al cabalgamiento desde el Grupo Pando hasta la parte alta del Grupo Maraña. Es destacable la presencia de un pequeño cabalgamiento ciego que da lugar al anticinal del Pico de la Cruz; este cabalgamiento se bifurca desde el Cabalgamiento Basal del Ponga (CBP), al final de la rampa cabalgada anteriormente citada que limita un pequeño rellano, al que sigue un nuevo sector de rampa cabalgada. Esta geometría de la superficie de cabalgamiento da lugar a la presencia de un pequeño sinclinal bastante apretado con una morfología en caja muy acusada.

La lámina inferior de este manto únicamente aflora en el flanco Norte del Sinclinal de Ricacabiello, formando un pequeño *horse* en el que afloran las formaciones Barrios, Barcaliente y Beleño. Por la posición de las líneas de corte y de bifurcación parece tratarse de una estructura lateral, de ahí que sólo aparezca en ese flanco del Sinclinal, de Ricacabiello, y no sea representable sobre la superficie del corte IV-IV'.

4.3.2.5. *Sistema de Beleño*

Está formado por un sistema imbricado de cuatro láminas mayores (Fig. 21) que de arriba a abajo y de Oeste a Este son: Escama de Aves, Escama de Carangas, Escama de Víboli y Manto de Sebarga.

En el caso de las escamas de Aves y de Carangas aparece un rellano cabalgante situado en la base de la Formación Láncara, que en el caso del Cabalgamiento de Carangas presenta unas dimensiones menores. Existe también, en ambas escamas, una corta rampa cabalgante que corta la Formación Barrios y asciende hasta la base de la Caliza de Montaña, en donde aparece un pequeño rellano cabalgante, a partir del cual ambos cabalgamientos ascienden cortando la sucesión estratigráfica tanto del alóctono como del autóctono (ALVAREZ-MARRON, 1989) (ver corte I-I').

La Escama de Víboli presenta un cabalgamiento basal con unas características algo peculiares, ya que se trata de un despegue a nivel de la Formación Alba y, por lo tanto, no se aprecia superposición estratigráfica anormal en todo el área cartografiada; geométricamente presenta una disposición en rellano determinado por las características antes citadas. La existencia de esta superficie de despegue se deduce durante la realización del corte geológico general del Manto del Ponga, pues se necesita compensar el desplazamiento de los cabalgamientos de Aves y Carangas para que éstos puedan ser restituidos al estado indeformado; también puede deducirse de la observación de la cartografía de esta Hoja y de la contigua de Rioseco, donde, asimismo, puede verse como los cabalgamientos de Aves y Sebarga convergen hacia un cabalgamiento único correspondiente a la lámina de Sebarga (HEREDIA y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1989, ALVAREZ MARRON, 1989).

Por lo que se refiere al Manto de Sebarga la superficie de cabalgamiento se sitúa en la base de la Formación Láncara, lo que unido a que se encuentra sobre un rellano cabalgado situado cerca de la base de la Formación Beleño, da lugar a una geometría muy plana tanto de la lámina como de su cabalgamiento basal.

4.3.2.6. *Sistema Frontal*

Dentro de este sistema se agrupan un conjunto de láminas alóctonas caracterizadas por presentar una secuencia estratigráfica muy restringida a nivel del Paleozoico Inferior, cuya característica estructural más sobresaliente es la de asociarse formando «dúplex» de extensión y expresión cartográfica muy importante.

El Sistema Frontal aparece individualizado en varios sectores como consecuencia de rejuegos posteriores, a los que HEREDIA y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1988) siguiendo a JULIVERT (1967 a y b) denominaron: los Beyos, Peña Ten, Riosol y Mampodre (Fig. 21); aflorando todos ellos, aunque no de forma completa, en el marco de esta Hoja.

Los sectores de los Beyos y Peña Ten se estudiarán conjuntamente, dada su continuidad cartográfica y parecidas características estructurales, formando parte de los que ALVAREZ-MARRON (*op. cit.*) denominara «Dúplex de los Beyos».

El Dúplex de los Beyos ocupa una importante extensión cartográfica, siendo visible desde el núcleo de la Ventana del río Color hasta la de río Monasterio en la Hojas contiguas de Rioseco y Puebla de Lillo respectivamente, pasando por el desfiladero de Los Beyos y las

laderas de Peña Ten en el marco de esta Hoja. El cabalgamiento de techo de esta estructura es bien el de Sebarga bien el de Caso, dependiendo respectivamente de si nos encontramos al O o al E del cabalgamiento fuera de secuencia de Peña Ten, correspondiendo el de muro al cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga. Internamente está constituido por varios *horses* que excepto en el núcleo de la Ventana del río Color, donde aparece una delgada Formación Barrios, tienen en la base la Formación Alba, aunque localmente puede aparecer en la parte frontal (Beyos y Peña Ten) unos pocos metros de Formación Oville e incluso la Formación Láncara.

Gran parte de los *horses* presentan una vergencia clara hacia el Este, pero en posición claramente invertida debido a deformación posterior, convergiendo en algunos casos en el Cabalgamiento de Sebarga (Ver Mapa Geológico) y bifurcándose del cabalgamiento basal (ver corte I-I'). Por todo esto presenta una geometría típica de un «*Hinterland dipping duplex*» según la terminología de BOYER y ELLIOT (1982).

En su posición actual el Dúplex de los Beyos es visible, debido al rejuego de una estructura fuera de secuencia conocida como Cabalgamiento de Peña Ten (ALVAREZ MARRON *op. cit.*) que lo eleva por encima de su cabalgamiento de techo; posteriormente la erosión de la estructura antiformal generada favorece su afloramiento. Esta estructura es en parte también la responsable de la inversión de las láminas del «dúplex».

El sector de Riosol es un sistema imbricado que esta muy mal representado en esta Hoja apareciendo además afectado por la Falla de Tarna. Con respecto a la geometría del alóctono, en el corto espacio en el que el cabalgamiento basal es visible, entre las Fallas de Tarna y Ventaniella, se observa que sobre la superficie de cabalgamiento se apoya la Formación Láncara, apareciendo una Formación Barrios bastante bien desarrollada; este hecho es bastante anormal para una posición tan oriental de este manto en la que no debiera estar representada esta formación. Y esto podría indicar la presencia de una o varias estructuras laterales importantes, que permitiesen la traslación hacia esta posición de una lámina del sistema con características paleogeográficas como las que se presentan a la altura de la Ventana del río Color, varios kilómetros más retrasada, o bien se trata de una lámina diferente situada por debajo del Manto de Caso. Otra característica de este sector es que la lámina suprayacente no es la de Sebarga, como en el caso anterior, sino la referida de Caso, de la que forma parte el «*Klippe*» de Valdosín.

El sector del Mampodre aparece de forma incompleta ocupando una pequeña parte, aunque muy expresiva cartográficamente, de la esquina suroccidental del mapa geológico. Geométricamente está formado por gran número de cabalgamientos en la base de los cuales se sitúa casi siempre la Formación Alba o la Formación Barcaliente, aunque esporádicamente puede llegar a aparecer la Formación Ermita. Todos estos cabalgamientos aparecen imbricados sobre una superficie de despegue común formada por el cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga, observándose como los *horses* superiores convergen sobre un cabalgamiento de techo correspondiente al Manto de la Polinosa, dando lugar a un apilamiento antiformal («*antiformal stack duplexes*» de BOYER y ELLIOTT, 1982), conocido como Apilamiento Antiformal de la Cuesta Rasa. Lateralmente este apilamiento termina contra la rampa lateral de Murias, que aparece fuertemente retocada por la falla posterior del mismo nombre, y que pone en contacto la Cuesta Rasa con el Manto de Ricacabiello.

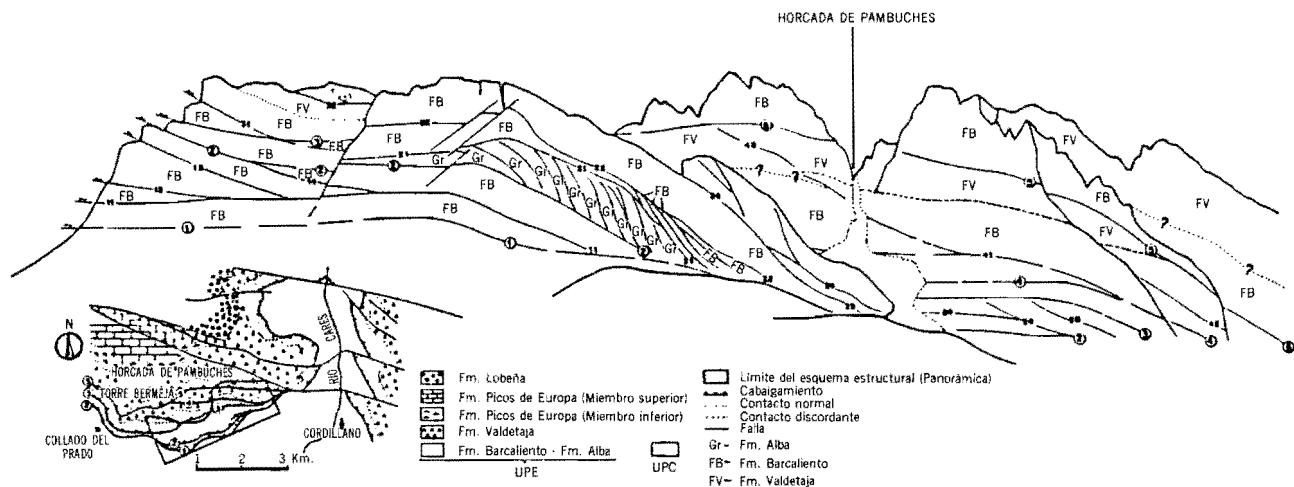


Figura 22. Esquema cartográfico basado en FARIAS (1982) y fotográfico de los diferentes cabalgamientos y asociaciones de cabalgamientos que aparecen en el frente de la UPE; vistos desde las inmediaciones de Santa Marina de Valdeón.

4.3.3. Los Mantos de la UPE

La Unidad de Picos de Europa (UPE) aflora en dos pequeñas áreas, situadas a ambos lados de la Semiventana de Valdeón en la esquina nororiental de esta Hoja. Estos afloramientos pertenecen a lo que FARIAS (1982) denomina Unidad Frontal por encontrarse en el frente cartográfico de la UPE que en este área se encuentra siempre cabalgando a la UPC. Cartográficamente se reconocen hasta cinco cabalgamientos mayores de los que tres están en los límites de la Hoja, estos cabalgamientos internamente se encuentran, a su vez, intensamente compartimentados por cabalgamientos menores que dan lugar a varios «dúplex» superpuestos. Un esquema de estos «dúplex» viene representado en la figura 22 y ha sido realizado a partir de un montaje fotográfico obtenido desde las inmediaciones de Santa María de Valdeón, dando vista al Macizo Occidental de los Picos de Europa, situado en la margen izquierda del río Cares. En este esquema puede verse los cinco cabalgamientos antes mencionados y gran número de cabalgamientos de orden menor que se asocian formando varios «dúplex».

Los cabalgamientos principales han sido denominados con un número y los secundarios con dos, siendo el primero de ellos el del cabalgamiento principal que actúa como base del dúplex, y el segundo un número de orden dentro del dúplex comenzando desde los inferiores, hasta los superiores. El cabalgamiento de techo de cada uno de estos dúplex sería el cabalgamiento principal superior.

En términos generales, puede observarse que la geometría general del conjunto es la de un *Hinterland dipping duplex* (BOYER y ELLIOTT, 1982), destacando la presencia de un pequeño «dúplex» en la base de este conjunto, formado por la repetición de la formación Alba y la parte baja de la formación Barcaliente. Este «dúplex» ya fue puesto de manifiesto por FARIAS (1982) que lo interpretó como un apilamiento de escamas.

4.3.4. Los Mantos de la UPC

Los mantos de la UPC, si descontamos los Mantos Palentinos, están genéticamente relacionados con el emplazamiento de las diferentes unidades de la ZC, de las que ya hemos hablado anteriormente, de manera que en el marco de esta Hoja nos encontraremos con láminas alóctonas relacionadas con las unidades del Ponga y de Picos de Europa cuya deformación ha progresado alcanzando la UPC. De esta manera los cabalgamientos basales de las distintas unidades de la UPC convergen hacia una superficie única de despegue situada en la base del Carbonífero y que a su vez nacería de la superficie basal de la UP o de la UPE según los casos.

Para la descripción de las diferentes láminas de esta Unidad, estableceremos un criterio cronológico, de manera que en primer lugar describiremos las relacionadas con el emplazamiento del Manto del Ponga y por segundo las relacionadas con el acortamiento N-S y el emplazamiento de los Picos de Europa. De las láminas relacionadas con la Unidad del Ponga hablaremos del Manto de Barruelo, del Manto de Valdeón y del Manto de Panda y de las relacionadas con los Picos de Europa describiremos el Manto de Cardaño.

Todos estos mantos vienen representados en el Esquema Tectónico del mapa geológico excepto el Manto de Barruelo que por superponerse en parte al de Cardaño queda representado en la figura 23 para no oscurecer la lectura del citado esquema estructural.

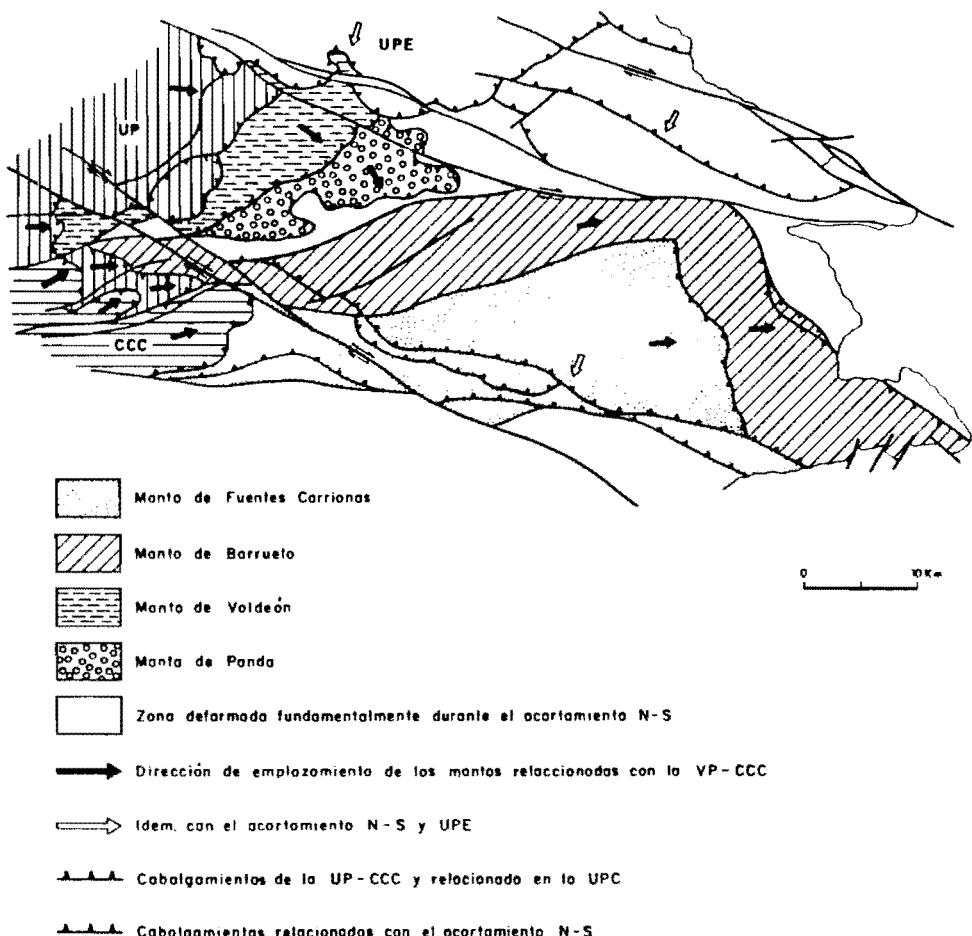


Figura 23. Esquema estructural de la UPC mostrando la distribución de las diferentes láminas y el sentido de emplazamiento de estas.

4.3.4.1. *Manto de Barruelo*

En la Hoja de Burón sólo está representada la parte más retrasada de este manto, mientras que su parte frontal aparece en la Hoja contigua de Potes y, sobre todo, en la de Barruelo de Santullán donde aflora su cabalgamiento basal o de Barruelo (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987). Lateralmente aparece limitado por una importante estructura que fue denominada por estos mismos autores Falla de Llesba, esta fractura representa en realidad una *tear fault* que ha sido rejugada como otras muchas estructuras laterales en la misma posición (Murias, San Pelayo, etc.) durante el acortamiento N-S y posteriormente en tiempos tardihercínicos. La Falla de Llesba presenta una gran continuidad lateral (Fig. 24) y es prolongación de la Falla de Cofiñal (SJERP, 1967).

La geometría de este manto no se reconoce bien ya que se encuentra bastante modificada por el citado acortamiento N-S, pero en la zona estudiada debería situarse un importante rellano, tanto cabalgante como cabalgado, donde apenas se conservan estructuras cartográficas importantes de esta edad, salvo pliegues a escala de afloramiento con una clara vergencia al NE; ya que la mayor parte de las estructuras importantes se concentra en su parte frontal. La superficie de cabalgamiento principal coincidiría con la base de la sucesión carbonífera y probablemente con el cabalgamiento basal del Pisuerga-Carrión (ver corte III-III').

4.3.4.2. *Sistema de Valdeón*

Este manto es un sistema formado por tres láminas cuyos cabalgamientos basales denominamos de Sajambre, Panderrueda y Valdeón, siendo el primero y el último estructuras fuera de secuencia.

El cabalgamiento de Sajambre es una estructura bastante vertical de pequeño desplazamiento que delimita la Escama de Sajambre. Esta ascendería desde el CBPC (Cabalgaamiento Basal del Pisuerga-Carrión) hasta cortar el Cabalgamiento de Panderrueda. Con respecto a la sucesión estratigráfica cortaría prácticamente la secuencia carbonífera completa de la UPC y con un ángulo muy alto tanto en el alóctono, como en el autóctono lo que lo asemeja más a una falla inversa, habiendo sido considerada como una estructura fuera de secuencia.

El cabalgamiento de Panderrueda tiene una geometría bastante plana, situándose la Formación Maraña sobre la superficie de cabalgamiento en una gran parte de su trazado cartográfico, para ascender, más hacia el E, en las inmediaciones del Puerto de Panderrueda a la Formación Pontón que también aparece un gran trecho sobre la superficie de cabalgamiento. En cuanto a su autóctono relativo el cabalgamiento se encuentra sobre un rellano cabalgante situado a techo del Grupo Pando coincidiendo en una gran parte con el rellano cabalgante de la Formación Maraña, lo que da lugar a una geometría plana de la superficie de cabalgamiento, ascendiendo posteriormente mediante una rampa cabalgada hasta la Formación Pontón. Debido a que el desplazamiento de la lámina delimitada por el cabalgamiento de Panderrueda es menor de 5 km, pasaremos a llamarla Escama de Panderrueda.

El cabalgamiento de Valdeón es el cabalgamiento basal del manto del mismo nombre y a pesar de ser una estructura fuera de secuencia tiene una geometría más plana que el cabalgamiento de Sajambre. Inmediatamente encima de su superficie de cabalgamiento

se encuentra el Grupo Prioro (Formación Perapertú) que aparece en esta posición en una gran parte de su trazado cartográfico. Este rellano cabalgante, se termina en el momento en que el cabalgamiento corta a la Unidad del Gildar-Montó (Mantos Palentinos) previamenteemplazada por mecanismos gravitacionales (MARQUINEZ y MARCOS, 1984), cortando claramente los cabalgamientos de esta generación y la estratificación de la serie devónico-carbonífera lo que determina la aparición de una rampa cabalgante en todo el sector ocupado por esta unidad.

La sucesión autóctona aparece cortada con un ángulo muy alto, incluido el cabalgamiento de Panda, por lo que nos encontraríamos siempre en un sector en rampa cabalgada, este ángulo sólo se atenúa un poco al alcanzar a la Formación Maraña que parece estar cortada con un ángulo más bajo (Ver Corte II-II').

