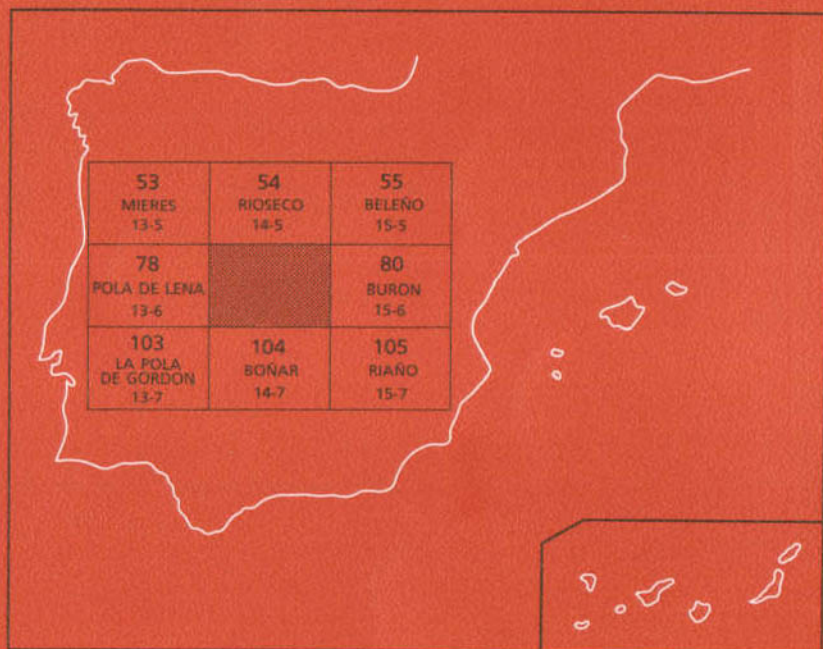




## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



# PUEBLA DE LILLO

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, 1 270/ 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

# PUEBLA DE LILLO

Primera edición

MADRID, 1.990

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S.A.  
Imprime: MAWIJO, S.A.  
Depósito legal: M-24821-1990  
NIPO: 232-90-005-1

La Hoja de Puebla de Lillo ha sido realizada mediante convenio entre el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE) y el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Han intervenido en su realización los siguientes autores.

**Mapa Geológico:**

J. Alvarez-Marrón, A. Pérez-Estaún, J. Aller Manrique, de la Universidad de Oviedo, y N. Heredia, del ITGE.

**Memoria:**

A. Pérez-Estaún y J. Alvarez-Marrón.

**Estratigrafía:**

- Formaciones Oville y Barrios: C. Aramburu Zabala (Universidad de Oviedo).
- Formaciones Láncara, Baleas, Escalada, Vegamián, Alba y Barcaliente: R. Colmenero Navarro, L. P. Fernández González y C. Vera de la Puente (Universidad de Oviedo).
- Formaciones Ricacabiello, Beleño y Fito: J. Bahamonde Rionda (ITGE), P. Barba Regidor (ITGE) y J. Colmenero Navarro (Universidad de Oviedo).
- Formaciones Westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central: P. Barba Regidor (ITGE) y J. Colmenero Navarro (Universidad de Oviedo).

**Paleontología de los tramos calcáreos carboníferos:**

- E. Villa Otero (Universidad de León).

**Geomorfología:**

- A. Suárez Rodríguez (ITGE).

**Rocas ígneas:**

- G. Gallástegui Suárez (ITGE).

**Dirección y Supervisión del ITGE:**

- L. R. Rodríguez Fernández.

## INDICE

	<i>Páginas</i>
<b>1. INTRODUCCION</b> .....	7
1.1. Situación General .....	8
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	8
2.1. Formación Láncara .....	11
2.2. Formación Oville .....	11
2.3. Formación Barrios .....	13
2.4. Formación Ermita .....	14
2.5. Formación Baleas .....	15
2.6. Formación Vegamián .....	15
2.7. Formación Alba .....	16
2.8. Formación Barcaliente .....	16
2.9. Formación Ricacabiello .....	17
2.10. Distribución de los materiales posteriores a la formación Barcaliente en la Hoja de Pueblo de Lillo .....	19
2.11. Comparación entre las sucesiones carboníferas de las distintas unidades de la Hoja de Puebla de Lillo .....	28

<b>3. TECTONICA</b> .....	28
3.1. Descripción general de las láminas cabalgantes .....	32
3.2. Estructuras transversales .....	40
3.3. Cinemática, acortamiento producido y secuencia de emplazamiento de los mantos .....	43
<b>4. ROCAS IGNEAS: Rocas volcánicas Cambro-Ordovícicas</b> .....	45
<b>5. GEOMORFOLOGIA Y FORMACIONES SUPERFICIALES</b> .....	46
5.1. Las formaciones superficiales .....	47
<b>6. HISTORIA GEOLOGICA</b> .....	48
<b>7. HIDROGEOLOGIA</b> .....	50
<b>8. GEOLOGIA ECONOMICA</b> .....	50
8.1 Minería del carbón .....	50
8.2 Minería metálica .....	51
8.3 Minería del talco .....	52
<b>9. BIBLIOGRAFIA</b> .....	52