4.3.4.3. *Manto de Panda*

El Manto de Panda fue puesto de manifiesto por primera vez por MAAS y GINKEL (1982) que demostraron la aloctonía del horizonte carbonatado de Panda que autores anteriores (MAAS 1974, LOBATO 1977, SAVAGE, 1979 etc.) habían considerado en continuidad estratigráfica con la Formación Lechada. MAAS y GINKEL (*op. cit.*) reconocieron la presencia de depósitos olistostrómicos sinorogénicos de edad Kasimoviense por debajo de la Formación Panda (Podolsky) lo que indudablemente representaba una cobijadura tectónica; sin embargo, no cartografiaron el cabalgamiento en su totalidad, circunscribiéndolo a los afloramientos de la caliza de Panda. Posteriormente RODRIGUEZ-FERNANDEZ y HEREDIA (1987) prolongan el cabalgamiento de Panda relacionándolo con el resto de láminas alóctonas de la UPC y con el emplazamiento de la UP.

Este manto presenta una geometría bastante plana, ya que en la mayor parte de su trazado la Formación Panda se encuentra sobre la superficie de cabalgamiento, a la vez que se apoya sobre el techo de la Formación Lechada, coincidiendo, pues, los rellanos cabalgante y cabalgado durante bastante tramo. Esto se traduce cartográficamente en una zona próxima al Puerto de Pandetrave dominada por los buzamientos subhorizontales que aparece modificada solamente por la presencia de algunos pliegues laxos, de eje también subhorizontal o ligeramente inclinado al E. Previamente, a la zona de rellano la superficie de cabalgamiento corta tanto a la sucesión alóctona como a la autóctona. La rampa cabalgante permite cortar desde la base de la sucesión carbonífera (Formación Perapertú) a trozos desmembrados de los Mantos Palentinos, probablemente relacionados con la Unidad de Gildar-Montó, hasta alcanzar la base de la formación Panda. La rampa cabalgada es más corta y permite ascender a la superficie de cabalgamiento hasta el techo de la Formación Lechada e incluso cortar a los sinorogénicos de este manto (Formación Coriscao).

Una característica importante del Manto de Panda es que durante su emplazamiento se genera la primera esquistosidad penetrativa en la UPC. Esta esquistosidad, es de plano axial de los pliegues relacionados con el emplazamiento del manto, cuyas trazas axiales tiene una dirección predominante 250 O/70 E. Su posición es variada, ya que se encuentra plegada por episodios posteriores y muestra un desarrollo variable, estando mejor desarrollada en el Sinclinal de Valdeón, parte norte del Sinclinal de Pandetrave y en el Sinclinal de Lechada donde apenas aparecen pliegues relacionados con ella.

LOBATO (1977) denominó a esta esquistosidad de «pérdida de agua», ya que mantenía una relación poco clara con las estructuras cartográficas mayores, fundamentalmente el Sinclinal de Lechada, presentándose generalmente menos buzante que la estratificación. De acuerdo con ello propone su relación con procesos diagenéticos y no tectónicos. En el curso de este estudio hemos podido comprobar la relación de esta esquistosidad con pliegues de dirección coincidente con los del Manto de Panda que aparecen deformados por el sinclinal de Lechada; aunque estos pliegues no son muy abundantes, debido a que el área del sinclinal de Lechada había sido previamente estructurada con el emplazamiento de la Lámina de Barruelo y la estratificación no presentaría en la mayor parte de los casos una posición favorable para su plegamiento, muestran una clara asimetría y una vergencia bastante acusada hacia el SSE.

4.3.4.4. *Manto de Cardaño*

Es la estructura más importante relacionada con el acortamiento N-S que da lugar algo más al Norte al emplazamiento de los Picos de Europa.

El Manto de Cardaño, al contrario que el resto de mantos, cuya propagación se realiza siempre sobre un área no deformada del antepaís, se encuentra con una UPC casi totalmente estructurada como consecuencia del emplazamiento de las diferentes unidades alóctonas descritas anteriormente; esto da lugar a que durante el emplazamiento de este manto o bien se aprovechan estructuras favorables generadas con anterioridad o, en caso contrario, éstas quedan cortadas por nuevas superficies de cabalgamiento que de todas formas generan pocos nuevos pliegues, sobre todo a escala cartográfica, produciéndose en general una rotación e incluso destrucción total o parcial de las estructuras anteriores.

El Manto de Cardaño presenta un gran rellano cabalgado situado a nivel del techo del Grupo Pando, mientras que la sucesión alóctona, ocuparía una zona de rampa cabalgante situada por debajo de la estructura anticinal de Ledantes que probablemente está condicionada por la existencia de un cabalgamiento ciego, subsidiario del de Portilla. A partir de este punto la superficie de despegue se situará muy cerca del techo del Grupo Prioro (Formación Perapertú) que se encuentra siempre sobre el cabalgamiento en su frente cartográfico (ver Corte III-III').

Por delante y por debajo del Manto de Cardaño aparece el Manto de Riaño cuyo cabalgamiento basal aflora algo más al S cerca del pueblo de Carande en la Hoja contigua de Riaño; asociado a este manto aparece una nueva lámina cuyo cabalgamiento basal denominaremos de Hormas y que debido al escaso conocimiento que hasta ahora tenemos de ella, incluiremos en el Manto de Riaño. En el Corte III-III' se establece su hipotética geometría por debajo del Manto de Cardaño, optándose por una estructura subparalela a la de este.

Asociada a los pliegues relacionados con el emplazamiento de estos mantos se produce la esquistosidad más penetrativa de toda la UPC; se trata de una esquistosidad subvertical o ligeramente inclinada al N y desarrollo desigual que, únicamente en el Sinclinal de Lechada, aparece como una esquistosidad de crenulación que pueden llegar a formar bandeados tectónicos incipientes (LOBATO, 1977).

4.4. LOS PLEGUES

Como ya se expuso en el capítulo de introducción a los mantes Cantábricos, los mantes no gravitacionales (Tipo 2) se caracterizan por generar durante su emplazamiento y dependiendo de la geometría de la superficie de cabalgamiento, un tren de pliegues con una disposición espacial variable según su relación con estructuras frontales o laterales de los mantes.

La relación genética existente entre cabalgamientos y pliegues fue puesta de manifiesto por primera vez por RICH (1934), existiendo posteriormente numerosos trabajos donde se han explicado en este sentido numerosos pliegues a escala cartográfica.

En la ZC se han descrito tradicionalmente dos sistemas de pliegues a escala cartográfica: «longitudinales» y «transversales» (JULIVERT y MARCOS, 1973) que daban lugar a un modelo de interferencia complejo; recientemente se ha puesto de manifiesto al igual que en otras cordilleras de plegamiento la estrecha relación genética que existe entre pliegues y cabalgamientos. En este sentido se han descrito pliegues longitudinales como estructuras frontales (BASTIDA *et al.* 1984, HEREDIA 1984, ALVAREZ MARRON 1985, ALLER 1986) y pliegues transversales como estructuras laterales (ALONSO, 1985, 1987, PEREZ-ESTAUN *et. al.*, 1988, BASTIDA y CASTRO, 1988). No obstante, la relación entre pliegues y cabalgamientos no es tan evidente en toda la ZC, debido en gran parte a su peculiar forma de arco. Así, en la UPC los pliegues transversales aparecen en la mayor parte de los casos como estructuras frontales del acortamiento N-S que da origen a los Picos de Europa, mientras que en la UP están relacionados con estructuras laterales durante el emplazamiento de los mantes y han sido rejugadas posteriormente como estructuras frontales durante el citado acortamiento N-S. Esto viene a demostrar que la relación entre pliegues longitudinales y transversales con estructuras frontales y laterales es algo más complejo en la parte más interna del Arco Astúrico, y hay que referirlo siempre a un manto o unidad concreta. La mayor parte de los pliegues relacionados con los cabalgamientos se forman por lo tanto, por acomodación de la estratificación de la lámina alóctona a la trayectoria quebrada de la superficie de cabalgamiento y pertenecen, por tanto, al tipo *fault bend folds* (RICH, 1934, SUPPE, 1983) que han sido denominados «pliegues de revestimiento» por ALONSO (1987). Cualquier irregularidad geométrica en el techo de la lámina cabalgada se transmite pasivamente hacia arriba, provocando la rotación externa de cualquier plano o superficie (estratificación, cabalgamientos, etc.), mediante un mecanismo dominante de *bending*. Un caso distinto son los pliegues de compensación frontal, más escasos, aunque localmente importantes que cumplen las leyes de *buckling*. Estos pliegues compensan el desplazamiento de las superficies de despegue o cabalgamientos, de manera que éstos se atenúan, total o parcialmente en un tren de pliegues. De este tipo de pliegues únicamente puede citarse por su importancia en esta Hoja el par anticlinal-sinclinal que se produce en el frente del Manto de Ricacabiello en el Pico de la Cruz.

Una estructura algo peculiar son los *Klippe*s de Valdosín y Zalambral (JULIVERT 1967 a y b) pertenecientes al Manto de Caso, cuya génesis ha sido ya explicada en el capítulo 4.3.2.3.

Una vez introducidos en la génesis y problemática de los pliegues en la Zona Cantábrica vamos a pasar a describir los principales pliegues de revestimiento en relación con las láminas alóctonas que las han generado.

4.4.1. Pliegues relacionados con la CCC, UP y mantos relacionados en la UPC

Se describen en este apartado los pliegues relacionados con el emplazamiento de las diferentes láminas de la CCC y la UP y sus relacionadas en el UPC: Mantos de Barruelo, Valdeón y Panda.

La mayor parte de los grandes pliegues cartográficos son sinformales, estando las áreas antiformales más restringidas caracterizándose por ser áreas mucho más complejas estructuralmente. Debido a la diferente dirección de emplazamiento de los distintos mantos de la CCC y UP (ALVAREZ-MARRON, 1989), los pliegues de revestimiento, frontales y laterales, tendrán diferente posición a lo largo de estas unidades, así en la parte sur, las trazas axiales de los pliegues frontales tendrían una disposición NO-SE, prácticamente N-S en la noroccidental y NE-SO en la nororiental.

En la parte sur no se conservan bien las estructuras frontales, debido al acortamiento posterior N-S, que por su posición ha favorecido la amplificación de las estructuras laterales en detrimento de los frontales, de manera que los pliegues transversales son los mejor representados; entre éstos destacan el Sinclinal de Riccabiello. En el Manto de Fuentes Carrionas no parece haber datos que confirmen la presencia de estructuras plegadas, coetáneas de su emplazamiento, conservadas, ya que tanto el Sinclinal de Lechada como el Anticlinal de Ledantes parecen estar relacionadas con el acortamiento N-S.

En la parte N las trazas de los pliegues de revestimiento frontal varían desde NNO-SSE por el Sinclinal de Sobrefoz, a N-S para la culminación antiformal de los Beyos, NNE-SSO para los sinclinales del Pontón y Valdeón y, finalmente NE-SO en el caso del sinclinal de Pandetrave. Esta variación en la traza axial de los pliegues frontales viene a grandes rasgos a mostrar un cambio en la dirección de aplazamiento, ya que ésta sería aproximadamente perpendicular a su traza axial que además coincide con la dirección axial de los pliegues menores.

Una de las estructuras laterales más importante que aparece en esta zona es el Antiforme de Peña Ten, prolongación del Antiforme del río Monasterio, que se continúa en la estructura frontal de Los Beyos. Se trata de un antiforme claramente asimétrico con el flanco largo en la parte N, ya que la rampa cabalgada se inclina en esa misma dirección (ALVAREZ-MARRON *op. cit.*).

4.4.2. Pliegues relacionados con el acortamiento N-S

Como ya hemos visto el acortamiento N-S es el causante del emplazamiento de la UPE. Durante este período, en la parte indeformada de la UPC se crean nuevos pliegues, mientras que en el resto de la UPC y en la CCC y UP previamente deformadas es difícil nuclear pliegues nuevos y lo que se produce es la amplificación de los que presenten una posición favorable respecto a la orientación del acortamiento principal, de dirección N-S; esto implica que los pliegues transversales generados sobre estructuras laterales (generalmente rampas) de la UP y CCC; van a ser los más favorables y pasarán a situarse como estructuras frontales durante el emplazamiento de la UPE.

Dentro de los pliegues de nueva generación los más importantes son el Sinclinal de Lechada y el Anticlinal de Ledantes. Estas estructuras presentan una traza axial de dirección NO-SE

que es aproximadamente perpendicular a la dirección de emplazamiento que FARÍAS (1982) dedujo en base a líneas de corte y pliegues menores para la UPE y que según este autor se realizaría en sentido de NNE a SSO; de lo que se deduce que estos pliegues estarían ligados a estructuras frontales del acortamiento N-S.

Estos pliegues aparecen deformando al Sinclinal de Pandetrave, dando lugar a un modelo de interferencia que ya citó SITTER (1960). Sin embargo, es posible que estos pliegues se hayan nucleado sobre estructuras laterales previas, formadas durante el emplazamiento del Manto de Panda que posteriormente han sido rotadas y amplificadas, ello implicaría que no se trata de un modelo puro de interferencia de pliegues. Sin embargo, dentro del sinclinal de Lechada aparecen algunos pliegues de trazado NE-SO que llevan asociada la primera esquistosidad y que, por lo tanto, están relacionados con el emplazamiento del Manto de Panda. Estos pliegues están claramente afectados por el sinclinal de Lechada según un modelo de interferencia ya descrito por ALLER (1986) en la CCC. Este modelo consiste en que los segundos pliegues, de mayor tamaño, llegan a deshacer los pliegues previos; de esta manera puede verse en el Mapa Geológico como uno de estos pliegues es visible únicamente sobre ambos flancos del Sinclinal de Lechada desapareciendo en su zona de charnela, también pueden verse varias inflexiones en la traza axial de este pliegue previo condicionadas también por la deformación posterior.

4.5. LAS FRACTURAS TARDIHERCINICAS

Una vez emplazados los mantos relacionados con la UPE, el acortamiento de la cadena todavía no ha concluido; sin embargo, la tectónica tangencial no puede proseguir por problemas obvios de espacio, ya que la mayor parte del área se encuentra deformada y el arco muy cerrado.

En estas circunstancias la única manera de compensar este acortamiento es mediante la generación de grandes fracturas, generalmente desgarres dextrógiros, con un cierto componente vertical. Estas fracturas deben afectar también al zócalo prepaleozoico hasta bastante profundidad, ya que favorecen el ascenso de rocas ígneas básicas (Fig. 24) hasta etapas finales de la orogenia que contienen enclaves de rocas metasedimentarias con granate e incluso distena (LOESCHKE, 1982).

Estas fracturas llegan a cortar claramente varias unidades de la ZC y han tenido rejuegos posteriores, pudiendo incluso afectar a sedimentos terciarios durante la Orogenia Alpina (JULIVERT, TRUYOLS y RAMIREZ DEL POZO, 1971; ARTHAUD y MATTE, 1975).

Además de la generación de estas fracturas se produce el rejuego de otras formadas anteriormente, generalmente relacionadas con los mantos. Este es el caso de las Fallas de Llesba, Yuso y Peñas Matas que se sitúan entre las fallas tardihercinicas más importantes que cruzan esta Hoja (fallas de Ventaniella, Tarna y Liébana), presentando movimientos de desgarre, en la mayor parte de los casos dextrógiro y rocas ígneas asociadas, aunque en menor proporción que éstas.

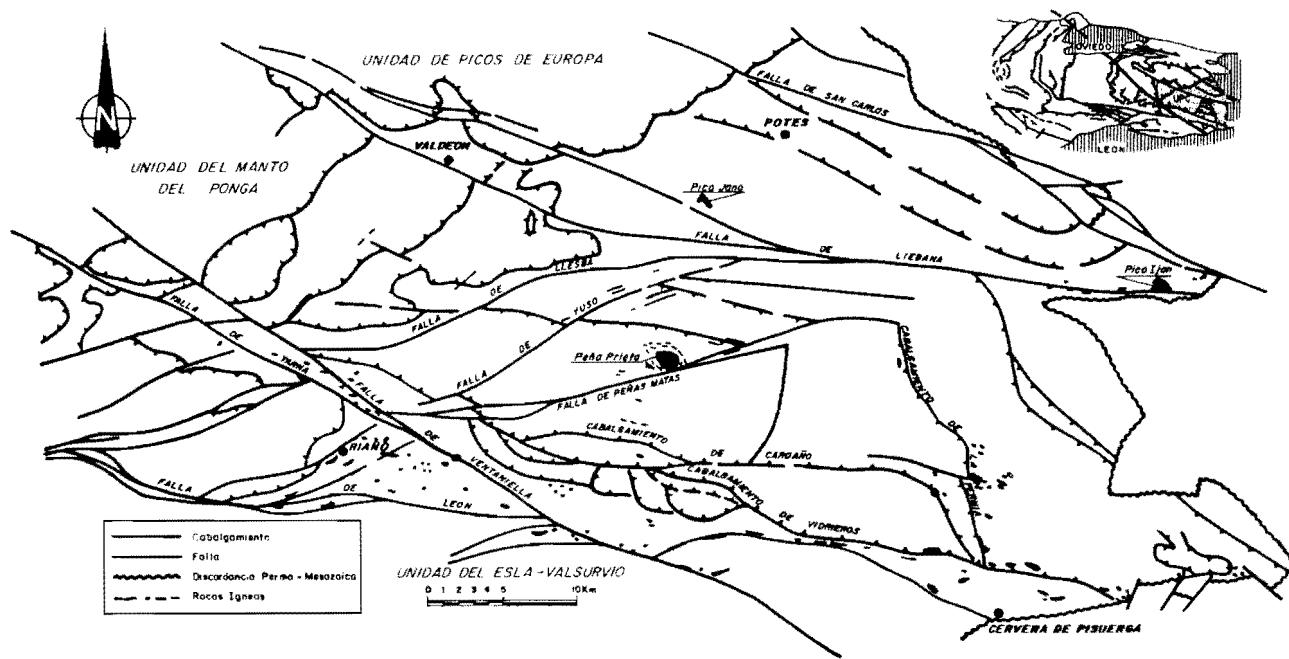


Figura 24. Distribución de las rocas ígneas y fracturas más importantes de la UPC. Según GALLASTEGUI *et al.* (*in litt.*).

4.6. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS

Las primeras estructuras en desarrollarse son los mantos correspondientes a las Unidades Palentinas (Mantos Palentinos), cuyo emplazamiento debe de producirse a partir del Namuriense A (E1-E2) edad a partir de la cual aparece los primeros signos de inestabilidad en la cuenca sedimentaria carbonífera de su UPC y resto de la ZC (REUTHER, 1977). El emplazamiento de estos mantos debe de finalizar entre el Namuriense B y el Westfaliense A edad aproximada del Conglomerado de Triollo que parece fosilizar algo más al E dichos mantos. El emplazamiento de las láminas palentinas en forma gravitacional, por desmembramiento parcial de los mantos originales, se produce antes del Westfaliense A Superior o B, edad del Conglomerado de Curavacas que fosiliza siempre las unidades y estructuras gravitacionales, mientras que el Conglomerado de Triollo está involucrado en ellas (Ej. en el Gildar-Montó, MARQUINEZ y MARCOS, 1984). Los siguientes mantos en emplazarse son los pertenecientes a la CCC y los de la UPC relacionados, que comienzan a emplazarse entre el Westfaliense D superior (mantos de Laviana, Fuentes Carrionas y Barruelo) y el Cantabriense Superior (Manto de Panda), edad de los primeros depósitos olistostrómicos sinorogénicos. (grupos Maraña, Brañas y Coriscao). El emplazamiento de estos mantos se prolonga hasta el Estefaniense A y están fosilizados por los sedimentos del Estefaniense B del Grupo Remoña que es la edad de los sedimentos olistostrómicos, originados por el emplazamiento de la UPE y demás estructuras relacionadas con el acortamiento N-S.

Con posterioridad se produce el rejuego de las fallas tardías (Ventaniella) y reactivación de otras anteriores (Tarna, Peñas Matas), fenómenos éstos de probable edad pérmica.

Durante la Orogenia Alpina, se produce el levantamiento generalizado de toda la ZC y el rejuego de muchos de estos accidentes tardíos.

5. ROCAS IGNEAS

5.1. INTRODUCCION

En el área comprendida en la Hoja de Burón el número de rocas ígneas es reducido, pero están presentes rocas representativas de dos de los episodios de actividad magmática más importantes ocurridos durante el Paleozoico en la Z. C.