## 1. INTRODUCCION

El conocimiento geológico del área de la Hoja de Puebla de Lillo es muy elevado como resultado de las aportaciones realizadas por diversos autores a partir de 1960. Desde el punto de vista de la cartografía geológica, dejando aparte los trabajos antiguos de índole general de SCHULZ (1858) y ADARO y JUNQUERA (1916), deben resaltarse los trabajos de JULIVERT (1960, 1965, 1967*a* y *b*), MARTINEZ ALVAREZ (1962), SJERP (1967) y, de un modo especial, la edición previa de esta Hoja geológica realizada por JULIVERT (1970). Las Hojas de Puebla de Lillo y Rioseco (JULIVERT y MARCOS, 1969) representan para el área paleozoica del noroeste de la Península las primeras hojas geológicas escala 1:50.000 publicadas con una concepción estructural moderna, con el único precedente de la Hoja de la Plaza, realizada por GARCIA FUENTE (1959). La cartografía de la presente Hoja está basada en los trabajos de los autores ya citados y en otros trabajos recientes de diversa índole (TRELL y otros, 1986; ALLER, 1986; ALVAREZ-MARRON y PEREZ-ESTAUN, 1988; ALVAREZ-MARRON, HEREDIA y PEREZ-ESTAUN, 1987; ALVAREZ-MARRON, 1989).

Por lo que se refiere a la estratigrafía de la Hoja, además de los trabajos citados para la cartografía que establecen la estratigrafía básica de la región, existen numerosas publicaciones recientes sobre las distintas formaciones, sus faunas y su interpretación sedimentológica, a las que se hará referencia en los capítulos siguientes. Para la realización de esta memoria se han elaborado informes estratigráficos y sedimentológicos de las formaciones Oville y Barrios por ARAMBURU; de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente por COLMENERO, FERNANDEZ-GONZALEZ y VERA DE LA PUENTE; de las formaciones Ricacabiello, Beleño, Escalada y Fito por BAHAMONDE BARBA y COLMENERO. VILLA ha elaborado un informe sobre el contenido en fusulináceos de los tramos carbonatados carboníferos de la Hoja. Se ha realizado también un informe sobre la morfología y los depósitos cuaternarios por SUAREZ y otro sobre rocas ígneas por GALLASTEGUI.



## 1.1. SITUACION GENERAL

La Hoja de Puebla de Lillo se sitúa dentro de la zona Cantábrica, la unidad más externa de la Cordillera Herciniana del noroeste de la Península (LOTZE, 1945; JULIVERT y otros, 1972). Dentro de esta zona, la Hoja queda enmarcada en su mayor parte en la denominada Unidad de Mantos por JULIVERT (1965). Considerando la división en unidades tectónicas (JULIVERT, 1971; PEREZ-ES-TAUN y otros, 1988), comprende varias unidades cabalgantes (Fig. 1): una parte de la Cuenca Carbonífera Central (en la parte oeste y suroeste de la Hoja), la Unidad del Ponga y una pequeña parte de la Unidad del Pisuerga-Carrión. Toda esta región se caracteriza, desde el punto de vista estratigráfico, por la existencia de una laguna estratigráfica que abarca parte del Ordovícico, el Silúrico y el Devónico, con excepción de una escasa representación del Devónico Superior.

Desde el punto de vista geográfico, la Hoja de Puebla de Lillo se sitúa en la parte sur del oriente de Asturias y norte de León, incluyendo una parte de la zona axial de la Cordillera Cantábrica, con los Puertos de Vegarada, San Isidro y Tarna. El relieve es muy acusado (cumbres de más de 2.000 m), destacando las cumbres alineadas en dirección este-oeste que separan la cuenca cantábrica al norte (parte alta de la cuenca del río Nalón) y la cuenca del Duero al sur (Fig. 2).

Los procesos que han intervenido en la formación del relieve son de índole diversa, existiendo una superposición de distintos tipos de modelado que han actuado alternativamente en relación con los cambios climáticos pleistocenos. Mientras en la mayor parte de la región dominan procesos característicos de modelado templado-húmedo, en las laderas más umbrías y elevadas se han preservado formas originadas por pequeños aparatos glaciares de montaña, así como formas nivales y periglaciares.

La mayor parte de la Hoja corresponde al dominio biogeográfico orocantábrico. La vegetación natural ha sido intensamente modificada por las actividades agrícola y especialmente ganadera, tradicionales de la Cordillera Cantábrica. Se conservan, a pesar de todo, en la mitad norte de la Hoja extensas manchas boscosas de hayedos en las laderas más umbrías de las zonas altas, gran parte de las cuales corresponden a la Reserva Nacional de Caza de Reres.