El primer episodio, del que sólo se ha encontrado un afloramiento en este área, consiste en un vulcanismo de carácter predominantemente básico y naturaleza alcalina desarrollado durante el Paleozoico Inferior y cuya máxima intensidad se concentra en el sector sur de la Cordillera Cantábrica. La presencia de rocas volcánicas en este sector, ya fue puesta de manifiesto por MALLADA (1896) y COMTE (1937); posteriormente fueron citadas y cartografiadas por diferentes autores (COMTE, 1959; SITTER, 1962; RUPKE, 1965; EVERE, 1967; SJERP, 1967; SAAVEDRA, 1967; MARCOS, 1968; PARGA PEINADOR, 1969; BOSCH, 1969; VILAS, 1971; STAALDUINEN, 1973), así como brevemente descritas por algunos de los mismos como doleritas y tobas del Paleozoico Inferior, aunque hasta años recientes no han sido objeto de estudios detallados (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982; HEINZ, 1984; VAVRA, 1984; HEINZ *et al.*, 1985).

El segundo episodio ígneo está representado por un plutonismo tardihercínico, Carbonífero

Superior-Pérmino, de naturaleza calcoalcalina, cuya máxima expresión dentro de la Z.C. se concentra en la Unidad del Pisuerga Carrión (UPC), en la que se han catalogado hasta el momento alrededor de 250 pequeños cuerpos intrusivos, de los que en la Hoja de Burón se encuentra un mínimo de 20 afloramientos de muy reducidas dimensiones.

Este magmatismo tardihercínico será el considerado con mayor detalle en esta Memoria, no sólo por estar mejor representado en la Hoja, sino porque a pesar de la gran abundancia de afloramientos presentes en toda la UPC hasta hace pocos años era escasamente conocido.

5.2. ROCAS VOLCANICAS

El único afloramiento de rocas volcánicas existente en la Hoja se localiza en el ángulo SO, dentro de la Unidad del Ponga. Se trata de un sill (ya cartografiado y brevemente descrito por SJERP, *op. cit.*), de reducido espesor y escasa continuidad lateral, emplazado en la Formación Oville y comparable a los que afloran más al sur (Hojas de Barrios de Luna, Pola de Gordón, Boñar y Riaño) dentro de esta misma formación en afloramientos discontinuos pero que en conjunto tienen una notable continuidad lateral y espesores variables desde escasos metros hasta más de 100 m. Este conjunto de sills representan uno de los dos tipos de manifestaciones ligadas al vulcanismo del Paleozoico Inferior, diferenciadas por algunos de los autores anteriores en:

- Intrusiones subvolcánicas correspondientes a rocas básicas alcalinas de composición basáltica o traquibasáltica, emplazadas generalmente como sills en diferentes niveles de la Formación Oville.
- Rocas volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas) que rellenan numerosas chimeneas y cráteres dentro de la Formación Barrios, aunque en algunos sectores pueden encontrarse también intercaladas en las formaciones Formigoso y San Pedro-Furada. Asociados con las rocas volcanoclásticas pueden encontrarse enclaves de los sills de la Formación Oville, bombas volcánicas y, aunque con carácter muy restringido, pitones y flujos de lava de escaso espesor. Todo este conjunto de rocas muestran composiciones basálticas y traquibasálticas semejantes a los sills de la Formación Oville con los que están genéticamente relacionados (LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*).

Los sills fueron considerados de edad Ordovícico Inferior (Arenig) (LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*), pero según la edad asignada en este sector de la Z. C. por ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) y ARAMBURU (1989) a los miembros de la Formación Oville en los que suelen encontrarse (Miembros Adrados y La Barca) y a la Formación Barrios, en la que se encuentran las chimeneas y cráteres volcánicos cuyo desarrollo es posterior al emplazamiento de los sills de la Formación Oville, parte de ellos han debido emplazarse a partir del Cámbrico Medio (ARAMBURU *et al.*, 1988).

Son rocas de color muy oscuro con tonalidades variadas (verde, negro verdoso, negro y blanco, marrón rojizo), dependiendo en gran medida del estado de alteración en que se encuentren. Sus contactos son paralelos a la estratificación del encajante, aunque en casos esporádicos la cortan entrando en la categoría de diques. No parecen ejercer ningún efecto

térmico en los materiales encajantes y muestran zonas centrales de grano medio-grueso con zonas de borde de grano más fino características de un enfriamiento rápido.

El sill localizado en el área de Burón muestra, como la mayor parte de ellos, una textura dolerítica o intersertal, aunque también desarrolla texturas ofítica y subofítica. Está constituido mayoritariamente por plagioclasa, clinopiroxeno y una fase mineral que podría corresponder a un feldespato alcalino saturado o feldespatoide (posiblemente nefelina o una mezcla de sanidina-nefelina). La composición mineralógica varía de unos sills a otros e incluso dentro de un mismo afloramiento existiendo variedades ricas en plagioclases básicas, clinopiroxeno (augita diopsídica y titano-augita, según LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*), biotita, olivino y nefelina; variedades ricas en vidrio volcánico en vías de desvitrificación ocupando los huecos entre las plagioclases y clinopiroxenos, y más raramente variedades ricas en feldespato K y albita como minerales primarios. Como accesorios pueden encontrarse titanomagnetita, apatito y circón. La alteración que afecta a estas rocas suele ser muy intensa, dando lugar a la formación de sericita, sausurita, clorita, albita, carbonatos, feldespato K, ceolitas, epidotas, leucoxeno, limonita, cuarzo, serpentina y según SJERP (*op. cit.*), en el sill que aquí nos ocupa, bowlingita.

No se ha realizado un estudio geoquímico del sill localizado en la Hoja, ya que existe un estudio geoquímico reciente de LOESCHKE y ZEIDLER (*op. cit.*) en el que se analizan la práctica totalidad del conjunto de sills de este sector de la Z. C. clasificándolos como basanitas, mugearitas, latitas olivínicas y latitas con feldespatoídes a partir de la norma de RITTMANN (1973), mientras que en el diagrama de clasificación de FLOYD y WINCHESTER (1978) corresponden a basaltos subalcalinos o alcalinos, hawaiitas, mugearitas y traquibasaltos. En conjunto, a excepción de algún término más diferenciado de composición traquítica, el contenido en SiO_2 es similar al de rocas de composición basáltica, aunque difieren de los basaltos toleíticos y alcalinos por su menor contenido en CaO y contenidos mayores de K_2O , P_2O_5 , TiO_2 y Zr, siendo comparables a rocas básicas alcalinas de tipo traquibasáltico (ver LOESCHKE y ZEIDLER, *op. cit.*).

Desde el punto de vista geotectónico, este vulcanismo parece ligado a procesos de adelgazamiento cortical y desarrollo de *rifts* continentales durante el Ordovícico (HEINZ *et al.*, *op. cit.*) y según opiniones más recientes a partir del Cambro-ordovícico (ARAMBURU y GARCIA RAMOS, 1988; ARAMBURU, *op. cit.*, ARAMBURU *et al.*, *op. cit.*) en la Z. C., lo que queda reflejado en el diagrama de PEARCE Y CANN (1973) (ver LOESCHKE Y ZEIDLER, *op. cit.*) en el que la mayoría de las muestras caen dentro o cerca del campo de los basaltos intraplaca. El magma basáltico olivínico alcalino, originado probablemente en el manto superior o en la parte baja de la corteza ($\text{Rb/Sr} = 0,003-0,008$, LOESCHKE y ZEIDLER *op. cit.*), se emplazaría en parte como sills y sufriría procesos de cristalización fraccionada, dando lugar a diferentes productos diferenciados fuertemente alcalinos. Otras porciones de magma llegarían a la superficie por diversos conductos de emisión o chimeneas vesiculándose y dando lugar a fuertes explosiones freatomagmáticas con producción de abundante material piroclástico y epiclástico.

5.3. ROCAS INTRUSIVAS

5.3.1. Antecedentes e introducción

Como ya se adelantaba en la introducción de este capítulo, hasta años recientes la mayoría de los trabajos que se ocupan del conjunto intrusivo tardihercínico desarrollado en la Unidad del Pisuerga Carrión, con el que se relacionan las rocas presentes en esta Hoja, se reducen a inventarios cartográficos y breves descripciones petrográficas (RUPKE, 1965; FRETS, 1966; SITTER y BOSCHMA, 1966; VEEN, 1966; SAVAGE, 1967; BOSCHMA, 1968; SUAREZ y GARCIA, 1974; LOBATO, 1977; AMBROSE *et al.*, 1984; WAGNER *et al.*, 1984; ALONSO, 1985; LOBATO *et al.* 1985; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1986; HEREDIA *et al.*, 1986) salvo un trabajo de LOESCHKE (1982) que estudia más detalladamente un buen número de afloramientos en las proximidades de la falla de León, entre las localidades de Riaño, Burón y Cervera de Pisuerga.

Más recientes son los trabajos de CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ y CORRETGE (1987) y CORRETGE y SUAREZ (1990) en los que distinguen tres grupos para las rocas situadas en las proximidades de la falla de León: rocas graníticas de La Pernía (Palencia) o G-1, afloramientos ligados a la falla de León o G-2 y rocas intrusivas del área La Reina-Riaño (León) o G-3, en el que se incluirían las rocas de Burón, aunque posteriormente estos autores indican la similitud existente entre los grupos G-2 y G-3. Por último cabe citar el trabajo de GALLASTEGUI *et al.* (1990) sobre el stock de mayores dimensiones presente en la UPC.

Las manifestaciones más frecuentes en la UPC, consisten en diques y sills, así como un número reducido de pequeños *stocks*, superando como se dijo anteriormente un número de más de 250 cuerpos intrusivos. Como tónica general se emplazan asociados con grandes fracturas o en sus proximidades y salvo algunas excepciones, la mayor densidad de rocas se localizan en el área delimitada por las fallas de León, Ventaniella, Peñas Matas, Liébana, y sus fracturas asociadas, mostrando frecuentemente formas alargadas en la dirección de las mismas (Fig. 24).

Encajan principalmente en materiales carboníferos, cuyas edades comprenden desde el Namuriense al Estefaniense, en los que en ocasiones desarrollan (generalmente en relación con los cuerpos de mayores dimensiones) metamorfismo de contacto con formación de corneanas (LOESCHKE, *op. cit.*), así como algunos *skarns* a los que pueden asociarse mineralizaciones de interés (MARTIN IZARD *et al.*, 1986; GONZALEZ MONTERO, 1986; CORRETGE *et al.*, 1987; CORRETGE *et al.*, 1988; GONZALEZ MONTERO *et al.*, 1989). Además, en relación con algunos cuerpos ígneos pueden desarrollarse mineralizaciones (PANIAGUA *et al.*, 1988, 1989) que serán descritas en el capítulo de Geología Económica.

Petrográficamente existe una notable variedad, encontrándose desde gabros con anfíbolo y piroxeno hasta términos ácidos de tipo cuarzodiorítico y granodiorítico, con texturas hipidiomórficas de grano fino a medio, porfiríticas, ofíticas y microporfídicas en los términos más ácidos, afectados con frecuencia por intensas alteraciones hidrotermales. Parte de los afloramientos muestran claras afinidades subvolcánicas pudiendo constituir apófisis de cuerpos mayores en profundidad (CORRETGE *et al.*, 1987). En zonas próximas a la Hoja de Burón y de forma muy local se han citado además algunas brechas volcánicas (LOESCHKE, *op. cit.*) y cineritas (KNIGHT, 1983) asociadas con esta actividad magmática.

5.3.2. Caracterización macroscópica

Dentro de la Hoja afloran principalmente en el sector sur, en las proximidades de la localidad de Burón, en una zona que estaría delimitada por las fallas de Tarna y Ventaniella y en la que además confluyen con esta última las fallas de Llesba, Yuso y Peñas Matas. Algo más aislados del resto de los afloramientos, al NE de la localidad de Burón, se encuentran dos diques que hemos denominado dique de Cuénabres, el cual intruye siguiendo el cabalgamiento de El Gildar en un recorrido de al menos 2,5 km, y dique de Peña Panda de 1,5 km como mínimo de longitud que intruye en las proximidades de la falla de Llesba siguiendo su misma dirección.

Se trata de afloramientos de escasas dimensiones correspondientes a diques y sills de espesores variables (generalmente de pocos metros a excepción de un afloramiento al sur de Burón que alcanza los 200 m) y formas alargadas según direcciones NE-SO, NO-SE y E-O coincidentes con las direcciones de las fallas antes citadas o de otras menores con ellas asociadas. Debido posiblemente a rejuegos de las fallas algunos afloramientos aparecen afectados por pequeñas bandas de cizalla de carácter frágil.

Encajan mayoritariamente en las formaciones Lechada y Maraña encontrándose además algún afloramiento en las formaciones Panda, Pandetrave y en el Grupo Pontón, de edades que abarcan desde el Westfaliense B al Estefaniense (Cantabriense Superior) por lo que la edad de emplazamiento de este conjunto de rocas debe ser Carbonífero Superior-Pérmino. Los contactos con el encajante son siempre netos, y no se han observado en este área efectos térmicos de contacto ni deformaciones en el encajante por la intrusión de los cuerpos ígneos, los cuales muestran con frecuencia bordes de grano más fino característicos de un enfriamiento rápido.

Se caracterizan por ser rocas de color gris claro u oscuro, cuando están poco alteradas, pero lo más frecuente es que estén afectadas por una intensa alteración hidrotermal adquiriendo tonalidades verdosas o pardas. Macroscópicamente muestran una gran variedad de aspectos incluso a escala de afloramiento; predominan las variedades equigranulares de grano medio a fino (generalmente ligadas a los contactos) con un alto contenido en máficos idiomorfos repartidos homogéneamente en la mesostasis. Además son frecuentes zonas (dentro de un mismo afloramiento) en las que los fémicos (anfíbolo) desarrollan tamaños muy superiores al resto de los componentes de la roca llegando a alcanzar tamaños de 0,6 cm (como, por ejemplo, el dique de Cuénabres en el que además también destacan en tamaño agregados de opacos de hasta 1 cm). Por último puede ser frecuente el desarrollo de pequeñas zonas micropegmatoides de formas irregulares en las que la fracción leucocrata adquiere un mayor tamaño de grano y los anfíboles, también de mayor tamaño que en el resto de roca, aparecen más individualizados de la misma mostrando formas idiomorfas muy alargadas con disposiciones palmeadas. Además no es raro que engloben xenolitos centimétricos de las rocas encajantes.

En relación con algunos afloramientos de los alrededores de Burón se encuentran importantes mineralizaciones de As-Sb-Au (PANIAGUA *et al.*, 1988) concentradas en bandas de cizalla y fracturas y en los bordes de pequeñas venillas de cuarzo y/o carbonatos, coincidiendo generalmente con intensas alteraciones hidrotermales.

5.3.3. Petrografía

Si bien el conjunto de rocas situadas en la Hoja de Burón y en las contiguas a ella comprende desde términos básicos de tipo gabroide a términos ácidos de composición granítica, en este área predominan los cuarzogabros y cuarzodioritas hornbléndicos (muy probablemente hornbléndico-piroxénicos en origen) así como cuarzomonzodioritas y tonalitas, aunque en muchos casos es casi imposible dar un nombre petrográfico exacto a las rocas, ya que una buena parte de ellas están constituidas mayoritariamente por minerales secundarios producto de una intensa alteración hidrotermal. Por otro lado, algunas variaciones petrográficas detectadas a escala de afloramiento, son en parte debidas al reparto irregular de algunas fases minerales tardías (Q y Fto. K) respecto a los constituyentes mayoritarios de la roca: plagioclasas, anfíboles y en ocasiones biotita. Se ha observado también algún afloramiento de naturaleza posiblemente más ácida y dimensiones muy reducidas pero su estado de alteración no ha permitido su estudio.

La textura presenta asimismo variaciones a pequeña escala reconociéndose, cuando la roca no está muy alterada, en cuyo caso sólo se conserva parcialmente o llega a estar totalmente borrada, texturas hipidiomórficas de grano medio y fino, equigranulares o débilmente porfídicas, siendo también frecuentes texturas ofíticas o subofíticas debido a la presencia de grandes anfíboles poiquiliticos. Los constituyentes principales son plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita, aunque los dos últimos se presentan en parte de las muestras en cantidades accesorias. Por otra parte, el feldespato potásico raramente se encuentra como un mineral esencial, siendo más normal que aparezca como accesorio. Los accesorios son escasos y además de los anteriores son frecuentes apatito, ilmenita y magnetita.

El *anfíbol* suele ser, junto con las plagioclasas, el componente mayoritario en los términos básicos, pudiendo estar ausente en algunas de las rocas de composición intermedia (o bien aunque presente en origen se encuentra totalmente transformado). Normalmente es el componente que alcanza un mayor tamaño, no sólo en las rocas de textura subofítica-ofítica sino también en las hipidiomórficas.

Es de color pardo y se encuentra según secciones automorfas y subautomorfas basales o prismáticas de hábito muy largo, mostrando en este último caso disposiciones palmeadas que forman una especie de enrejado en cuyos huecos quedan el resto de los componentes. En las variedades subofíticas alcanza tamaños de 6 mm y presenta un marcado carácter poiquilitico.

Puede estar corroído por plagioclasa y cuarzo; este último puede encontrarse dentro de los cristales de anfíbol como cristales de formas alargadas según sus trazas de exfoliación. A excepción de los anfíboles poiquiliticos engloban escasas inclusiones, siendo las más frecuentes apatito y opacos. Los anfíboles poiquiliticos engloban anfíboles de menor tamaño, plagioclasas, opacos identificados por energía dispersiva como ilmenita, cromita y cromoespinela, seudomorfos de posibles piroxenos transformados a clorita o clorita-serpentina (estos últimos aunque no se han observados frescos en este grupo de rocas, son bastante frecuentes en los afloramientos de rocas equivalentes localizadas más al sur, en los alrededores de Riaño, constituyendo relictos englobados y corroídos por los anfíboles). Son frecuentes además sulfuros y formas globosas o amigdalares en los bordes y dentro de los anfíboles poiquiliticos, constituidas por minerales secundarios, principalmente carbonatos, cuarzo o clorita intercresida con cuarzo y otros no identificados.

La alteración es variable en intensidad y en los productos originados. Se encuentran parcial-

mente alterados a clorita y carbonatos a los que suelen acompañar, rutilo, esfena-leucoxeno, anatas, epidotas, prehnita, sulfuros, óxidos de hierro y cuarzo, comenzando la alteración con mayor intensidad por los bordes del cristal y según las trazas de exfoliación. Otra alteración que puede afectar a los bordes del cristal o a la totalidad del mismo es a una sustancia semisótropa (posiblemente limonita) que en casos extremos ya no permite la identificación del anfíbol (totalmente oscurecido) a no ser porque conserva su hábito y algún vestigio de trazas de exfoliación.

Todos los anfíboles analizados corresponden a anfíboles cárnicos según la clasificación de LEAKE (1978) con $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34$ y $\text{Na}_B < 0,67$, caracterizados por una notable uniformidad composicional con escasas variaciones en su contenido en SiO_2 y una elevada así como constante relación $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$. En dicho diagrama se clasifican como hornblendas tchermaquíticas y tchermaquitas, pargasitas y hornblendas pargasíticas, magnesio-hastingsitas y hornblendas hastingsíticas; únicamente dos análisis se clasifican como kaersutitas por su contenido en Ti superior a 0,50 en fórmula estructural (Fig. 25).

La *plagioclasa* es el otro constituyente mayoritario, encontrándose como cristales de menor tamaño que el anfíbol o como agregados de cristales que se disponen en los espacios entre los cristales de anfíbol palmeados. De los afloramientos estudiados sólo se ha observado una roca de composición más ácida, exenta de anfíbol, en la que su textura microporfídica es debida a un mayor desarrollo de las plagioclasas frente al resto de los componentes de la roca.

Pueden ser xenomorfas o subautomorfas, mostrando en el segundo caso hábitos largos y disposiciones radiales o palmeadas. Están macladas según maclas de Carlsbad, albita, albita-carlsbad y raramente zonadas concéntricamente según zonados normales difusos. De todas formas suele ser difícil observar sus características ópticas debido al estado de alteración en que se encuentran. La alteración aunque frecuente es variable en intensidad; pueden estar sericitizadas o sausuritzadas y además de sericita los productos de alteración más frecuentes son clorita, carbonatos, prehnita y epidotas.

Engloban pequeñas inclusiones de anfíbol, opacos y apatito; suelen estar corroídas por cuarzo y, cuando la roca contiene feldespato potásico, parcialmente sustituidas por éste, existiendo además un débil desarrollo de mirmequitas en los contactos entre ambos.