## 2. ESTRATIGRAFIA

La serie paleozoica de la Hoja de Puebla de Lillo, al igual que sucede con la región interna del Arco Astúrico (Unidades de la Cuenca Carbonífera Central y del Ponga), se caracteriza por la inexistencia de materiales que representen a una parte importante del Ordovícico, a todo el Silúrico y a casi todo el Devónico. Por otra parte, el Carbonífero presenta un gran desarrollo. Los materiales previos al Devónico Superior presentan una gran uniformidad litológica y escasas variaciones laterales, si se compara con lo que sucede con los materiales carboníferos. Las formaciones cambro-ordovícicas presentes en la Hoja son: Formación Láncara, Formación Oville y Cuarcita de Barrios. El tránsito Devónico-Carbonífero está representado por la formaciones Ermita, Baleas y Vegamián. Debido a la gran variabilidad de materiales y facies de edad carbonífera, existe un gran número de formaciones cuya extensión queda limitada a distintas unidades cabalgantes y que serán enumeradas y descritas en el capítulo correspondiente.

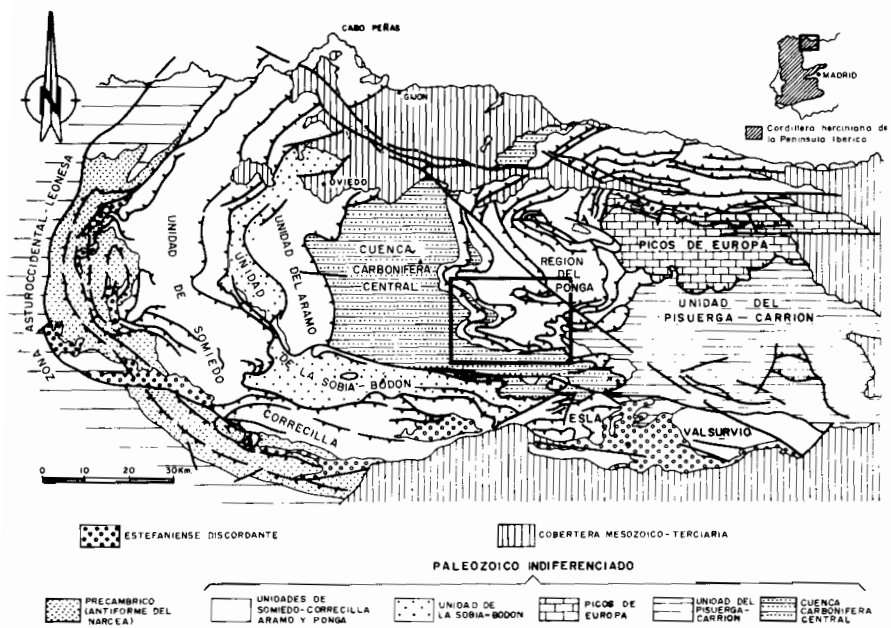


Fig. 1.- Situación de la Hoja de Puebla de Lillo con relación a las unidades tectónicas de la Zona Cantábrica (esquema basado en JULIVERT 1971a y modificado por PEREZ-ESTAUN y otros 1988).

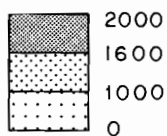
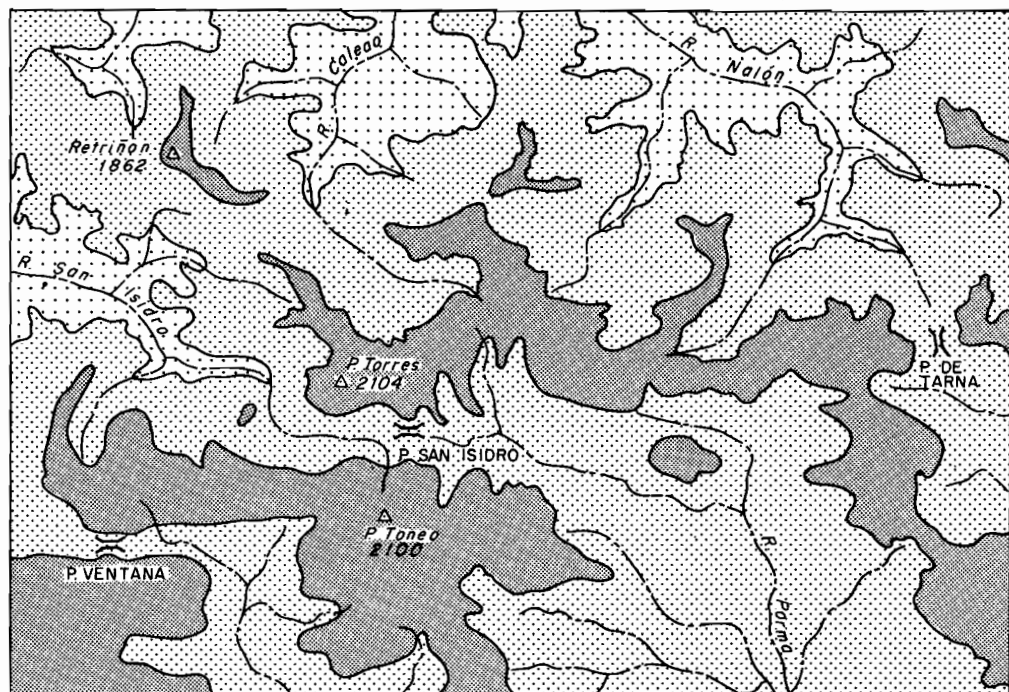