Debido a la alteración su composición es difícil de determinar sobre todo para las plagioclasas más básicas que suelen ser las más intensamente afectadas. Autores que anteriormente han estudiado algunas de estas rocas como LOESCHKE (*op. cit.*), no da contenidos de An ni ópticos ni normativos, mientras que CORRETGE *et al.* (*op. cit.*) dan contenidos de anortita de 48-54 % para rocas comparables a éstas pertenecientes a su grupo G2, pero tampoco aportan datos de las rocas de este sector. De los intentos de análisis por microonda electrónica únicamente se han obtenido tres resultados aceptables en plagioclasas no zonadas y poco alteradas las cuales proporcionan contenidos en An de 30-46 % (andesina), pero ninguno en las de carácter más básico.

La *biotita* es el otro máfico dominante y al igual que el anfíbol alcanza mayores tamaños que el resto de los componentes. Puede mostrar deformaciones de tipo *kink* y siempre se ha observado casi o totalmente transformada a clorita (\pm esfena-leucoxeno) y a husos prehníticos, pudiendo darse los dos tipos de alteración conjuntamente.

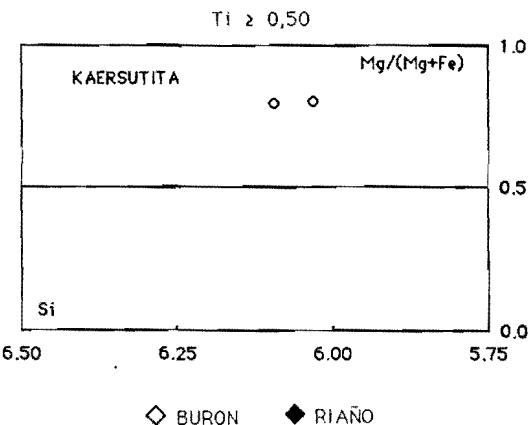
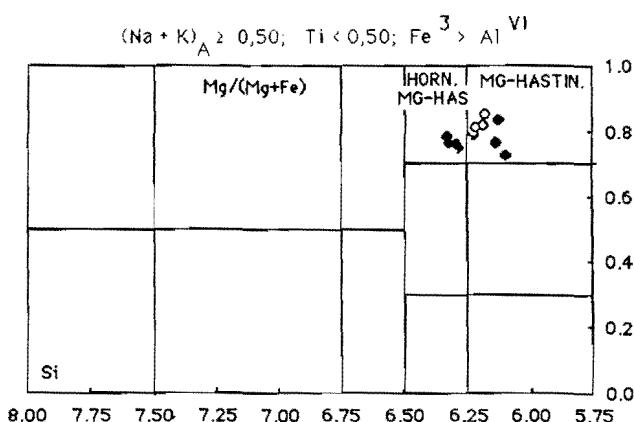
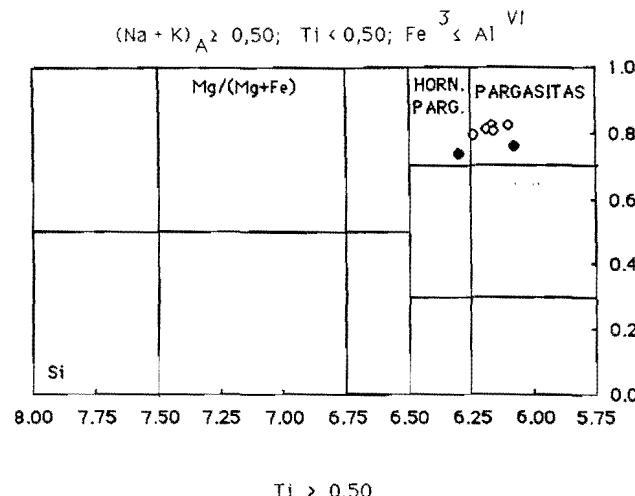
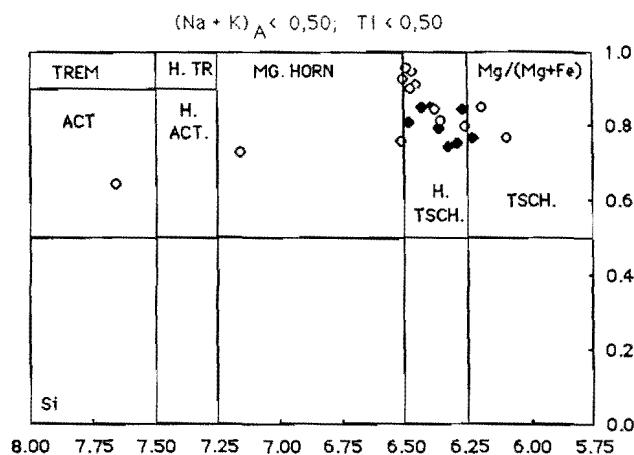


Figura 25. Clasificación de anfíboles según LEAKE (1978). Además de los análisis correspondientes a las rocas presentes en la Hoja de Burón, se han representado análisis de rocas similares de la Hoja contigua de Riaño.

El cuarzo puede ser un componente esencial o accesorio, muestra un crecimiento tardío y en algunos casos secundario. Suele encontrarse como cristales xenomorfos e intersticiales con extinciones normales, ondulantes y débiles poligonitzaciones. Corroe a las plagioclasas y anfíboles a los que puede llegar a englobar parcialmente. Contiene inclusiones de apatito, a veces muy abundantes, prismático y sobre todo acicular.

Otras formas de presentarse el cuarzo es en intercrecimientos micrográficos con feldespato potásico; intercresido con clorita o formando husos según sus trazas de exfoliación; llenando fisuras junto con carbonatos y formando parte de seudomorfos policristalinos.

El *feldespato potásico* no siempre está presente y raramente forma cristales bien desarrollados encontrándose fundamentalmente con carácter intersticial y hábito xenomorfo. Los cristales mejor desarrollados suelen estar maclados según Carlsbad, son muy poco pertíticos y pueden provocar un débil desarrollo de mirmequitas en contacto con las plagioclasas, a las que además puede sustituir parcialmente.

Los *accesorios* son escasos encontrándose principalmente apatito y opacos. El apatito muestra hábitos hexagonales y prismáticos cortos cuando está incluido en plagioclasa y anfíbol, mientras que cuando está asociado al cuarzo o a minerales secundarios suele mostrar hábito acicular. Los opacos corresponden principalmente a ilmenita y magnetita.

Además de los componentes primarios estas rocas se caracterizan por estar constituidas mayoritariamente por minerales secundarios derivados de una intensa alteración hidrotermal, correspondiente a los tipos propilítico y serícítico de MEYER y HEMLEY (1967). Entre los minerales secundarios, en las rocas más básicas predominan clorita y carbonatos, bien como seudomorfos o como grandes agregados xenomorfos dispersos en la roca a la que pueden llegar a enmascarar casi en su totalidad. En rocas más ácidas también puede ser muy abundante la sericitita-moscovita afectando a las plagioclasas que aparecen como una masa de sericitita muy fina, aunque en general conservan su forma. Otros secundarios frecuentes son epidota, clinozoisita, esfena, prehnita, leucoxeno (rutilo), sulfuros, óxidos de hierro, limonita, cuarzo, talco, goethita (CORRETGE, *et al.*, op.cit.) y quizás serpentina y ceolitas, dispersos en la roca o constituyendo seudomorfos.

5.3.3. **Geoquímica**

Para la caracterización geoquímica de este conjunto intrusivo, además de algunos análisis realizados durante la elaboración de la Hoja (Tabla 1), que son escasos dado el número reducido de afloramientos presentes en la misma y sobre todo su estado de alteración, se han utilizado otros análisis de las rocas situadas en la Hoja contigua de Riaño (cuyos resultados se encuentran en la memoria de la misma) y un gran número de análisis de LOESCHKE (*op. cit.*) tanto de este área como de los afloramientos que se continúan hacia el este siguiendo el trazado de la falla de León.

Los análisis obtenidos durante la elaboración de la Hoja han sido realizados por fluorescencia de rayos X, en el caso de los elementos mayores en los Laboratorios del ITGE, y los elementos traza en los Laboratorios de los Servicios Comunes del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Una buena parte de los análisis no entran dentro de los límites

Tabla 1. Relación de análisis químicos de roca total

Muestra	G5-3032	GS-3070	G5-3053	GS-3066
SiO ₂	46,92	47,23	48,31	50,37
Al ₂ O ₃	13,84	10,90	13,19	13,90
Fe ₂ O ₃	8,25	9,42	8,28	9,58
MgO	8,26	13,80	9,73	8,35
MnO	0,13	0,16	0,12	0,17
CaO	6,03	7,78	6,00	7,66
Na ₂ O	3,63	1,51	3,22	2,93
K ₂ O	0,41	0,00	0,15	0,06
TiO ₂	0,83	0,72	0,82	0,93
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,17	0,12
PPC	11,89	8,21	9,81	5,92
Total	100,32	99,81	99,80	99,99
PPM				
RB	28	6	12	12
Sr	426	237	285	305
Ba	254	209	116	149
Nb	8	7	11	7
Zr	127	92	153	113
Y	21	17	21	23
Zn	85	73	78	90
Cu	28	79	52	53
Ni	190	404	275	125
Co	33	45	35	29
Cr	801	1.377	838	752
V	240	271	242	324

comunmente aceptados para su utilización debido a la intensa alteración hidrotermal que afecta a la mayor parte de las rocas del área, pero dada la imposibilidad de disponer de mejores análisis, al menos al nivel superficial actual, se ha procedido a su utilización, advirtiendo de antemano que algunos de los elementos analizados, sobre todo aquellos geoquímicamente móviles, han podido haber sufrido importantes variaciones.

Si consideramos todas las rocas como integrantes de una serie partícipe de una génesis común, destaca en primer lugar la gran variedad de términos que integran este conjunto intrusivo. El diagrama de clasificación geoquímica Q-P de DEBON y LE FORT (1983) pone de manifiesto esta amplia variedad de términos (Fig.26a), clasificándose como gabros, cuarzodioritas, cuarzomonzdioritas, tonalitas, granodioritas y adamellitas. Predominan en todo caso las rocas de composición intermedia, mientras que los gabros son escasos lo que posiblemente se deba —ya que petrográficamente parecen ser más abundantes— a las variaciones que la composición geoquímica de estas rocas ha experimentado con los procesos de alteración que les afecta. En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (*op. cit.*) definen una serie típicamente cafémica que evoluciona desde el dominio hipoaluminoso al peraluminoso y cuyo carácter hipoaluminoso debería ser en principio más marcado si se tiene en cuenta la deriva hacia el dominio aluminoso provocado por las alteraciones antes

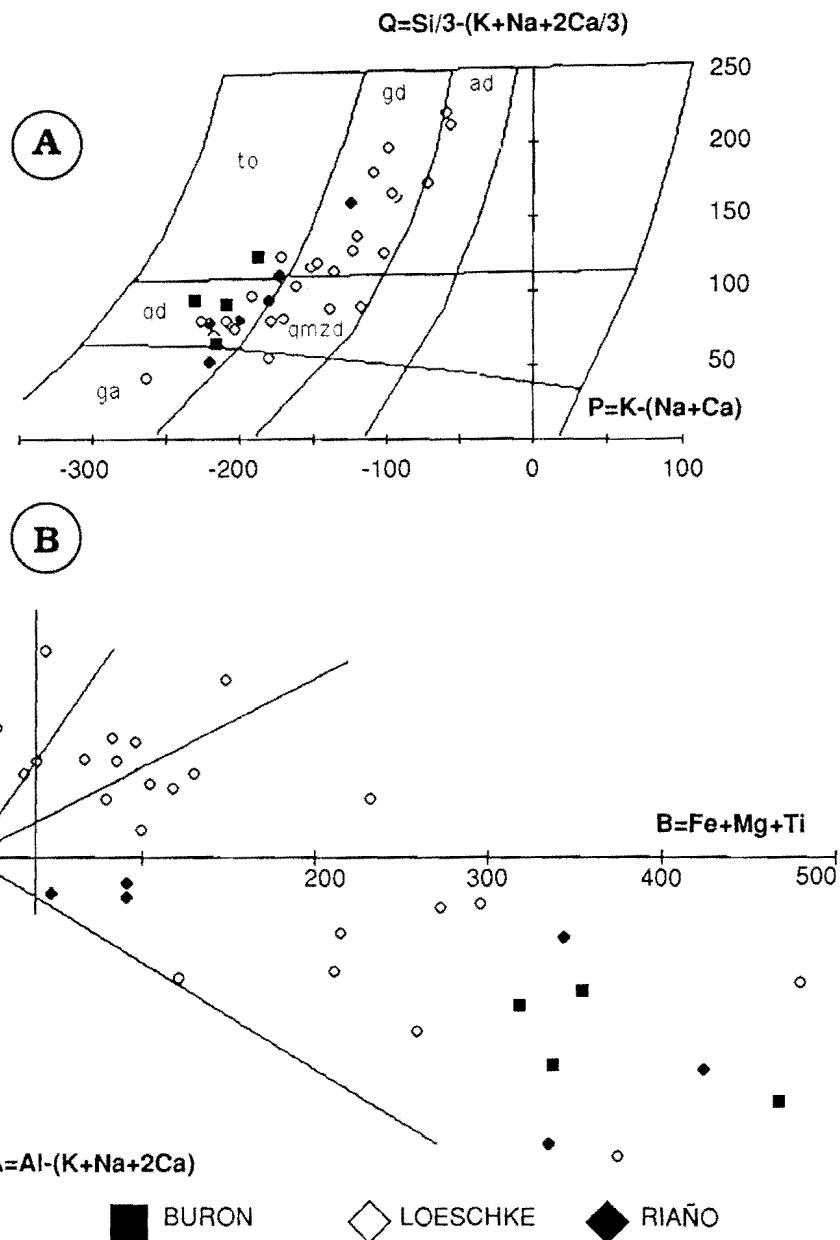


Figura 26. A) Diagrama de clasificación P-Q, y B) diagrama de minerales característicos y tipificación geoquímica A-B, de DEBON y LE FORT (1983). Además de las rocas presentes en las Hojas de Burón y Riaño se han representado análisis de LOESCHKE (1982) correspondientes a diferentes rocas situadas en las proximidades de la falla de León entre las localidades de Burón y Cervera de Pisuerga.

mencionadas (Fig. 26b). Por otra parte, aunque no se ha incluido en esta memoria, en el diagrama Q-B-F de estos mismos autores, constituyen una asociación mesocrática incluso para los términos más evolucionados.

En los diagramas de HARKER (Fig. 27) queda reflejado el amplio espectro de variación en lo que al contenido en sílice se refiere, existiendo desde términos básicos con contenidos de un 45% de SiO_2 hasta términos ácidos cuyo contenido supera el 70%. El comportamiento que muestran los óxidos mayores frente a la sílice es coherente con una evolución por cristalización fraccionada, aunque también existen evidencias que indican la presencia de fenómenos de mezcla, de una serie en la que, aunque no siempre con buenos coeficientes de correlación, TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO y MnO muestran tendencias claramente descendentes con la diferenciación, generalmente más acusadas para los términos básicos e intermedios y menos pendientes en los términos más evolucionados, a excepción del Fe_2O_3 que define una pendiente continua. El K_2O , aunque con mala correlación, muestra una pendiente ascendente y continua; el comportamiento evidenciado por el K_2O resulta coherente con la evolución de una serie calcoalcalina (ORSINI, 1979). Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 describen dos comportamientos diferentes caracterizados por pendientes positivas (aunque en el caso del Na_2O es bastante constante) en los términos básicos e intermedios, las cuales a partir de aproximadamente el 60% de SiO_2 pasan a ser claramente negativas y muy acusadas.

El carácter calcoalcalino de esta serie, queda asimismo perfectamente definido en el diagrama AFM (Fig. 28a) en donde las rocas de la Hoja de Burón analizadas se sitúan entre las menos diferenciadas.

5.3.4. Consideraciones petrogenéticas

Según se desprende de los diagramas de caracterización geoquímica, en la génesis de las rocas presentes en la Hoja de Burón y en general en la UPC, parece evidente la participación predominante de material básico profundo el cual sufre diferentes grados de hibridación o contaminación cortical en su ascenso, dando lugar al amplio espectro composicional que caracteriza a todo el conjunto intrusivo. Por otra parte, es de destacar el solapamiento, en cuanto a químismo se refiere, entre los granitoídes de la UPC y el resto de los presentes en la ZC (Infiesto, Salas-Belmonte), los cuales se separan claramente de los granitoídes de la Zona Asturoccidental-leonesa (a excepción de los de Porcia-Salave que son comparables con los primeros) en los que la participación en su génesis de corteza continental alumínica es probablemente muy marcada y posiblemente sean en un porcentaje muy alto palingénéticos (SUAREZ y CORRETGE, *op. cit.*; CORRETGE y SUAREZ, *op. cit.*).

Se ha tratado de vislumbrar el papel jugado por las rocas de la UPC dentro de un marco geotectónico. Para ello se han proyectado las rocas analizadas junto con otros datos pre-existentes (LOESCHKE, *op. cit.*) en los diagramas $\text{Log } \tau/\text{Log } \sigma$ propuesto por RITTMANN (1973) y $\text{Rb}/\text{Y} + \text{Nb}$, Y/Nb propuestos por PEARCE *et al.* (1984) que de alguna manera persiguen la clasificación de rocas ígneas desde un punto de vista geodinámico. En el primero (Fig. 28b) las muestras se sitúan en el campo de las rocas ígneas correspondientes a cinturones orogénicos y arcos de islas. Esta situación es en cierto modo coincidente con el lugar que ocupan en los diagramas de PEARCE *et al.* (*op. cit.*) (Fig. 28c). No obstante,

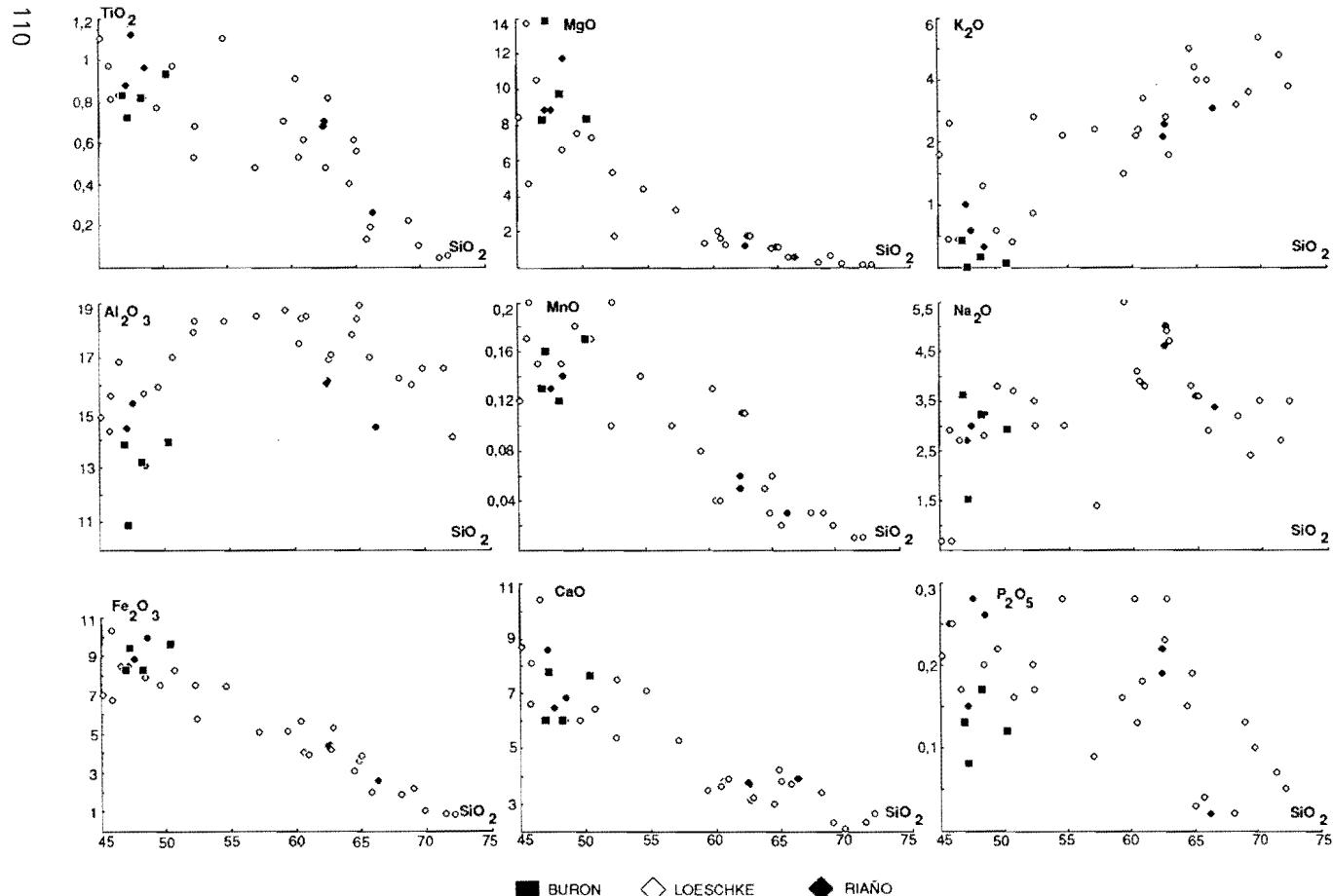
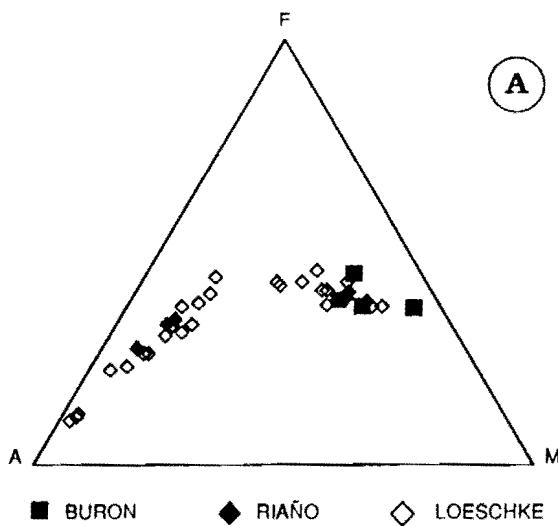
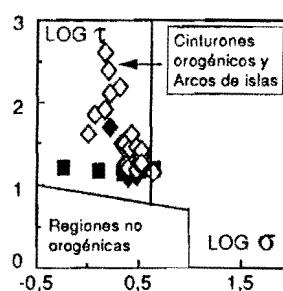
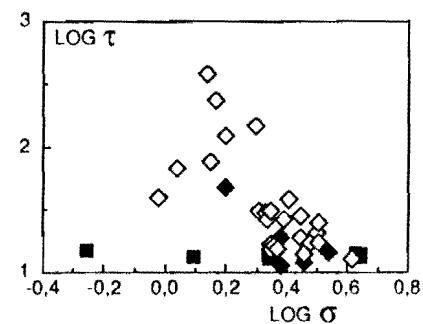


Figura 27. Diagramas de variación de HARKER en los que se representa el comportamiento de los óxidos mayores frente al SiO_2 . Leyenda igual que en la Figura 26.



■ BURON ♦ RIAÑO ◇ LOESCHKE



■ BURON
♦ RIAÑO
◇ LOESCHKE

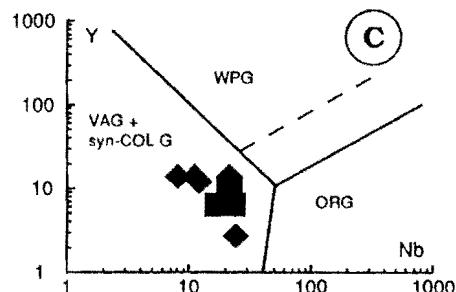
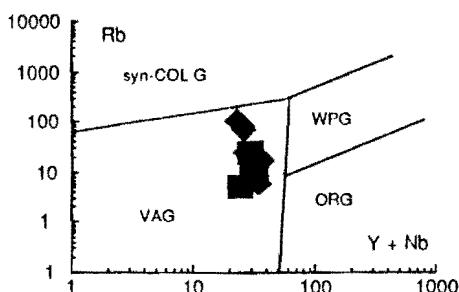


Figura 28. A) Triángulo AFM. B) Diagrama Log t / Log s de RITTMANN (1973). C) Diagramas Rb/ Y+Nb y Y/Nb de PEARCE *et al.* (1984). Leyenda igual que en las figuras anteriores.

y en lo que respecta a elementos traza deben tenerse en cuenta las consideraciones de los autores en lo referente a la ubicación de las rocas post-colisión dentro de los diagramas y a la falta de discriminación de los mismos para dichas rocas.

En este sentido, a escala regional el desarrollo de este magmatismo tardihercínico en la parte más externa de una cordillera de plegamiento, característica de por sí poco común, podría estar relacionado, como proponen RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) y GALLASTEGUI *et al.* (*op. cit.*) con las últimas etapas del cierre del Arco Astúrico a partir del Estefaniense B, en las que los problemas de espacio en el núcleo del Arco, ocupado por la UPC, adquieren gran importancia. En este momento finaliza la tectónica tangencial *thin skinned* y el acortamiento se produce a través de grandes fracturas de desgarre, que en muchos casos aprovechan estructuras anteriores e involucran al basamento (tectónica de *thick skinned*) (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, *op. cit.*). Estas fracturas podrían facilitar el ascenso de los magmas básicos profundos, muy probablemente del manto superior, que sufrirían diferentes grados de contaminación cortical en su ascenso para dar lugar al conjunto intrusivo de la UPC. Esta hipótesis parece coherente con el emplazamiento en condiciones permitidas que caracteriza a la mayor parte de los afloramientos presentes en esta unidad.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos representados en la Hoja pertenecen al Cámbrico Inferior y Medio, correspondientes a la sucesión carbonatada de la Formación Láncara, siendo interpretados estos depósitos como pertenecientes a una plataforma somera homoclinal. En las épocas finales de la deposición de esta formación se produce un período distensivo con la formación de fosas y umbrales, depositándose calizas rojas nodulosas a techo de estos umbrales sumergidos.

El resto de la sedimentación durante el Cámbrico hasta el Arenig (Ordovícico inferior) representa la progradación de sistemas deltaicos trenzados (*braid deltas*) o llanuras deltaicas trenzadas (*braid plain deltas*), correspondiendo los Miembros Genestosa, Adrados y La Barca de la Formación Oville a sedimentos de plataforma marina externa, sedimentos de plataforma interna con secuencias de somerización y sedimentos de ambiente litoral de baja energía sometido a aportes aluviales periódicos (*sheet flood*) respectivamente. El Miembro La Matosa de la Formación Barrios es una continuación de esta secuencia regresiva dominando los depósitos de *sheet flood* sobre los litorales; mientras que los miembros Ligeria y Tanes, representan una secuencia transgresiva existiendo una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de lagoon y éstos a litorales o transicionales.

La ausencia de registro sedimentario desde el Arenig hasta el Devónico Superior en las Unidades del Manto del Ponga y Cuenca Carbonífera Central, revela la existencia de un dilatado período de interrupción de la sedimentación y/o erosión, al que sigue una rápida transgresión marina durante el Devónico Superior, que hace que los depósitos de esta edad se apoyen sobre los del Ordovícico y aún sobre los del Cámbrico en las láminas más

orientales. El origen de este período transgresivo parece estar asociado a un importante cambio en la dirección de los aportes de la cuenca, que pasarían a tener una procedencia occidental a partir de este momento. Este hecho podría estar relacionado con el engrosamiento cortical que las primeras manifestaciones hercínicas producen en sectores más occidentales de la Cadena Variscá (Galicia, Zona Asturoccidental-Leonesa) y el consiguiente reajuste isostático del área ocupada por la Zona Cantábrica que determina el hundimiento generalizado de todo el área y la implantación de condiciones ambientales marinas durante todo el Carbonífero Inferior.

Es de destacar que en la Unidad del Pisuerga-Carrión (unidades del Gildar-Montó y Hormas) el Devónico está representado por depósitos desde el Emsiense al Fameniense en «Facies Palentinas» correspondientes a ambientes más profundos, tranquilos y con menor influencia terrígena que las «Facies Astur-leonesas».

El registro sedimentario durante el Carbonífero inferior revela condiciones de tranquilidad tectónica y escasez de aportes que determinan el depósito de series condensadas de gran extensión lateral en un ambiente de plataforma, somera a veces restringida y/o lagoón. (Formaciones Vegamián y Alba). En los Mantos Palentinos, la presencia de brechas sinsedimentarias de esta edad indica la existencia de paleopendientes probablemente relacionadas con los primeros impulsos tectónicos.

A partir del Namuriense se instala una plataforma carbonatada, a veces con ambientes restringidos, en las áreas ocupadas por el Manto de Ponga y Cuenca Carbonífera Central, y Unidad de Picos de Europa. En la Unidad del Pisuerga-Carrión la sedimentación marina siliciclastica, con presencia de algunos olistolitos calcáreos, indica ya condiciones de sedimentación sinorogénica.

Esta aparente compartimentación de los ambientes sedimentarios, que hace difícil la reconstrucción paleogeográfica original, es fruto de la imbricación de todos ellos en las diferentes láminas alóctonas que se superponen en el territorio de la Hoja de Burón. No obstante, de acuerdo con el modelo evolutivo propuesto por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) el emplazamiento de los Mantos Palentinos se produciría, en un área más meridional a la de su posición actual, durante el Namuriense. Este evento tectónico debe ser contemporáneo con el desarrollo de un «surco de antepaís» en la parte frontal de estos manto y el consiguiente lleno del mismo en condiciones sinorogénicas, así como con el desarrollo de una sedimentación carbonatada en el margen pasivo del antepaís situado más al Norte.

A partir de este momento las condiciones de sedimentación sinorogénica características del lleno de una cuenca de antepaís se generalizan a todas las zonas paleogeográficas representadas en las diferentes láminas alóctonas que componen el área de la Hoja, diferenciándose tanto en cada unidad como entre ellas diversos ambientes deposicionales.

En la Unidad del Pisuerga-Carrión tiene lugar antes del Westfaliense A-Superior el emplazamiento de los Mantos Palentinos como unidades alóctonas desenraizadas y desplazadas por mecanismos gravitacionales hacia el Norte y Noroeste (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, *op. cit.*). La sedimentación sinorogénica esta representada por los depósitos del Grupo Prioro.

El fin del emplazamiento de estos mantos queda evidenciado por el depósito de series

sinorogénicas de base discordante sobre las láminas alóctonas o sobre los sedimentos sinorogénicos, anteriores, de su entorno, a partir de Westfaliense A Sup. o B según las áreas (discordancia «palentina» o de Curavacas). La denudación de los relieves creados al Sur de la Unidad del Pisuerga-Carrión por el engrosamiento cortical contemporáneo origina el depósito de las series sinorogénicas del Grupo Pando (Pando, Curavacas, Lechada, Veja-cernea, Pandetrave...) durante el Westfaliense B, C y D.

En la Unidad del Ponga la sucesión westfaliense representa una megasecuencia de somerización con tránsitos desde facies condensadas en la base, originadas en una cuenca profunda protegida de la entrada de terrígenos, hasta ambientes de plataforma externa y facies deltaicas en el techo. Esta megasecuencia representa la cuña clástica de relleno de un surco de antepaís relacionado con el emplazamiento de unidades estructurales, situadas más al Oeste y Suroeste de la Zona Cantábrica.

En el sector de Lois-Ciguera, de la Cuenca Carbonífera Central, y en la Unidad de Picos de Europa las condiciones sedimentarias corresponden a las de una plataforma carbonatada que permanece hasta el Moscovíense superior, probablemente debido a una posición paleogeográfica lateral, o distal, respectivamente, respecto a las principales salidas de terrígenos.

Durante el Westfaliense D Superior, Cantabriense y Estefaniense A se produce el emplazamiento de las Unidades del Ponga y Cuenca Carbonífera Central, así como de los mantes de Panda, Valdeón y Barruel en la Unidad del Pisuerga-Carrión. Estas unidades tienen un sentido de desplazamiento que varía desde el NE en las más orientales hasta E o SE en las más occidentales. Los depósitos sinorogénicos de esta edad (Maraña, Pontón Valdeón...) presentan a veces una discordancia basal y constituyen varias «cuñas clásticas» con relaciones entre sí, fuertemente discordantes en las proximidades de los cabalgamientos con las que están relacionadas, si bien estas características desaparecen rápidamente hacia el Este, hacia donde decrecen también las potencias de cada cuña. El conjunto forma una megasecuencia de somerización con depósitos cercanos a taludes submarinos (Maraña, Brañas) hasta secuencias deltaicas (Pontón) e incluso fluviales (Valdeón). Cada unidad litoestratigráfica representa una cuña con una geometría similar, pero con el depocentro sucesivamente más adelantado a medida que el manto avanza.

Durante el Estefaniense B se produce el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa hacia el Sur, simultáneamente se desarrollan en el resto de las áreas reapretamientos y reorientaciones de las estructuras previas, generándose otras nuevas, especialmente cabalgamientos y fallas inversas, así como pliegues asimétricos de eje EO. El Grupo Remoña es el sedimento sinorogénico de esta edad.

Los rejuegos tardihercínicos de las fallas de Peñas Matas, Tarna, etc. y el emplazamiento de rocas ígneas con metamorfismo térmico asociado, deben de tener lugar en el Estefaniense terminal o el Pérmico. Por último, la falla de Ventaniella es un accidente que corta a todas las estructuras previas y cuya génesis es difícil de precisar temporalmente, aunque lo más probable es que su edad sea pérmica. Durante la orogénesis alpina todo el conjunto de la Cordillera Cantábrica cobija a los sedimentos cretácicos y miocenos de la Cuenca del Duero; es durante este período cuando se debe producir el rejuego de las grandes fracturas anteriores (León, Ventaniella, etc.) y la estructuración definitiva de las áreas de su entorno.

Fruto de esta actividad lo constituye el levantamiento generalizado de toda la Cordillera Cantábrica con el rejuvenecimiento del relieve, que ha permitido, especialmente durante el Cuaternario, la excavación de los valles y cañones por una red fluvial que, mayoritariamente, corta a las direcciones estructurales hercínicas.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja núm. 80 (Burón) muestra una importante concentración de mineralizaciones de carácter no energético, mientras que la minería energética ligada a la explotación de las cuencas carboníferas, cuantitativamente importante en otras Hojas limítrofes o próximas, ha sido prácticamente nula en esta Hoja. Los inicios de la actividad minera en esta Hoja, al menos con constancia histórica, se remontan a la época romana. Se conservan vestigios de labores auríferas de esta edad al Este de Burón y en el valle de Hormas, en las cuales pudieron haber llegado a ser movilizados unos 50.000 m³ de material (L. C. PEREZ, com. personal). Con posterioridad, se tiene constancia de explotaciones de carácter esporádico a lo largo de todo el valle del Alto Esla durante el siglo XIX y principios del siglo XX (SOLER, 1883; REVILLA, 1906; LACASA, 1929) para el beneficio del antimonio, continuando puntualmente dicha explotación en función de la demanda momentánea y la actividad de otras explotaciones más modernas en los alrededores de la vecina localidad de Riaño, fundamentalmente durante la década de 1950. En ésta década se inició asimismo la explotación de dos yacimientos de fluorita, en las proximidades de Burón, al Sur, y Oseja de Sajambre, al Norte de la Hoja, que se prolongaron hasta la década de 1970. En fechas más próximas, tienen lugar en este marco diversos estudios, algunos de ellos de tipo general, en los que se reseñan con mayor o menor detalle, los distintos indicios mineros de esta zona; de entre éstos podemos citar los trabajos de MARTINEZ GARCIA y TEJERINA (1979), ALONSO HERREIRO (1981) y LUQUE y MARTINEZ GARCIA (1983). Recientemente, la parte Sur de la hoja ha sido objeto de investigaciones para el beneficio de oro, encontrándose en la actualidad prácticamente paralizadas a consecuencia de la entrada en funcionamiento del embalse de Riaño. Con vistas al futuro cabe plantearse la investigación en áreas relativamente alejadas del embalse o por encima del nivel de seguridad de éste, en principio sólo de cara al beneficio de oro, dada la situación actual del mercado y las previsiones a medio plazo.

7.1. INDICIOS Y MINERIA METALICA

Las mineralizaciones reconocidas en esta Hoja se sitúan generalmente y al igual que las rocas ígneas, en el entorno de las grandes fracturas.

El estado del conocimiento actual con respecto a las mineralizaciones reconocidas no permite elaborar modelos de ley-tonelaje, y someramente modelos de probabilidad de aparición; por ello se ha optado por la siguiente clasificación, genético- descriptiva, basada en los metales de interés económico, la litología asociada más característica y su génesis (PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, 1989):

1. Mesoepitermales de As-Sb-Au ligados a rocas subvolcánicas.
2. Mesoepitermales de As-Sb-Pb-Zn-Au-Ag ligados a rocas subvolcánicas.
3. Venas hidrotermales de As-Au.
4. Epitermales de F ligados a rocas carbonatadas.

A continuación se describe sucintamente cada modelo, siguiendo el esquema de COX *et al.*, 1986.

7.1.1. **Mesoepitermales de As-Sb-Au ligados a roca subvolcánica**

Sinónimos aproximados. Zonas de cizalla aurífera, venas de Sb.

Descripción general. Venas y diseminaciones de sulfuros de As y Sb asociados a rocas ígneas de carácter intermedio a básico y tendencia porfídica, que instruyen materiales fundamentalmente siliciclásticos en zonas de cizalla asociadas a interferencias de fracturas tardiorogénicas.

Localización. Se han reconocido en total 12 mineralizaciones de esta tipología, localizadas de Oeste a Este del siguiente modo: 2 al Norte y Oeste de Maraña (1 km aprox.); 1 en el valle de Pedrollo, a 3 km de Liegos; 8 entre Burón y el Puente de Torteros, de ellas 3 en la vertiente NE, y 5 en la vertiente SE; y 1 a 2,5 km aproximadamente al N de Barniedo de la Reina, en la vertiente NE del arollo de la Guspiada.

Referencias generales y locales. BONNEMaison y MARCOUX, 1987, 1990; GUTIERREZ VILLARIAS *et al.* (1988); PANIAGUA *et al.* (1988, 1989); PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA (1989); PANIAGUA (1990).

Entorno geológico

Rocas asociadas. Series sedimentarias o metasedimentarias fundamentalmente siliciclásticas, con escasos carbonatos, a menudo alóctonos, intruidas por diques y sills de dioritas, cuarzodioritas, gabrodioritas y cuarzogabros fundamentalmente, de carácter microporfídico y en general fuertemente metasomatizadas. El grado de metamorfismo varía desde inexistente a facies de esquistos verdes.

Edad. El encajante metasedimentario es de edad Westfaliense-Cantabriense. Las mineralizaciones pueden tener cualquier edad necesariamente posterior, probablemente Estefanense o Pérmico.

Ambiente deposicional. La mineralización se deposita a raíz de la actividad hidrotermal sin y post-intrusión.

Situación tectónica. Zonas de cizalla dúctil a frágil en el área de interferencia de los sistemas de fracturas profundas de León (E-W), Ventaniella y Tarna (NW-SE), San Pelayo y del Yuso (NE-SW). También se localiza en estructuras previas, tales como cabalgamientos, que han sido rejugados posteriormente por estas fracturas.

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Pb- Zn-Au-Ag; venas de As-Au; epitermales de Cu-As-Sb; epitermales de Hg y As; epitermales de F.

Descripción del yacimiento

Mineralogía. Paragénesis precoz formada por pirita y arsenopirita con Au en solución sólida, y como accesorios gudmundita o arsenopirita antimonífera. Relictos ocasionales de pirrotina y espinelas cromoferríferas. Presencia de rutilo y relictos de ilmenita y titanita. Paragénesis intermedia formada por berthierita, y como accesorios, esfalerita, jamesonita y boulangerita, calcopirita y tennantita muy escasos. Paragénesis tardía con estibina dominante, acompañada de pirita, greigita y sulfosales de Pb-Sb, fundamentalmente zinkenita, semseyita, plagionita y boulangerita. Localmente aparece calcostibita y bournonita. Presencia ocasional de rejalar, getchellita y oropimente. Presencia de oro nativo y aurostibita ligados a las paragénesis intermedia y tardía, en general muy escasos. Raramente se observa fluorita y barita con carácter terminal.