Fig. 2.- Mapa de isoaltitudes de la Hoja de Puebla de Lillo.

## 2.1. FORMACION LANCARA

La formación más antigua que aflora en la presente Hoja corresponde a un nivel carbonatado de edad Cámbrica al que COMTE en 1937 denominó Caliza de Láncara. Esta formación se sitúa sobre la Formación Herrería, también cámbrica, que no está presente en esta área por constituir la Formación Láncara el nivel de despegue generalizado de los mantos de esta región. La Formación Láncara suele presentarse incompleta por esta misma razón. El espesor máximo observable es siempre reducido, de unos 50 m. Los afloramientos del Puerto de Tarna (Fig. 3), Puerto de San Isidro y Riosol, permiten un estudio de las características de esta formación.

La Formación Láncara presenta dos miembros: el Inferior, formado por dolomías, y el Superior, por calizas grises. De acuerdo con el análisis sedimentológico realizado por ZAMARREÑO (1972), el Miembro Inferior corresponde al tipo de facies de la región del Manto del Ponga, caracterizado por la presencia de dolomías amarillentas con laminaciones debidas a la alternancia de bandas con pellets y cuarzo y otras sin ellos. En menor proporción existen pelesparitas, biomicritas, margas y brechas dolomíticas.

El Miembro Superior de la Formación Láncara, muy homogéneo desde el punto de vista petrográfico, corresponde a la facies Beleño (ZAMARREÑO, 1972). Este se encuentra completo en muchos lugares, presentando espesores generalmente superiores a los 20 m (23,25 m en el Puerto de San Isidro y 22 m en Tarna). Está constituido por calizas grises bioclásticas y glauconíticas con algunas intercalaciones de lutitas verdes en la parte superior. Entre los bioclastos se encuentran equinodermos (crinoideos principalmente), trilobites, braquiópodos y ostrácodos. También presenta algas calcáreas del género *Girvanella*.

Las facies de dolomías amarillentas del Miembro inferior se interpretan como formadas en medios de llanura mareal, pudiendo las brechas dolomíticas relacionarse con períodos de mareas fuertes o tormentas, y las facies del Miembro Superior corresponden a condiciones someras y bien oxigenadas de plataforma marina abierta (ZAMARREÑO, 1972; COLMENERO y otros, informe complementario para esta Hoja).

Por lo que se refiere a la edad, el Miembro Inferior es muy escaso en fauna, habiendo sido atribuido al Cámbrico Inferior-Medio por el hallazgo de arqueociatos en Valdoré (Hoja de Riaño). Estos fósiles permiten atribuir la parte alta de este miembro al Mariniense-Bilbiniense (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1970; SDZUY, 1971; PEREJON, 1984), que corresponde con el Leniense (HARLAND y otros, 1982). El Miembro Superior presenta un elevado contenido faunístico y se atribuye al Cámbrico Medio, pisos de *Accaparadoxides* y *Solenopleuropsidae* (ZAMARREÑO y JULIVERT, 1967; SDZUY, 1967, 1968), que corresponden con el Solviense Inferior-Medio a Superior (HARLAND y otros, 1982). En la región del Manto del Ponga, ZAMARREÑO (1972) ha demostrado que el techo de la Formación Láncara se sitúa, por lo general, dentro del subpiso *Acadolenus*.

## 2.2 FORMACION OVILLE

Por encima de la Formación Láncara se encuentra la Formación Oville, de acuerdo con la nomenclatura establecida por COMTE (1973). Se trata de una formación de pizarras y areniscas con un espesor variable comprendido entre los 60 y 200 m. En la región situada al SE de la Hoja, en las proximidades del Pico Mampodre, este espesor es más reducido. Se pueden distinguir tres miembros dentro de la Formación Oville (ARAMBURU, informe complementario para esta Hoja):