Textura y estructura. La paragénesis precoz forma diseminaciones de agregados de cristales idiomórficos de grano fino a muy fino en el encajante ígneo fundamentalmente, aunque en ocasiones se presentan diseminaciones de pirita dominante en pizarras del encajante en el contacto con la roca ígnea. La distribución de la mena está fuertemente controlada por el desarrollo de cizalla local en el intrusivo. La paragénesis intermedia forma diseminaciones y venillas en el contacto entre el intrusivo alterado y las fracturas más tardías. La paragénesis tardía ocupa el núcleo de bolsas y la zona central de venas y fracturas abiertas que atraviesan el intrusivo alterado, y muy raramente el encajante pelítico.

Alteración. Propilitización de la roca ígnea (paragénesis de cuarzo + clorita + talco + sericita + carbonatos), que aumenta en intensidad con el desarrollo de la paragénesis precoz. Silicificación y carbonatización en las fracturas tardías, con formación de cuarzo + ankerita (localmente siderita o dolomita ferrífera), y posteriormente de cuarzo + calcita. Grafitización esporádica en las pizarras. Oxidación supergénica de la mena, poco potente pero muy llamativa, dando lugar a la formación de ocres de arsénico y antimonio.

Controles de la mena. El control litológico esencial es la roca ígnea propilitizada; las pizarras, argilitizadas en el contacto, actúan normalmente como pantalla relativa; localmente la presencia de olistolitos calcáreos representa un segundo control deposicional. El control estructural más significativo es la presencia generalizada de fracturas abiertas, subverticales las más importantes, que interfieren entre sí generando alternativamente zonas de brechificación o de cizalla semidúctil, muy favorables para la precipitación del stock metálico.

Rasgos geoquímicos característicos. El As y el Sb alcanzan valores variables entre menos de 1% y más de 10%. El Au oscila entre 0,1 y 4 ppm, siendo generalmente $>1,5$ ppm; existe una correlación positiva muy marcada entre Au y As, no observándose correlación entre Au y Sb. El Pb puede alcanzar localmente valores superiores a 0,1% situándose normalmente por debajo de 100 ppm. Cu y Zn están presentes generalmente a nivel de trazas, superando raramente las 500 ppm. La relación Au:Ag oscila entre 1 y 0,1. Un rasgo muy significativo es la ausencia de Hg en la geoquímica de este tipo de yacimientos. Mo y Bi presentan anomalías puntuales y poco significativas.

Condiciones físico-químicas de formación. El análisis paragenético, de inclusiones fluidas, y la geotermobarometría derivada de las variaciones composicionales en fases características de la paragénesis permite deducir las siguientes condiciones de formación: durante el estadio precoz la mena se depositó a temperaturas que oscilaron entre 200 y 350°C, pero generalmente no superiores a 280°C, a presiones generalmente inferiores a 2 kbar, en condiciones de fugacidad de S₂ alta ($-14 > \log aS_2 > -10$) derivada de la presencia de materia orgánica en las rocas a escala regional, pH neutro o ligeramente ácido, log aO₂ controlada en su límite inferior por el equilibrio pirita-pirrotina y en su límite superior por el equilibrio hematites- magnetita. Estas condiciones evolucionan a temperaturas entre 120 y 240°C, con un máximo a 180-190°C, presiones menores de 500 bares, fugacidad de S₂ igualmente alta. La ausencia de Hg se podría explicar por fraccionación de éste en la fase gaseosa durante una ebullición (SPYCHER y REED, 1989), mientras el Sb permanece en la fase líquida, y precipita por acidificación posterior. Las zonas más distales de los yacimientos, generalmente más ricas en sulfosales, se ligan a condiciones de más baja temperatura. El esquema se completaría con una zona enriquecida en Hg. Esta zona debe necesariamente estar erosionada, por ser la más superficial. Mineralizaciones de Hg en relación con las de As-Sb-Au son observables en las hojas limítrofes, confirmando esta hipótesis.

7.1.2. **Mesoepitermales de As-Sb-Pb-Zn-Au-Ag ligados a rocas subvolcánicas**

Sinónimos aproximados. Venas polimetálicas.

Descripción general. Venas y diseminaciones de sulfuros y sulfosales de As, Sb, Pb, Zn, Cu, Ag, Hg, en rocas ígneas de carácter intermedio a básico y tendencia porfídica, que intruyen materiales carbonatados y siliciclásticos, con predominio de los primeros, en entornos similares al tipo anterior.

Localización. Se han reconocido hasta la fecha seis indicios de este tipo, localizadas al Noroeste del antiguo emplazamiento de Escaro, en el Pico del Cuervo (2) y al Sur y Suroeste de la mencionada localidad, en la vertiente opuesta del embalse (4).

Referencias generales y locales. BONNEMAISON y MARCOUX, 1987, 1990; GUTIERREZ VILLARIAS *et al.* (1988); PANIAGUA *et al.* (1989); PANIAGUA y RODRIGUEZ PEVIDA, (1989); PANIAGUA, (1990).

Entorno geológico

Rocas asociadas. Rocas sedimentarias fundamentalmente carbonatadas, aunque también pueden aparecer en materiales detriticos y pelíticos en su vecindad. Rocas ígneas hipoabiales de afiliación similar a las relacionadas con el modelo anterior.

Edad. El encajante carbonatado puede variar en edad de Namuriense a Cantabriense. La mineralización puede tener cualquier edad posterior, supuestamente Estefaniense o Pérmica.

Ambiente deposicional. La mineralización precipita como resultado de la actividad hidroter-

mal ligada a los intrusivos, o posterior a su emplazamiento. El encajante carbonatado es un fuerte condicionante del depósito.

Situación tectónica. Similar al texto

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Au, venas de Au-As, epitermales de Cu-As-Sb, epitermales de Hg y As.

Descripción del yacimiento

Mineralogía. Paragénesis precoz similar al tipo 1, formada por pirita y arsenopirita con Au en solución sólida, con gudmundita ocasional. La paragénesis del estadio intermedio está formada esencialmente por sulfosales de Cu-Pb-Ag-Sb, pirita, berthierita y esfalerita, con presencia ocasional de calcopirita, tennantita, estannoidita, mawsonita, molibdenita, livingstonita, oro nativo y aurostibita. La paragénesis tardía está formada esencialmente por sulfosales de Pb-Sb, estibina y pirita, y con carácter accesorio oro nativo o electrum, aurostibita, rejalar, oropimente y getchellita. Localmente se observan fluorita y barita, escasas y muy tardías.

Textura y estructura. La paragénesis precoz forma agregados microcristalinos de grano fino a muy fino, concentrada fundamentalmente en los cuerpos ígneos, aunque se observa también en el encajante carbonatado, pudiendo ser abundante y con leyes de oro importantes. La paragénesis tardía se desarrolla en forma de bolsas, venas, diseminaciones y relleno de zonas brechificadas, con predominio del encajante carbonatado. La paragénesis intermedia es escasa y se desarrolla indistintamente en ambas litologías, reemplazando a la mineralización precoz o en forma de diseminaciones o pequeñas bolsas.

Alteración. Propilitización de la roca ígnea. Silicificación posterior sobreimpuesta a la roca ígnea propilitizada y al encajante. Decarbonatización del encajante carbonatado, con dolomitización y calcitización más tardías. Carbonatización del encajante siliciclástico. Alteración supergénica no muy profunda, pero evidente, con formación de ocres de antimonio, malaquita, óxidos de hierro, etc.

Controles de la mena. La roca ígnea ejerce un control litológico preferencial sobre la paragénesis precoz, mientras el encajante carbonatado controla la paragénesis tardía. El control estructural es el mismo del tipo 1, con predominio de brechificación en el encajante carbonatado.

Rasgos geoquímicos característicos. El As y el Sb oscilan dentro de los mismos intervalos que para el tipo 1. El Pb y el Zn están en un orden de magnitud por encima de los valores observados en los mesoepitermales de As-Sb-Au, superando el Pb valores del 5% en ocasiones, mientras el Zn se mantiene entre el 0,1 y el 1%. El Cu se mantiene en general por debajo del 0,1%, aunque localmente supera el 0,5%. Au y Ag se correlacionan inversamente entre sí. El Au se correlaciona con el As, mientras Ag muestra buena correlación con Pb. Los valores máximos de Au oscilan entre 1 y 2 ppm, mientras que Ag alcanza valores de 50 ppm. La relación Au:Ag oscila entre 1:10 y 1:100. El Sn alcanza localmente valores superiores al 1%, aunque generalmente está dos órdenes de magnitud por debajo

de ese valor. Un dato significativo es la presencia de Hg como elemento menor, generalmente por debajo de 100 ppm. Los rangos y distribución de Mo y Bi son similares al tipo 1.

Condiciones fisicoquímicas de formación. Las condiciones de P y T son relativamente similares a las del tipo 1. La diferencia fundamental estriba en que la presencia del encajante carbonatado, mecánicamente frágil y químicamente más reactivo que los materiales siliciclásticos, incide en un decrecimiento de presión y temperatura más brusco, así como en una mayor alcalinización del fluido, que resulta en una importante telescopación de zonas, con aumento de la complejidad geoquímica y mineralógica a nivel local, como muestra la presencia de Hg y Sn en concentraciones significativas.

7.1.3. **Venas hidrotermales de As-Au**

Sinónimos aproximados. Filones de cuarzo aurífero, venas auríferas pobres en sulfuros, brechas auríferas.

Descripción general. Fracturas, zonas de cizalla, zonas brechificadas o milonitizadas, de disposición subvertical y extensión hectométrica a kilométrica, llenas de cuarzo holocrystalino y escasos sulfuros, con arsenopirita dominante, en sucesiones de materiales siliciclásticos, dominanteamente pelíticos o metapelíticos.

Localización. Se han reconocido dos indicios de esta tipología, uno al norte de Barniedo de la Reina, en la vertiente Suroeste del arroyo de la Guspiada, y otro en la cabecera del valle de Hormas, al Este de Escaro.

Referencias generales y locales. BONNEMAISON, 1986; BONNEMAISON, y MARCOUX, 1987, 1990; PANIAGUA *et al.*, 1989; PANIAGUA, 1990.

Entorno geológico

Rocas asociadas. Areniscas, conglomerados y pelitas o metapelitas.

Edad. En esta Hoja el encajante es de edad Westfaliense. La mineralización es posterior.

Ambiente deposicional. Estos yacimientos son un producto de la actividad hidrotermal ligada a zonas de cizalla profunda.

Situación tectónica. Similar a los tipos 1 y 2. Las diferencias fundamentales se relacionan con la influencia de la litología encajante.

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Au, venas polimetálicas, epitermales de Cu-As.

Descripción del yacimiento

Mineralogía. En general es muy simple. Estadio precoz dominante formado por arsenopirita asociada generalmente a pirita, con pirrotina escasa o ausente, y Illingita ocasional, en

ganga de cuarzo, sericitas o arcillas del grupo de la caolinita (normalmente dickita). Puede haber Au en solución sólida, ligado fundamentalmente a los últimos episodios de cristalización de la arsenopirita, pero comúnmente es más tardío y aparece en forma de oro libre o electrum. Los sulfuros tardíos, cuando aparecen, son escasos. Fundamentalmente aparece esfalerita, tennantita o tetraedrita, calcopirita escasa, berthierita, estibina y boulangerita.

Textura y estructura. La mineralización se presenta en drusas, geodas y en general rellenando brechas y fisuras, en agregados de cristales de grano grueso a muy grueso, con tendencia idiomórfica pronunciada.

Alteración. Básicamente silicificación. El cuarzo constituye entre el 90 y el 100% de la ganga. Se acompaña de menor sericitización o argilitización, muy raramente carbonatización.

Controles de la mena. El control litológico está esencialmente formado por rocas detríticas y pelíticas, de lo que deriva el predominio de la silicificación sobre cualquier otro tipo de alteración. Lo fundamental es el control estructural, relacionado con zonas de cizalla profunda que dan lugar a filones de cuarzo de extensión plurikilométrica, localmente con fuerte contenido aurífero.

Rasgos geoquímicos característicos. El único destacable es la presencia de anomalías de As y Au. El Au es en general superior a 1 ppm, siendo localmente superior a 20 ppm. Los demás elementos están normalmente presentes en dos a cuatro órdenes de magnitud por debajo de la concentración de As, siendo en cualquier caso subeconómicos.

Condiciones físico-químicas de formación. La temperatura de formación de estos yacimientos oscila entre 200 y 350°C, manteniéndose la presión entre 0,5 y 2 kbar, con fugacidades de S₂ y O₂ dentro del mismo orden que en los casos anteriores, o ligeramente inferior para el S. El enfriamiento se produce más lentamente que en los casos anteriores, y comúnmente sin ebullición, lo que genera una progresiva acidificación del medio, debido a las menores variaciones en la presión de confinamiento y temperatura a lo largo del circuito convectivo.

7.1.4. Epitermales de fluorita ligados a rocas carbonatadas

Sinónimos aproximados. Venas de fluorita, fluorita diseminada, yacimientos apalachenses de fluorita.

Descripción general. Venas, filones, bolsas y diseminaciones de fluorita acompañada de barita, cuarzo, dolomita y calcita, con escasos sulfuros, asociadas a fracturas subverticales en rocas carbonatadas.

Localización. Se han reconocido tres yacimientos de esta afiliación, el primero al noroeste de la Hoja, en el collado de Llaete, 3 km al oeste de Pío de Sajambre (mina Americana). El segundo se localiza en una cueva en las proximidades de Soto de Sajambre en la vertiente suroeste del río Agera; mientras que el tercero y último se sitúa a 1 km al NO de Burón, junto a la carretera en dirección al Puerto de Tarna.

Referencias generales y locales. LAZNICKA (1985); GARCIA IGLESIAS (1972); LOREDO (1981); LOREDO *et al.* (1984).

Entorno geológico

Rocas asociadas. En general, rocas carbonatadas oscuras de la Formación Barcaliente, muy ricas en materia orgánica. En Burón el encajante es un nivel olistolítico de esta formación incluido dentro del Grupo Maraña.

Edad. El encajante es de edad Namuriense, pero dada la posición paragenética de la fluorita respecto de la sucesión paragenética en los yacimientos a escala regional, la mineralización debe ser muy posterior.

Ambiente deposicional. Estas mineralizaciones han precipitado a partir de soluciones hidrotermales de muy baja temperatura, en zonas fuertemente tectonizadas.

Situación tectónica. Zonas de fractura frágil con alta permeabilidad efectiva, en áreas próximas a fallas tardías profundas (Tarna y Ventaniella) para el caso del yacimiento de Burón o estructuras previas rejugadas durante este mismo período (Cabalgamiento de Peña Ten), en los otros casos.

Mineralizaciones asociadas. Mesoepitermales de As-Sb-Au, Mesoepitermales de As-Sb-Pb-Zn-Au-Ag, epitermales de Cu-Pb-Zn, epitermales de Hg.

Descripción del yacimiento

Mineralogía. En general un estadio deposicional dominante, con fluorita, cuarzo, barita, calcita y dolomita. Como accesorios pueden aparecer grafito y diversos sulfuros, sobre todo pirita, calcopirita, tetraedrita, esfalerita, bornita, covellina, calcosina y más raramente, estibina, cinabrio y sulfosales de Pb-Sb.

Textura y estructura. La mineralización reemplaza amplias zonas de la roca calcárea encajante, rellena zonas de brechificación y cavidades endokársticas, formando drusas, geodas y en general agregados holocrystalinos con una fuerte tendencia al idiomorfismo.

Alteración. Silicificación dominante en general, que suele ir precedida de decalcificación y dolomitización de la roca encajante. Calcitización tardía, argilitización en las zonas más fracturadas, grafitización esporádica.

Controles de la mena. Niveles carbonatados en áreas fuertemente mecanizadas, próximas a fracturas importantes.

Rasgos geoquímicos característicos. Fuertes anomalías en F y Ba, sin otro rasgo característico. Anomalías débiles a residuales en Cu, Pb, Zn, As, Sb y Hg. No se observa presencia de metales preciosos.

Condiciones fisicoquímicas de formación. Estas mineralizaciones derivan de la precipitación a temperaturas bajas, de 90 a 140° C, y presiones hidrostáticas en condiciones subsuper-

ficiales, de fluidos hidrotermales muy mezclados, y ya empobrecidos en metales; como lo demuestra la presencia en estos de SH_2 , CO_2 y S elemental. Las anomalías residuales normalmente responden al patrón de los yacimientos metálicos vecinos, aunque muy empobrecidos.

7.2. MINERIA ENERGETICA

Dentro del marco de esta Hoja no se ha realizado ninguna explotación de carbón, aunque si existen dos pequeñas calicatas o indicios situados en el Grupo Valdeón (Cantabriense-Barrueliense), único que por sus facies es susceptible de contener capas de carbón de cierta importancia. El primero de estos indicios se sitúa al N de Posada de Valdeón en la margen izquierda del río Cares; se trata de un carbonero que en superficie presenta entre 0,50-0,70 m de espesor y que sólo ha podido ser reconocido en ese punto merced a una pequeña calicata realizada recientemente, encontrándose en el resto de la zona muy cubierto por vegetación. El segundo indicio se sitúa en los conglomerados basales del Grupo Valdeón y no ha podido ser localizado, aunque parece ser que existe una labor antigua, situada, sin más precisiones, en el arroyo del Joyo afluente por la derecha del río Sella, al que se accede desde la carretera N- 637.

7.3. ROCAS INDUSTRIALES

Unicamente han sido explotadas las calizas, bien como canteras para áridos, bien como calizas ornamentales, denominadas antiguamente mármoles rojos, negros y azulados. Otras pequeñas canteras, cercanas a los pueblos y vías de comunicación, se han utilizado desde antiguo para materiales de construcción y obras públicas. Actualmente sólo se tiene conocimiento de una explotación de «marmol rojo» entre las localidades de Oseja de Sajambre y Pío de Sajambre, en las calizas rojas nodulosas de la Formación Alba.

Ciertas intrusiones ígneas presentan texturas y características físicas que las hacen propicias para su uso como rocas ornamentales, aunque, de momento, su reducido tamaño y su difícil accesibilidad hace que no hayan sido explotadas como tales.

Aun habiéndose explotado en algunos puntos las arenas fluviales, éstas no son idóneas para su utilización por tratarse de sedimentos fluviales muy poco maduros.

8. HIDROGEOLOGIA

El clima en esta zona de la montaña astur-leonesa está influido por la proximidad al mar, factor que, junto con su elevada altitud media (cerca de 1.500 m.s.m.), condiciona su pluviometría y termometría. Todo ello ocasiona unas precipitaciones medias que alcanzan cantidades en torno a los 1.500 mm, distribuidos durante 150 días a lo largo del año, y temperaturas medias que oscilan entre los 8-10°C.

La hidrogeología de esta Hoja se caracteriza por la presencia de una importante unidad

acuífera situada al N y NE de la Hoja, constituida por materiales calcáreos del Carbonífero, correspondientes a las formaciones Barcaliente, Valdeteja y Picos de Europa. A esta unidad se le denomina subsistema 3-B o Unidad de los Picos de Europa y se halla incluida dentro del Sistema Acuífero núm. 3 correspondiente a la Caliza de Montaña Cántabro-Astur (IGME, 1984). La porosidad y permeabilidad de los materiales que forman este acuífero se deben fundamentalmente a los procesos de fracturación y karstificación, que afectan a esta potente serie calcárea. Además, los fuertes buzamientos y el apilamiento en escamas sucesivas, con planos de cabalgamiento subparalelos a la estratificación contribuyen a incrementar su espesor. Este acuífero presenta una rápida respuesta a las lluvias, efectuando su descarga a través de los numerosos manantiales que, principalmente en la zona de Picos de Europa, alimentan a los ríos más importantes de este sector de la Cuenca Norte, como son el Sella y el Cares. Las reservas evaluadas hasta una profundidad de 100 m. bajo la cota actual de los manantiales se estiman en 400 Hm³, considerando una porosidad eficaz del 1 %, en las calizas.

Los límites de esta unidad los constituyen otras formaciones carboníferas, en cuya composición dominan los conglomerados, areniscas y lutitas, que se extienden hacia el SE de la Hoja. En dichas formaciones la circulación hidrológica se reduce a las zonas fracturadas, dada la escasa porosidad de estos materiales.

En los sectores E y S de la Hoja pueden encontrarse algunas formaciones pre-carboníferas con posibilidades de comportarse como acuíferos localmente. Este es el caso de la Cuarcita de Barrios, cuya permeabilidad se debe a la fracturación y diaclasado que presentan. Esta formación se halla en contacto mediante fracturas con algunos niveles del acuífero kárstico descrito anteriormente lo que facilita la comunicación hidráulica entre ambas unidades. La infiltración de agua a través de fracturas y planos de cabalgamiento da lugar a la formación de manantiales, generalmente de pequeño caudal, aunque, en ocasiones, resultan interesantes por la composición química de sus aguas, como es el caso del manantial ferroginoso existente en el casco urbano de Búrón.