## TARNA II

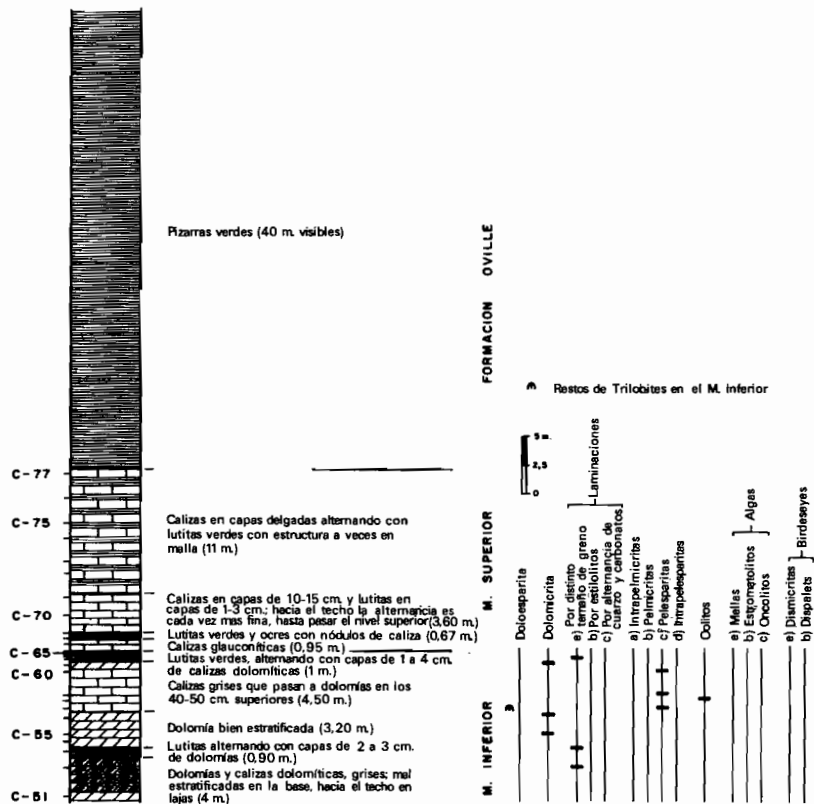


Fig. 3.- Columna estratigráfica de la Formación Láncara en el Km. 12.5 de la carretera de Oviedo a Puerto de Tarna, según ZAMARREÑO (1972).

— El Miembro Genestosa, constituido por pizarras verdes con lumaquelas de trilobites y braquiópodos. Su espesor es de unos 20 m.

— El Miembro Adrados, formado por unos 50 m de pizarras, limolitas y areniscas en capas delgadas, formando una secuencia granocreciente hacia el techo. La bioturbación es muy frecuente. Hacia la parte superior de este miembro, las areniscas constituyen la litología dominante, siendo comúnmente glauconíticas y presentado *ripples* simétricos y estratificación cruzada de mediana escala.

— El Miembro La Barca tiene potencia variable, oscilando entre los 8 y los 70 m. Lo forman alternancias de areniscas, limolitas y pizarras con laminación paralela y cruzada de *ripples*. La glauconita y la bioturbación son frecuentes, pero menos que en el miembro anterior.

La mayor parte de los datos paleontológicos proceden de la parte baja de la formación, de las pizarras verdes ricas en fauna del Miembro Genestosa (SDZUY, 1967; ZAMARREÑO y JULIVERT, 1967; JULIVERT, 1970; ZAMARREÑO, 1972). En la presente Hoja, JULIVERT (1970) cita cuatro yacimientos importantes situados en Riosol, Puerto de Tarna (km 11-12), Soto de Caso (2 km al sur del pueblo) y Puerto de Vegarada (3,5 km del puerto). Existen algunos niveles con *Skolithos* y *Cruzianas*. La edad de la formación se basa en los datos proporcionados por trilobites (LOTZE, 1961; SDZUY, 1971) icnofósiles y palinomorfos. La edad de la base de la formación es Cámbrico medio y algunos autores coinciden en señalar una edad Cámbrico superior o Tremadoc para el techo de la Formación Olville (COMTE, 1937; LOTZE, 1961; BALDWIN, 1978; JULIVERT, 1970; FOMBELLA, 1979). No obstante, datos recientes recogidos cerca del techo de la formación, en Víboli (Hoja de Beleño), han proporcionado acritarcos y quitinozoos de posible edad Cámbrico Medio (VANGUESTAINE y ARAMBURU, 1968).

En el estudio sedimentológico realizado por ARAMBURU (informe complementario) se interpreta esta formación como formada principalmente en una llanura aluvial de ríos trenzados (braidplain delta) sin la presencia de facies de abanico aluvial proximal (ORTON, 1968). En etapas de abandono del sistema aluvial se producirían transgresiones menores, dando lugar a una sedimentación marina litoral. Análisis sedimentológicos previos han interpretado al conjunto de las formaciones Oville y Barrios como sistemas destructivos de mareas y oleaje (OELE, 1964; GIETELINK, 1973), como abanicos aluviales de clima húmedo (ARAMBURU, 1985) y como «*braid-delta*» (ARAMBURU y GARCIA-RAMOS, 1988).