El drenaje de la vertiente S (Cuenca del Duero) presenta menor complejidad que en la N, debido a la naturaleza y disposición estructural de los materiales, sin embargo, las corrientes fluviales llevan mayores caudales en su curso alto que en el caso anterior, ya que reciben los aportes de una amplia zona en la que la escorrentía superficial es prácticamente continua durante todo el año. Este es el caso de los ríos Esla y Yuso, afluente del primero, cuyos nacimientos se sitúan en los acuíferos kársticos de las formaciones calcáreas carboníferas, en la mitad de la Hoja y constituyen las principales fuentes de alimentación para el embalse de Riaño.

En toda la extensión de la Hoja existen formaciones superficiales cuaternarias susceptibles de comportarse como acuíferos libres. Tal es el caso de las llanuras aluviales y terrazas de los principales ríos y arroyos, y de los coluviones, depósitos glaciares, fluvio-glaciares y morrenas; que rellenan los valles. De todos ellos conviene destacar por su amplitud la llanura de inundación del río Esla, que presenta un nivel de terraza y una anchura suficiente para la extracción de caudales importantes de sus aguas subáreas, mediante pozos ordinarios o con drenes radiales. El aprovechamiento de estos recursos, así como de los restantes recursos hidrogeológicos de la región estudiada, no se efectúa debido a la disponibilidad de una escorrentía superficial regulada mediante obras hidráulicas para la producción de energía hidroeléctrica.

9. BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, J. E.; FRENZEL, H. N.; RHODES, M. L., y JOHNSON D. P. (1985): Starved Pennsylvanian Midland Basin. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 35, págs. 2600-2607.
- ADRICHEN BOOGAERT, H. A. van. (1967): Devonian and lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, págs. 129-192.
- ADRICHEN BOOGAERT, H. A. van; BREIMER, A.; KRANS, TH. F., y SJERP, N. (1963): A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of León, Spain), *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. 70, págs. 131-135.
- ALONSO, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Tesis de Doctorado, Univ. de Oviedo, 212 págs.
- ALONSO, J. L. (1987): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica. NO de España)*. Diputación Provincial de León. Instituto Fray Bernardino de Sahagún, págs. 1-275.
- ALONSO, J. L. y RODRÍGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983): Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica. NO de España). Significado orogénico. *C. R. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Madrid. IGME. págs. 533-540.
- ALONSO HERRERO, E. (1981): Estudio geológico de la zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, 43-44, 30 págs.
- ALONSO HERRERO, E. (1987): *Inventariación, análisis y evaluación integrada del medio natural en la Comarca de Riaño*. León. Tesis doctoral. Inédita. Facultad de Biología. Univ. de León. 618 págs.
- ALONSO HERRERO, E. (1987): Huellas del glaciarismo cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1-4, págs. 49-60.
- ALONSO OTERO, F.; ARENILLAS PARRA, M., y SÁENZ RIDRUEJO, C. (1981): La morfología glaciar en las montañas de Castilla La Vieja y León. *Actas I Cong. Geog. de Castilla y León*. Burgos, págs. 23-34.
- ALVAREZ MARRÓN, J. (1985): Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 15, págs. 189-202.
- ALVAREZ MARRÓN, J. (1989): *La estructura geológica de la Región del Ponga* (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. 223 págs. (Inédita).
- ALVAREZ-MARRÓN, J., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1988): Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, 77/2, págs. 539-550.
- ALLER, J. (1986). *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio. 180 págs.

- AMBROSE, T.; CARBALLEIRA, J.; LÓPEZ RICO, J., y WAGNER, R. H. (1984): *Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 107 (Barrelo de Santullán)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, 113 págs.
- ARAMBURU, C. (1987). Descubrimiento de Graptolitos arenigenses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 221-223.
- ARAMBURU, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. Tomo I, 531 págs. (inédita).
- ARAMBURU, C.; GALLASTEGUI, G.; SUÁREZ, O.; CORRETGE, L. G.; BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): El vulcanismo Cambro-Ordovícico en la Zona Cantábrica. *Resúmenes X Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular: Paleovulcanismo en el Macizo Hespérico*. O Castro-A Coruña, págs. 49-51.
- ARAMBURU, C., y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1984): Cambro- Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain. *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Abstracts*, Marseille, págs. 30-31.
- ARAMBURU, C., y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, págs. 11-13.
- ARBIZU, M. (1985): Trilobites Phacopinae de la Formación Vidiñeros, en el área de Gildar-Montó (León, NO de España) y su distribución estratigráfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, págs. 65-75.
- ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MONTESINOS, J. R. (1986): La edad de la Formación Murcia en el Dominio Palentino (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Paleont. Evol.*, 20, págs. 87-91.
- ARENILLAS PARRA, M., y ALONSO OTERO, F. (1981): La morfología glaciar del Mampodre (León). *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat. (Geol.)*, 79, págs. 53-62.
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH. (1975): Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de L'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, págs. 139-171.
- BAHAMONDE, J. R. (1985): *Estratigrafía y sedimentología de la Fm. Beleño en la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo documental del IGME. 57 págs.
- BAHAMONDE, J. R.; BARBA, P., y COLMENERO, J. R. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito (Manto del Ponga) en la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo documental del IGME. 57 págs.
- BARBA, P.; HEREDIA, N., y VILLA, E. (*in litt.*): Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central), NO de España. *Rev. Soc. Geol. España*.
- BALDWIN, C. T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In: T.P. CRIMES y J. C. HARPER, *Trace fossils 2. Geol. Jour. Spec. Iss.*, 9, págs. 9-40.

- BANKS, C. J., y WARBURTON, J. (1986): Passive roof duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman Mountain belts, Pakistan. *J. Struc. Geol.*, 8,3, págs. 229-238.
- BARROIS, C. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 págs.
- BASTIDA, J., y CASTRO, S. (1988): Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 17, págs. 67-85.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Bol. Inst. Geol. Min. España*. XCV- VI, págs. 517-739.
- BAYLON-MISIÓN, J. I., y FLOR, G. (1987): *El glaciarismo de la zona de los puertos de Aliva*. Guía de la excursión pre- Reunión de la VII Reunión sobre el Cuaternario de la AEQUA. Santander.
- BECKER, G. (1983): Ostracoden-Faunen thringister Proveniez aus dem Karbon des Kantabrischen gebirges (N-Spanien). *Z. dtsch. geol. Ges.* 135, págs. 317-324.
- BINNEKAMP, J. G. (1965): Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, págs. 1-62.
- BLESS, M. J. M., y WINKLER PRINS, C. F. (1973): Paleoecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N. Spain). *C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld*. N.2, págs. 129-138.
- BONNEMaison, M. (1986): Les filons de quartz aurifère: un cas particulier de shear zone aurifère. *Chron. Rech. Min.* 482, págs. 55-66.
- BONNEMaison, M., y MARCOUX, E. (1987): Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien franais. *Chron. Rech. Min.*, 488, págs. 29-42.
- BONNEMaison, M., y MARCOUX, E. (1990): Auriferous mineralization in some shear-zones: a three-stage model of metallogenesis. *Mineral. Deposita*. 25-2, págs. 96-104.
- BOSCH, W. J. van den (1969): Geology of the Luna-Sil- Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, págs. 137-225.
- BOSCHMA, D. (1968): Provisional geological map of the southern Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 43: págs. 217-220.
- BOSCHMA, D., y STAALDUINEN, C. L. van. (1968): Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 221-232.
- BOWMAN, M. B. J. (1980): *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield. (Inédita).

- BOWMAN, M. B. J. (1982): The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/ Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, págs. 23-35.
- BOYER, S. E., y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, págs. 1196-1230.
- BROUWER, A. (1964): Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Ast.*, VIII (1- 4), págs. 3-10.
- BROUWER, A., y GINKEL, A. C. van. (1964): La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. V Congr. Strat. Geol. Carb.*, París 1963, 1, págs. 307-319.
- BUDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964): Zur Frage von sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirgen (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.* 7, págs. 414-429.
- BUTLER, R. W. H. (1982): The terminology of structures in thrust belts, *Jour. Struct. Geol.*, 4, págs. 239-245.
- COLMENERO, J. R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- COLMENERO, J. R. (1984): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Cuenca Astur-Leonesa)*. I.G.A. Univ. de Oviedo. (Inédito).
- COLMENERO, J. R.; AGUEDA, J. A.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I.; BAHAMONDE, J. R., y BARBA, P. (1988a): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, N-W Spain. In: NEMEC y STEEL (eds). *Fan-Deltas. Sedimentology and tectonic settings*, Blackie Glasgow, págs. 267-285.
- COLMENERO, J. R., y BAHAMONDE, J. R. (1986): Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Cuenca estefaniense de Sebarga (Región de Mantos, Z. Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 16, págs. 103-119.
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P., y VERA, C. (1988b): *Informe estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente para la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) a escala 1:50.000*. Fondo Documental del I.T.G.E. 93 págs.
- COMTE, P. (1937): La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, págs. 604-606
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne). *71^{ème} Congr. Soc. Sav. Nice*, págs. 181-183.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillre Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. 60, 440 págs.
- COOPER, M. A. (1981): The internal geometry of nappes: criteria for models of emplacements. In Mc CLAY, K. R. and PRICE, N. J. (eds.) *Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society Special Publication* 9, Belfast, págs. 225-235.

- CORRETGE, L. G.; CIENFUEGOS, I.; CUESTA, A.; GALÁN, G.; MONTERO, P.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S.; SUÁREZ, O., y VILLA, L. (1987): Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). *Actas e Comunicaes, IX Reunio sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Mem. Univ. Porto, 1, págs. 469-498.
- CORRETGE, L. G.; GONZÁLEZ-MONTERO, M. P., y SUÁREZ, O. (1988): Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del skarn de Carracedo (Palencia, España). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11-1, págs. 81-88.
- CORRETGE, L. G., y SUÁREZ, O (1990.): Igneous rocks of the Cantabrian / Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (eds.). Springer-Verlag. Berlin, págs. 72-79.
- CRIMES, T. P., y MARCOS, A. (1976): Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain. *Geol. Mag.* 113, págs. 350-356.
- DAHLSTROM, C. D. A. (1969): Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6, págs. 727-735.
- DEBON, F., y LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 73, págs. 135-149.
- DEBRENNÉ, F., y ZAMARREÑO, I. (1970): Sur la découverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, XIV (1), págs. 1-11.
- DENNIS, J. G.; PRICE, R. A.; SALES, K. K.; HATCHER, R.; BALLY, A. W.; PERRY, H. P.; LAUBSCHER, R. E.; WILLIAMS, R. E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D. K.; HUTTON, D. W., y EMMETT, T. (1981): What is a Thrust?. In: *Mc CLAY and PRICE (Eds.) Thrust and Nappe Tectonics (Spec. Publ. Geol. Soc. London*, núm. 9, págs. 7-9.
- EICHMÜLLER, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, págs. 45-154.
- EICHMÜLLER, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCVII-V, págs. 590-607.
- EICHMÜLLER, K., y SEIBERT, P. (1984): Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW- Spanien). *Zt. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, págs. 163-191.
- ELLIOT, D. (1977): Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts: *Canadian Bulletin of petroleum Geology*, 8th Annual Seminar Publication Notes, Continuing Education Departments, University Calgary, U¹ y U².
- EVERS, H. J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, págs. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, págs. 160-163.
- FARIAS, P. (1982): La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 12, págs. 63-72.

- FERNÁNDEZ, R.; ARANGO, R., y NAVAL, A. (1984): *Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, Zona Norte)*. Fondo documental ITGE, 120 págs.
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, págs. 291-306.
- FRANKENFELD, H (1983): El Manto del Montó-Arauz; Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13, págs. 37-47.
- FRETS, D.C. (1966): The geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, págs. 113-162.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1980): El macizo central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Eria*, 1, págs. 67-87.
- GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y CUESTA, A. (1990): El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, págs. 203-215.
- GANDL, J. (1980): Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien). Trilobiten mit «*kulm-charakter*» aus dem Namur B. *Senckenberg Leth.*, 60, págs. 291-351.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1988): The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Cour. Forsch. Senckenber.* Frankfurt, 100, págs. 21-37.
- GARCÍA-ALCALDE, J. L.; MONTESINOS, J. R.; TRUYOLS-MASSONI, M.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; ARBIZU, M. A., y SOTO, F. (1988): El Silúrico y el Devónico del Dominio Palentino (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), págs. 7-13.
- GARCÍA IGLESIAS, J. (1972): *Los yacimientos de fluorita de Asturias*. Fund. Juan March, Madrid.
- GARCÍA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH., y FEYS, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 3, págs. 101-150.
- GARCÍA RAMOS, J. C.; VALENZUELA, M.; SUÁREZ DE CENTIS, C., y BAHAMONDE, J. R. (1986-1987): El icnogénero *Zoophycos* y su valor sedimentológico y paleoambiental. *Acta Geol. Hisp.*, págs. 21-22.
- GIETELINK, G. (1973): Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta- complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 125-144.
- GINKEL, A. C. van. (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, págs. 1-225.
- GINKEL, A. C. van (1983): Carboniferous fusulinids in a coastal section near Pendueles (Asturias, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, págs. 193-263.

- GONZALEZ LASTRA, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, págs. 249-265.
- GONZÁLEZ-MONTERO, M. P. (1986): *Los stocks intrusivos de la Región Palentina: Estudio de las rocas metasomáticas de contacto de Carracedo*. Tesis Licenciatura. Univ. de Oviedo. 137 págs. (inédita).
- GONZÁLEZ-MONTERO, M. P.; CORRETGE, L. G.; SUÁREZ, O., y CUESTA, A. (1989): Las rocas ígneas de Estalaya (Palencia) y los Skarns asociados. *Geogaceta*, 6, págs. 23-25.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., y RODRÍGUEZ, L. (1987): Descubrimiento de Graptolitos arenigenses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 209-220.
- GUTIÉRREZ VILLARIAS, J. L.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S., y PANIAGUA, A. (1988): Las mineralizaciones polimetálicas de Pb- Zn-Sb-Ag-Au- de Escaro (Noroeste de León): controles geológicos, evolución mineralógica e implicaciones metalogenéticas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11-2, págs. 120-121.
- HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A. G.; SMITH, A. G., y WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 131 págs.
- HEINZ, W. (1984): *Kartierung Altpaläozoischer Schichten und Beschreibung des Phreatomagmatischen Vulkanismus im Ordovizium des Südlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit., Univ. Tübingen, 161 págs.
- HEINZ, W.; LOESCHKE, J.; VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rundschau*, 74/3, págs. 623-639.
- HEMLEBEN, CH., y REUTHER, C.D. (1980): Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, 159, págs. 225-255.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 14, págs. 65-78.
- HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; WAGNER, R. H.; PUJALTE, V., y GARCÍA MONDEJAR, J. P. (1986): *Hoja del Mapa Geológico de España E.1:50.000*, núm. 82 (Tudanca). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME.
- HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (1989): *Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*, núm. 54 (Ríoseco). Segunda serie MAGNA- Primera edición. IGME.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1914): Fenómenos de glaciarismo cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* t. XLV.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1944): Fisiografía, geología y glaciarismo cuaternario de las montañas de Reinosa. *Mem. R. Acad. Cienc. Ex. Fís. Natur.*, X, 183 págs.

- HIGGINS, A. C. (1971): Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 3, págs. 179-192.
- HIGGINS, A. C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. on Belgian Microp. Limits*, Namur, publ. 4, 17 págs.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T., y WAGNER, R. H. (1964): Basal Carboniferous strata in part Northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. Bel. Geol.*, 72, 2, págs. 205-248.
- I.G.M.E. (1975): *Mapa metalogenético de España. E. 1:2000.000. Hoja núm. 10. (Mieres)*. Inst. Geol. y Min. de España.
- I.G.M.E. (1984): Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Norte: Asturias. Colección Informe. 81 págs.
- I.G.M.E. (1985): *Actualización del Inventario de Recursos de Carbon*. Inst. Geol. Min. España. 217 págs.
- JAHNKE H.; HENN, A.; MADER, H., y SCHWEINEBERG, J. (1983): Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N- Spanien). *Newslett. Strat.*, 13 (1), págs. 40-66
- JULIVERT, M. (1960): Estudio geológico de la cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España.*, LXXI, 346 págs.
- JULIVERT, M. (1967a): La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 1, págs. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967b): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajo de Geología*. Univ. de Oviedo, 1, págs. 39-46.
- JULIVERT, M. (1969): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1.^a serie), I.G.M.E., 22 pp., Impre. Ser. Geogr. Ejército, Madrid.
- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Science*. 270, (1), págs. 1-29.
- JULIVERT M., y MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273, págs. 353-375.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; RAMÍREZ DEL Pozo, J. (1971): Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturias, In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. *Publ. Ins. Fr. Petrole, Technip*. Paris T. 2, V. 3.1-v.3.34.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1972): La coupe de Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, págs. 241-243.

- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: COMBA, J. A. (ed.) *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, I, págs. 192-246.
- KAMERLING, P. (1962): De geologie van het Pandetrave gebied. Int. rept., *Geol. Inst., Univ. Leiden, The Netherlands*.
- KANIS, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21(2), págs. 377-445.
- KEHLE, R. O. (1970): Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: págs. 1641-1664.
- KENNEDY, W.J., y JUIGNET, P. (1974): Carbonate banks and slumps beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, 21, págs. 1-42.
- KNIGHT, J. (1983): The stratigraphy of the Stephanian rocks of the Sabero Coalfield, León (NW, Spain) and an investigation of the fossil flora. *Palaeontographica*. Bd. 187, Abt. B, 88 págs.
- KOOPMANS, B. N. (1962): The Sedimentary and Structural History of the Valsurcio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, págs. 121-232.
- KULLMAN, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). I. Stratigraphie, Palontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Palont., Abh.*, 113. 3, págs. 219-326.
- KULLMAN, J. (1963): Las series devónicas y del Carbonífero Inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, págs. 205-241.
- KULLMAN, J. (1979): Die «reticuloceras-zeit» (Oberkarbon) im Kantabrischen Variszikums. *Klausth. Geol. Abh.*, 30, págs. 34-44.
- KULLMAN, J., y SCHNENBERG, R. (1975): Geodinamische und paläokologische Entwicklung im Kantabrischen Ucrisikum (Nordspanien). Ein interdisziplinäres Arbeitskonzept. *Neus. Jb. Geol. Palont.*, 3, págs. 151-166.
- KUTTERINK, J. A. (1966): *Geologie van het Valdeón-gebied in Spanje*. Int. rep., Geol. Inst., Univ. Leiden, The Netherlands.
- LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, M., y ROSELL, J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, págs. 927-941.
- LACASA, A. (1929): Catalogación de los yacimientos minerales de antimonio (Paredes y Riaño). *Cat. des. cri. min.* Tomo 2. 226-233.
- LAZNICKA, P. (1985): *Empirical metallogeny*. Elsevier.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.* 42, págs. 533-563.

- LEYVA, F.; MATAS, J., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984): *Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. 2.ª Serie MAGNA*. Inst. Geol. Min. España. 98 págs.
- LEYVA, F.; TRELL, A.; HEREDIA, N.; VILLA, E.; HORVARTH, V.; MUÑOZ, J. L., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1986): *Estudio geológico-minero del área carbonífera de Brañagallones (Asturias)*. Fondo documental I.G.M.E. (inédito). 127 págs.
- LOBATO ASTORGA, L. (1977): *Geología de los Valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander)*. Inst. Fr. Bernardino de Sahagún, C.S.I.C., León, 133 págs.
- LOBATO ASTORGA, L.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; VELANDO, F., y MATAS, J. (1985): *Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 núm. 106 (Camporredondo de Alba)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición.IGME, Madrid.
- LOESCHKE, J. (1982): Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Palont. Abh.*, 163,2, págs. 260-271.
- LOESCHKE, J., y ZEIDLER, N. (1982): Early Palaeozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. Jb. Geol. Palont. Mh.*, 7, págs. 419-439.
- LOON, A. J. van (1971): The stratigraphy of the Westphalian C around Príforo (Prov. León, Spain). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*. 3, págs. 231-265.
- LOREDO, J. (1981): *Aplicación de los estudios de inclusiones fluidas a los yacimientos asturianos de fluorita*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo (inédita).
- LOREDO, J.; GUILHAUMOU, N.; TOURAY, J. C., y GARCIA IGLESIAS, J. (1984): Estudio de inclusiones fluidas en el yacimiento de fluorita de «Oseja» (León), en particular inclusiones del sistema H_2O - SH_2 - CO_2 -azufre elemental. Datos microtermométricos y de microsonda Raman. *Bol. Geol. Min. XCV- II*, págs. 36-44.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, págs. 1-12. (Trad. por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscídes de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, págs. 149-166).
- LOTZE, F. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6-8, 411 págs. (Trad. por J. GÓMEZ DE LLARENA, 1961: *El Cámbrico de España*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 75, 256 págs.)
- LOWE, D. R. (1979): Sedimente gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *S.E.P.M. Sp. Publ.*, 27, págs. 75-82. Tulsa.
- LUGEÓN, M. (1943): Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation. *Bull. Sci. Vand., Sci. Natur.*, 62, págs. 260-261.
- LUQUE, C. (1974): Los yacimientos de mercurio astur- leoneses. *Bol. Inst. Est. Astur.*, 19, págs. 3-11.