### 2.3. FORMACION BARRIOS

La Formación Barrios o Cuarcita de Barrios, de acuerdo con la denominación de COMTE (1937, 1959), está formada por cuarzoarenitas, microconglomerados y conglomerados. En el Puerto de San Isidro el espesor de la formación es próximo a los 500 m, mientras que en los afloramientos más occidentales el espesor se reduce considerablemente hasta prácticamente desaparecer en la Unidad de Riosol-Mampodre. Además de las variaciones de espesor de Oeste a Este, probablemente debidas a la erosión Devónico Superior, existen variaciones entre el espesor de la serie en la región del Puerto de San Isidro y en la Zona de Tanes (dentro de la Hoja de Rioseco, situada inmediatamente al norte de la Puebla de Lillo), donde llega a alcanzar los 874 m (Barba y otros, en prensa, a). Este cambio de espesor no es debido a la erosión pre-Devónico Superior por cuanto las características de la formación en la parte alta de las dos sucesiones es semejante (ARAMBURU, informe complementario para esta Hoja).

ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) establecen tres miembros en esta formación: La Matosa, Ligüeria y Tanes. En la sección del Puerto de San Isidro que se toma como referencia sólo están presentes los miembros La Matosa y Tanes. De acuerdo con la descripción de ARAMBURU (informe complementario), el Miembro de La Matosa forma una megasecuencia granocreciente de cuarzoarenitas que en esta localidad presenta 370 m de espesor. Es característico de este miembro la presencia de laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo. El Miembro Tanes, con 174 m, está formado por cuarzoarenitas blancas de grano grueso, medio y fino, con cantos dispersos de hasta 3 cm de diámetro. Las areniscas de este miembro superior muestran laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo y en los niveles detríticos finos, *ripples*. Existen también huellas de Skoolitos y Cruziana cerca del techo. No existe en San Isidro el Miembro Ligüeria, que en otras zonas, más al Este y Norte, se caracteriza por la presencia de ortoconglomerados cuarcíticos en la base que pasa gradualmente hacia arriba a cuarzoarenitas. La parte alta del miembro está formada por areniscas y lutitas. En la zona más suroriental de Puebla de Lillo los miembros medio y superior de la Formación Ermita, del Devónico superior, se apoya progresivamente de Oeste a Este en niveles más bajos de esta formación. En la base del Miembro Ligüeria ARAMBURU y GARCIA RAMOS (1988) muestran la existencia de una disconformidad estratigráfica que correlacionan con la discordancia sárdica del centro de la Península Ibérica.

La interpretación sedimentológica de esta formación es semejante a la de la Formación Olville, considerando a ambas como formadas en una llanura aluvial de ríos trenzados con algunas transgresiones marinas menores (ARAMBURU, informe complementario).

Por lo que se refiere a la edad, no se han encontrado datos paleontológicos en el ámbito de la Hoja, con la excepción de algunos icnos mal preservados de *Cruziana*. No obstante, en la Zona Cantábrica han sido citados en distintas partes numerosos icnofósiles: *Skolithos*, *Rusophycus*, *Cruziana*, *Teichichnus*, entre otros. BALDWIN (1977, 1978) ha realizado un estudio icnoestratigráfico citando la presencia de *Cruziana rugosa* y *C. goldfussi* (ROUAULT), indicando una edad Arenig para la mayor parte de la formación. Esta edad ha sido confirmada por la presencia de graptolites a techo de la Formación Barrios en la sección de Tanes (*Azygograptus undulatus* de la Biozona *hirundo*), dentro de la Hoja de Rioseco (GUTIERREZ MARCO y RODRIGUEZ, 1987). La presencia de *C. semiplicata* y *C. furcifera* D'ORBIGNY, en la parte baja de la formación en algunos lugares de la Zona Cantábrica, podría indicar una edad Tremadoc para la base en algunas zonas (CRIMES y MARCOS, 1976; BALDWIN, 1978). Datos de acritarcos y quitinozoos podrían indicar una edad para el Miembro La Matosa en esta región todavía más baja, llegando al Cámbrico medio (VANGUESTAINE y ARAMBURU, 1988).

#### 2.4. FORMACION ERMITA

En el área ocupada por la Hoja de Puebla de Lillo, al igual que sucede en toda la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, del Ponga y de Picos de Europa, la serie paleozoica pre-Carbonífera es muy incompleta, con ausencia de materiales del Ordovícico medio-superior, Silúrico y una gran parte del Devónico. El Devónico superior se halla representado por series delgadas y discontinuas. La existencia de rocas de esta edad fue puesta de manifiesto por ADRICHEM BOOGAERT y otros (1963), ADRICHEM BOOGAERT (1967), SJERP (1967) y JULIVERT (1967a y 1970). Las litologías presentes son areniscas cuarcíticas, ferruginosas, calizas, microconglomerados y congló-

merados con cantos cuarcíticos, calcáreos y lutíticos. Una parte importante de estos cantos corresponden a las formaciones Oville y Barrios. El espesor de estos niveles es reducido, no llegando en la mayor parte de los casos a 1 m y presentando un máximo de 10 m. SANCHEZ DE LA TORRE y otros (1985) indican que la Formación Ermita representa un proceso regresivo.

La atribución de la Formación Ermita al Fameniense fue realizada por el hallazgo de braquiópodos de esta edad por ADRICHEM BOOGAERT y otros (1963) y SJERP (1967). SJERP localiza esta fauna en el área del Mampodre, en el valle de Valverde, donde además aparecen fragmentos de lamelibranquios, corales, briozoos y crinoideos.

## 2.5. FORMACION BALEAS

A continuación de la Formación Ermita aparece una formación calcárea muy delgada denominada Formación Baleas por WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) y Formación Candamo por PELLO (1976). SJERP (1967) considera esta formación como un miembro de la Formación Ermita y autores posteriores han estado en general de acuerdo en la separación de esta formación de las areniscas inferiores (COLMENERO, 1976, 1984; RIO Y MENENDEZ, 1978; RODRIGUEZ FERNANDEZ y otros, 1985; SANCHEZ DE LA TORRE y otros, 1985; GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988). Está formada por calizas bioclásticas con texturas grainstone, packstone e incluso wackestone. Los bioclastos están formados por restos de crinoideos, braquiópodos, lamelibranquios, ostrácodos y briozoos. Su espesor es inferior a los 10 m y se han reconocido discontinuidades internas. Existen, por otra parte, cambios laterales entre las formaciones Ermita y Baleas (GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, *op. cit.*). Las facies existentes en la Formación Baleas corresponden a una plataforma somera abierta (COLMENERO y otros, informe complementario).

En la Zona de Riosol y Valverde ADRICHEM BOOGAERT (1967) cita conodontos pertenecientes a la zona *sulcata* (MENENDEZ, comunicación personal), que representaría el Tournaisiense inferior. El límite Devónico-Carbonífero se encuentra en esta formación (TRUYOLS y otros, 1984; GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988).

SANCHEZ DE LA TORRE y otros (1985) indican que la Formación Baleas representa un proceso transgresivo que ocurrió por basculamiento del área madre y la sedimentación tuvo lugar a profundidades someras, dentro del campo de acción del oleaje. Esto motivó la removilización parcial de sedimentos previamente depositados, junto con la erosión del sustrato rocoso.

## 2.6. FORMACION VEGAMIAN

La Formación Vegamián (GINKEL, 1965), denominada «*Capas de Vegamián*» por COMTE (1959), está constituida por pizarras negras y verdes con niveles de chert y nódulos fosfatados. También presenta algunos niveles de areniscas con glauconita y otros de calizas. Constituye un equivalente lateral de la Formación Baleas, y en general, suelen excluirse mutuamente (SANCHEZ DE LA TORRE y otros, 1982; TRUYOLS y SANCHEZ DE LA POSADA, 1983), aunque en ocasiones aparece encima de ella, como sucede en la zona de Riosol. El espesor máximo de esta formación, en el



área de la Hoja, es de 15 m en la Zona del Mampodre. Se interpretan estos sedimentos como originados en una plataforma situada por debajo del nivel de ola, probablemente en las partes más profundas de la plataforma carbonatada y en condiciones anóxicas (ADRICHEM BOOGAERT, 1967; COLMENERO y otros, información complementaria para esta Hoja).

Los datos de edad proporcionados principalmente por conodontos (HIGGINS y otros, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; TRUYOLS y otros, 1984; GARCIA ALCALDE y MENENDEZ ALVAREZ, 1988) indican una edad Tournaisiense para esta formación (biozonas de *sulcata* a *anchuralus/latus*).

## 2.7. FORMACION ALBA

El nombre de Formación Alba fue propuesto por GINKEL (1965). Está formada por calizas nodulosas, margas y lutitas de tonos predominantemente rojizos. También existen niveles de radiolaritas y calizas silicificadas de color rojo oscuro. Previamente había sido designada por BARROIS (1882) como Marmol Griotte y por COMTE (1959) como Griotte de Puente de Alba. En la presente Hoja, llega a alcanzar los 45 m. Se puede subdividir en tres miembros (WINKLER PRINS, 1968) de los que el basal está formado por lutitas rojizas o verdosas y calizas nodulosas rojas, con espesor inferior a 3 m. El miembro medio, de 1 a 16 m de espesor, consta de lutitas calcáreas o silíceas rojizas, radiolaritas y calizas silicificadas. El miembro superior lo forman calizas nodulosas rojas, rosadas o grisáceas y lutitas con espesor variable (de 10 a 40 m).

El contacto con la formación superior es gradual, y con la inferior, en el caso de apoyarse sobre la Formación Baleas, es brusco, y en el caso de apoyarse sobre la Formación Vegamián, es gradual.

La Formación Alba presenta un alto contenido en fósiles (goniatitidos, conodontos, trilobites, cefalópodos, ostrácodos, etc). De acuerdo con el contenido fosilífero estaría caracterizado en esta formación todo el Viseense y la parte baja del Namuriense (KULLMAN, 1961, 1962, 1963; WAGNER, 1963; WAGNER GENTIS, 1963, 1980; HIGGINS y otros, 1964; HIGGINS, 1971; WINKLER PRINS, 1968; MENENDEZ ALVAREZ, 1985). Faunas procedentes de esta formación han sido citadas desde antiguo y ya BARROIS (1882), DELEPINE (1928) y HERNANDEZ-SAMPELAYO y KINDELAN (1950) discutieron su edad.

Las distintas facies presentes en la Formación Alba corresponden a una sedimentación condensada en una plataforma muy uniforme, no demasiado profunda, siempre por debajo del nivel de ola (WAGNER, 1963; EVERS, 1967; WINKLER PRINS, 1968; RAVEN, 1983; COLMENERO y otros, informe para esta Hoja). La batimetría del medio no parece haber sido grande (10-100 m), tal como lo indican las asociaciones de fauna plactónica y bentónica existentes (WINKLER PRINS, 1968).

## 2.8. FORMACION BARCALIENTE

La Formación Barcaliente forma parte de los niveles calcáreos de gran espesor y ampliamente distribuidos por la Zona Cantábrica, situados sobre la Formación Alba, que ya fueron reconocidos desde antiguo y a los que EZQUERRA DEL BAYO (1844) denominó Calizas de Montaña, SCHULZ

(1858) Caliza Carbonífera y BARROIS (1882) Caliza de los Cañones. El término más usado ha sido el de Caliza de Montaña en la acepción dada por JULIVERT (1960). EVERS (1967) y WINKLER PRINS (1968) distinguieron dos miembros dentro de esta Formación, uno inferior de calizas oscuras finamente estratificadas y con laminaciones abundantes, y otro superior formado por calizas biosparíticas grises masivas. WAGNER y otros (1971) dan a estos miembros el carácter de formaciones con los nombres de Formación Barcaliente y Formación Valdeteja. La Formación Barcaliente situada en la parte inferior tiene una extensión más generalizada en la Zona Cantábrica, mientras que la Formación Valdeteja sólo se encuentra en la unidades de la Sobia-Bodón, Picos de Europa, la parte norte de la Cuenca Carbonífera Central y al norte de la Unidad del Ponga. En esta última unidad forma parte probablemente de las «Calizas del Cuera» (NAVARRO y otros, 1986). En la Hoja de Puebla de Lillo no se encuentra representada.

La Formación Barcaliente, de espesor variable (entre 15 y 450 m), se dispone en tránsito gradual sobre la Formación Alba. En el área de la Hoja, la facies más común está formada por calizas grises oscuras biomicríticas con un contenido en bioclastos entre el 10 y el 30 por 100. También están presentes calizas micríticas en capas tabulares a ondulantes en las que se observan pseudomorfo de yesos. En la Serie de Riosol, esta formación es más delgada, presentando cerca del techo conglomerados calcáreos en capas lenticulares con cantos redondeados a subredondeados y matriz micrítica.

El medio de depósito es el de una plataforma carbonatada somera en la que han dominado unas condiciones de circulación restringida (GONZALEZ LASTRA, 1978). Las facies presentes en el techo de la Formación, con brechas y conglomerados, indican la existencia de áreas inestables con formación de paleopendientes y transporte de material por flujo gravitatorio (EICHMULLER, 1986).

La edad de la Formación Barcaliente se determina principalmente con referencia al contenido paleontológico de las formaciones infra y suprayacente. Dado que el tránsito con la Formación Alba es gradual y que en el techo de esta Formación se encuentran *Goniatites* del Namuriense inferior, puede asumirse que ésa es la edad de la parte baja de la Formación Barcaliente. KULLMAN (1961, 1962), WAGNER-GENTIS (1963, 1980), WINKLER PRINS (1968) y MENDEZ Y MENENDEZ ALVAREZ (1985) asignan a esta Formación, en las unidades del Ponga y Picos de Europa, una edad comprendida entre el Namuriense A (piso Arnsbergiense, E<sub>2</sub>) y el Namuriense B inferior (Kinderscoutiense, R<sub>1</sub>) o Namuriense A superior (Alportiense, H<sub>2</sub>).

## 2.9. FORMACION RICACABIELLO

Está constituida por lutitas con alguna intercalación carbonatada cerca de su base. Las lutitas presentan tonos rojizos y algunos nódulos de sílice, limonita y dióxido de Mn. Cerca del Puerto de las Señales, existe un nivel de brechas y numerosos slump. Su distribución es irregular y su espesor máximo es de 50 m. El mapa de MARTINEZ-CHACON y otros (1985) reproducido en la figura 4, muestra la distribución de esta Formación en la parte central y occidental de la Zona Cantábrica. Como puede observarse, su distribución no sigue estrictamente las unidades