- LUQUE, C., y MARTÍNEZ GARCIA, E. (1983): Depósitos minerales en el Carbonífero en la Cordillera Cantábrica. X Congreso Internac. de Estr. y Geol. del Carb. *Carbonífero y Pérmico de España*, págs. 163-177.
- LLOPIS LLADO, N. (1954). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geogr.*, año XV, 57, págs. 501-550.
- LLOPIS LLADO, N., y JORDA CERDA, F. (1957): *Mapa del cuaternario de Asturias*. Dip. Provincial de Oviedo. Oviedo.
- MAAS, K. (1974): The geology of Liebana, Cantabrian Mountains. Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.* 49, págs. 379-465.
- MAAS, K., y GINKEL, A. C. van (1983): Variscan olistostrome deposition and synsedimentary nappe emplacement. Valdeón Area, Cantabrian Mountains Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 52 (2), págs. 341-381.
- MALLADA, L. (1986): Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, t. 2, 1 vol. 515 págs.
- MANJÓN, M., y FERNÁNDEZ-ARANGO, R. (1985): Principales rasgos sedimentológicos de la Cuenca Carbonífera de Sellaño (Asturias). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 15, págs. 37-44.
- MARCOS, A. (1968): La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, págs. 59-87.
- MARCUS, E. (1970): The structural pattern and the stratigraphic within the Middle Carboniferous of the Lois-Ciguera Region. Cantabrian Mountains, Spain. *Intern Raport. Rijksmuseum Geol., Min. Leiden*.
- MARQUÍNEZ, J. (1978): Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 10, págs. 295-315.
- MARQUÍNEZ, J., y MARCOS, A. (1984): La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 16, págs. 61-76.
- MARQUÍNEZ, J.; MENÉNDEZ, C. A.; MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., y VILLA, E. (1982): Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense- Kasimovense) de Las Llacerías, Picos de Europa, Norte de España. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 12, págs. 187-193.
- MARTÍN IZARD, A.; PALERO FERNÁNDEZ, F. J.; REGUILÓN BRAGADO, R., y VINDEL CATENA, E. (1986): El skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N de la provincia de Palencia. *Stud. Geol. Salman.* Univ. de Salamanca. 23, págs. 171-192.
- MARTÍN LLANEZA, J. C. (1979): *Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo. (Inédito).
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1962): Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera central de Asturias. *Inst. Est. Astur.*, págs. 1-229.

- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1965): *Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias*. Publ. Diputación Prov. Oviedo (I.D.E.A.), Oviedo, 132 págs.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L., y WINKLER-PRINS C. F. (1977): A Namurian Brachiopod fauna from Mere (Province of Oviedo, Spain). *Scripta Geol.* 39, págs. 1-67.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L.; MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C., y TRUYOLS, J. (1985): Aportaciones al conocimiento de la Formación Ricacabiello (Carbonífero de la Zona Cantábrica, N. de España) y su contenido paleontológico. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo. 15, págs. 53-65.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; RODRÍGUEZ-ARANGO, R., y VILLA, E. (1985): The unconformable marine Kasimovian strata of the Beleño Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *An. Fac. Cienc. Porto. Suppl.*, 64, págs. 35-40.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y TEJERINA, L. (1979): Fluorspar deposits associated with carboniferous and permian rocks in Asturias and León (NW Spain). *C. R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbón. Urbana 1979, Abstr.*, 130 págs.
- MEER MOHR, C. G. van der. (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 233-316.
- MEER MOHR, C. G. van der y SCHREUDER, G. A. N. H. (1967): On the petrography of the Láncara Formation from the Sierra de la Filera (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 38, págs. 185-189.
- MEIJER, J. J. de (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, León, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 47, págs. 1-97.
- MÉNDEZ, C. A. y MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R. (1985): Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N de España). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, págs. 71-82.
- MEYER, C., y HEMLEY, J. (1967): Wall rock alteration. In: H.L. BARNES (Ed.). *Geochemistry on hidrotermal ore deposits*, Holt, Rinehart y Winston, New York, págs. 166-235.
- MIDDLETON, G. V., y HAMPTON, M. A. (1976): Subaqueous sediments transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. STANLEY y D. J. P. SWIFT (eds.) *Marine sediment transport and environmental Management*. Wiley, New York, págs. 197-298.
- MILNES, A. G., y PFIFFNER, O. A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen- Como. *Eclogal. Geol. Helv.* 73/2, págs. 619-633.
- MIOTKE, F. (1968): Karstmorphogische studien in der glacialberformen hhenstufe der Picos de Europa Nordspanien. *Jahr. Geograph. Gesell. zu Hannover*, mit 3, Karten 49 fig. Vol. 4.
- MONTESINOS, J. R., y TRUYOLS-MASSONI, M. (1987): La Fauna de Anetoceras y el límite Zlichoviense-Dalejiense en el Dominio Palentino (NO de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 191-208.

- MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R.H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971): The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trabajos de Geología*. Univ. de Oviedo, 3, págs. 307-363.
- MULLINS, H. T., y COOC, H. E. (1986): Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, págs. 37-79.
- MUTTI, E., y NORMARK, W. R. (1987): Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In: *Marine clastics sedimentology: problems and case studies* (J. K. LEGGETT y G. G. ZUFFA Eds.). Graham y Trotman, págs. 1-38.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1972): Le turbiditi dell'Appennine settentrionali. Introduzione all'analisi de facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, págs. 161-199.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11*. IX Int. Sediment. Congr., Nice, págs. 21-36.
- NEMEC, W., y STEEL, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E. H. KOSTER y R. J. STEEL (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canad. Soc. Petroleum Geologist, Mem.*, 10, págs. 1-31.
- NEMEC, W.; POREBSKI, S. J., y STEEL, R. J. (1980): Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famenian-Tournasian), South-western Poland. *Sedimentology*, 27, págs. 519-538.
- NUSSBAUM, F. y GIGAX, F. (1953): Glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos*, 14, págs. 261-270.
- OBERMAIER, H. (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Museo Cienc. Natur. (Serie Geol.)*, 9, 42 págs.
- OELE, E. (1964): Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, págs. 1-100.
- ORIOL, R. (1876a): Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, págs. 137-168.
- ORIOL, R. (1876b): Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Bol. Com. map. Geol. España*, III, págs. 257-275.
- ORSINI, J. B. (1979): Existence de trois associations magmatiques dans les granitodes post-viséen moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, págs. 981-984.
- PANIAGUA, A. (1990): El oro en la Zona Cantábrica: formas de expresión y relación con la metalogenia regional. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13-1, págs. 94-95.
- PANIAGUA, A., y RODRÍGUEZ-PEVIDA, L. S. (1989): A gold metallogenic province related to late-hercynian deep faults in the southern part of the Cantabrian Zone, Northern Spain. *Simp. Gold'89 in Europe*, Toulouse, Francia.

- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ-PEVIDA, L. S., y GUTIÉRREZ, J. L. (1988): Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE de León: Las minas de Burón. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, II-1, págs. 35-46.
- PANIAGUA, A.; GUTIÉRREZ VILLARIAS, J. L., y RODRÍGUEZ-PEVIDA, L. S. (1989): Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au-(Pb-Zn-Cu-Ag) mineralizations related to mafic-intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian Zone, North Spain. *Symp. «Gold'89 in Europe»*, Toulouse, Francia.
- PARGA PEINADOR, J. R. (1969): Caja de Ahorros Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO de la Península Ibérica. Tesis de Licenciatura Inédita, Univ. de Oviedo. Oviedo. 34 págs.
- PEARCE, J. A., y CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, págs. 290-300.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W., y TINDLE, A. G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, Vol. 25, Part 4, págs. 956-983.
- PELLO, J. (1968): Sobre la existencia del Devónico Superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo. *Brev. Geol. Ast.*, XII (3), págs. 11-16.
- PELLO, J. (1972): *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. (Inédita).
- PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*, 7(3), págs. 517-537.
- PIERCE, W. (1977): Detachment or Décollement Faulting (with some applications to the Western Foothills of Taiwan). *Petrol. Geol. of Taiwan*, 14, págs. 1-10.
- PRADO, C. de (1852): Notes sur les blocs erratiques de la chane Cantabrique. *Bull. Soc. Geol. France*, t. IX, págs. 171-175.
- PRADO, C. DE, y VERNEUIL, E. de (1850): Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2.ºS., VII, págs. 137-155.
- PRIOR, D. B.; BORNHOLD, B. D.; COLEMAN, J. M. and BRYAND W. R. (1982): Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia, *Geology*, 10, págs. 588-592.
- RACZ, L. (1964): Carboniferous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 31, 112 págs.
- RAVEN, J. G. M. (1983): Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, págs. 265-339.
- READING, J. (1986): *Sedimentary Environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, 613 págs.

- REUTHER, C. D. (1977): Das Namur im sdlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). Krustenbewegungen und faziesdifferenzierung im ubergang Geosinklinale-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 págs.
- REVILLA, J. (1906): Riqueza minera de la provincia de León. Su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla. Impr. Alemana. Madrid, 311 págs.
- RICH, J. L. (1934): Mechanics of low angle overthrusting faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *Bull. Amer. Asoc. Petr. Geol.*, 18, págs. 1.584-1.596.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933): Die entwicklung der keltiberischen ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klas.*, vol. 3, 7, 118 págs.
- RIO, P. del (1977): *Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Caliza de Candamo-Caliza Griotte Carbonífera en Tellego (zona central de Asturias)*. Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo. (Inédito).
- RIO, P. DEL, y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R. (1978): Estudio lito y bioestratigráfico de la Caliza de Candamo (Loredo, Zona central de Asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 10, págs. 379-387.
- rittman, A. (1973): *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag. Berlin. 262 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, págs. 207-229.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R., y HEREDIA, N. (1988): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). *II Cong. Geológico de España. Vol. Simposios: Cinturones orogénicos*. Granada. IGME. págs. 65-74.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; GALLASTEGUI, G.; VILLA, E., y LEYVA, F. (1989): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000* núm. 54 (Ríoseco). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid. 98 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L., y VELANDO, F. (1985): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000* núm. 106 (Camporredondo de Alba). Segunda serie MAGNA- Primera edición. IGME, Madrid. 98 págs.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCÍA MONDEJAR, J. P.; WAGNER, R. H.; MARTÍNEZ GARCÍA, E., y LOBATO, L. (1986): *Memoria del Mapa Geológico de España, E.1:50.000* núm. 82 (Tudanca). Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 74 págs.
- SAAVEDRA, J. L. (1967): Características y edad de una roca piroclástica en el valle de río Torío (Prov. de León). *Bol. Geol. Min.*, 103-104, págs. 88-92.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C., y GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, págs. 133-150.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. L.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GONZÁLEZ LASTRA, J. A., y MARTÍN LLANEZA, J. (1981): Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas en el Westphaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, págs. 191-201.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J. A., y GONZALEZ LASTRA, J. (1982): Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el Carbonífero. (Curso de Conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol. 1981). *R. Acad. Ci.Ex. Fis. Nat.*, 2, págs. 77-90.

SAVAGE, J. F. (1961): *The structural geology of the area around Portilla de la Reina, León Northwest Spain, Int.rept.*, Msc. Thesis, Univ. of London.

SAVAGE, J. F. (1967): Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, págs. 193-247.

SAVAGE, J.F.(1979): The Hercynian orogeny in the Cantabrian Mountains. N. Spain, *Krystallinikum*, 14, págs. 91-108.

SCHLIER, S. (1982): Le namurien et le Westphalien A au sud-est de la Cordillere Cantabrique. N, *Jb. Geol. Palont. Abh.*, 163, (2), págs. 250-255.

SCHULZ, G. (1858): *Descripción geológica de la Provincia de Oviedo*. Impr. José González, Madrid, 138 págs.

SDZUY, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 7-8, págs. 217-408 (499-690).

SDZUY, K. (1967): Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, págs. 77-133.

SDZUY, K. (1968): Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2, págs. 45-57.

SDZUY, K. (1971): La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hispano-Luso-American de Geol. Econ.*, Sec. 1 *Geol.*, 2, págs. 769-782.

SITTER, L. U., DE (1960): Cross folngus in non- metamorfic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Mijn.* 22, (39), págs. 189-194.

SITTER, L. U., DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, págs. 255- 264.

SITTER, L. U., y BOSCHMA, D. (1966): Explanation of the Geological Map of the Paleozoic of the Cantabrian Mountains, Sheet 1, Pisuerga. *Leidse Geol. Meded.*, 31, págs. 192-238.

- SIERP, N. (1967): The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, págs. 55- 128.
- SOLER, J. M. (1883): *Reseña geológica-minera y catálogo de minerales, rocas, etc., de la provincia de León*. Imp. Diputación Provincial, 63 págs.
- SPYCHER, N. S. y REED, M. H. (1989): Evolution of a Broadland-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals. *Econ. Geology*, 84, págs. 328-359.
- STAALDUINEN, C. J. van (1973): Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 167-205.
- STICKEL, R. (1929a): *Die Geographischen Grundzge Nordwestspaniens einschließlich von Altcastillen*. Verh. D. G. Tag. Magdeburgo.
- STICKEL, R. (1929b): Observaciones de morfología glaciar en el NW de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXIX, págs. 297-313.
- STOCKMANS, F., y WILLIERE, Y. (1965): *Documents paléobotaniques pur l'étude du houiller dans le nord-ouest de l'Espagne*. Mémoires du Institute Royal de Sciences Naturelles de Belgique, 2, 79 págs.
- SUÁREZ, O. y CORRETGE, L. G. (1987): Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. 13-25. In: *Geología de los granitoídes y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda. Madrid. 542 págs..
- SUÁREZ, O. y GARCIA, A. (1974): Petrología de la granodiorita de Peña Prieta (León, Santander, Palencia). *Acta Geol. Hisp.*, 9, 5, págs. 154-158.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.*, 283, págs. 684-721.
- TANKARD, A. J. (1986): On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure. examples from the Appalachian and Rocky Mountain basin. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 8, págs. 369-392.
- TEALE, C. y YOUNG, J. R. (1987): Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, southern Italy. In: *Marine clastics sedimentology: problems and case studies* (J. K. LEGGETT y G. G. ZUFFA Eds.). Graham y Trotman, págs. 75-88
- TRELL, A.; MUÑOZ, J. L.; LEYVA, F.; VILLANUEVA, M. L.; HEREDIA, N.; VILLA, E., y HORVATH, V. (1984): *Estudio Geológico-Minero de la Cuenca Carbonífera de la Marea-Coballes (2a. Fase)*. Sectores de Infiesto-Sevares y Coballes Tanes. Fondo Documental del I.G.M.E. (Inédito), 127 págs.
- TRUYOLS, J. (1983): El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, págs. 82-94.

- TRUYOLS, J.; ALVAREZ, F.; ARBIU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y LOBATO, L. (1984a): *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 núm. 104 (Boñar)*. 2.ª serie MAGNA-Primera edición. IGME, 77 págs.
- TRUYOLS, J.; GONZÁLEZ-LASTRA, J.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1984b): Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *C. R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Urbana*, 2, págs. 148-156.
- TRUYOLS, J. y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1982): Correlaciones bioestratigráficas en el Carbonífero pre-estefaniense de la Cordillera Cantábrica (España). In: *Curso de Conf. sobre Progr. Interna. Correl. Geol.* Madrid. R. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat., págs. 31-60.
- TRUYOLS, J., y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1983): El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, págs. 37-59.
- VANGUESTAINE, M. y ARAMBURU, C. (1988): Cambrian and Ordovician acritarchs and Chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain. Preliminary results. *Intern. Symp. on Circum-Mediterranean Palynology*, abril 1988, Zeist, Holanda. Resúmenes.
- VAVRA, G. (1984): *Kartierung paläozoischer schichten und phreatomagmatischen vulkanismus im Ordovizium des südlichen Kantabrischen Gebirges (Provinz. León, Spanien)*. Unpubl. Dipl. Arbeit, Univ. Tübingen, 139 págs.
- VEEN, J. van (1966): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, págs. 43-103.
- VILAS MINONDO, L. (1971): El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León), 80, págs. 1-169.
- VILLA, E. (1981): Datos sobre el contenido en fusulínidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NW España). *Brev. Geol. Asturica*, XXV, 1-2, págs. 9-12.
- VILLA, E. (1985): Foraminíferos de la región oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N. de España). *C. R., X Congr. Inter. Geol. Estr. Carb.*, Madrid, 1, págs. 333-344.
- VILLA, E. (1989): *Fusulinaceos carboníferos del Este de Asturias (N. de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, Serv. Pub. Tesis Doctorales, 2 microfichas. Univ. de Oviedo.
- VILLA, E., y HEREDIA, N. (1988): Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, 99(5); págs. 757-769.
- WAGNER, R. H. (1959): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal. *N. Estud. Geol.*, XV, págs. 398-420.
- WAGNER, R. H. (1960): Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding). *Estud. Geol.*, XVI, 2, págs. 55-92.

- WAGNER, R. H. (1963): A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74, págs. 171-334.
- WAGNER, R. H. (1964): Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D - Stephanian A boundary. *C. R. 5.º Congres. Carbonifeo, Paris, 1963*, págs. 835-851.
- WAGNER, R. H. (1965): Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Int. Geol. Min. Esp.*, 66, págs. 1-169.
- WAGNER, R. H. (1970): An outline of the Carboniferous stratigraphy of NW Spain, In: M. STREL y R. H. EAGNER (eds.), *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère. Cong. Cool. Univ. Liège*, rr, págs. 429-463.
- WAGNER R. H. (1984): Megafloral zones of the Carboniferous, In: P.K. SUTHERLAND y W. L. MANGER (eds.), *C. R. IX Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonif.*, Washington (D.C.), Champaign-Urbana (III.), 1979, Vol. 2, Biostratigraphy, págs. 109-134.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T., y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1984): *Memoria del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 núm. 107 (Baruelo de Santullán)*. Segunda serie MAGNA- Primera edición, IGME, 113 págs.
- WAGNER, R. H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952): Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Baruelo (Palencia). *Estudios Geol.*, VII, 16, págs. 301-345.
- WAGNER, R. H. y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. *Proc. Kon. Nederl. Adad. Wetenschappen, (b)* LXVI, 3, 149-163.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. (1985): The Cantabrian and Barrelian stratotypes: summary of basin development and biostratigraphic information. *An. Fac. Cien. Univ. Porto, Spe. Vol. Supl. Vol. 64*, (1983), págs. 359-410.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. J., y RIDING, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 4; págs. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, págs. 5-23.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1980): Goniatites from the Visean-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*, 55, págs. 1-43.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, págs. 737-748.
- WALKER, R. G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans; models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88: págs. 273-285.
- WINKLER PRINS, C. J. (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, págs. 41-126.

- ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. España) y su distribución geográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo. 5, págs. 3-118.
- ZAMARREÑO, I. (1975): Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In: *Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts*, (R. N. GINSBURG Ed.). Springer-Verlag, págs. 323-332.
- ZAMARREÑO, I. (1978): Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*, T. Homen. I. Parga Pondal. Ed. do Castro, La Coruña, 287-311.
- ZAMARREÑO, I. (1981): Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their paleoenvironmental significance. In: C. L. MONTY (ed.) *Phanerozoic stromatolites*. Springer-Verlag, págs. 5-18.
- ZAMARREÑO, I. (1983): El Cámbrico en el Macizo Ibérico. In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España*, IGME, I, 117-191.
- ZAMARREÑO, I. y JULIVERT, M. (1967): Estratigrafía del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo 1, págs. 135-163.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID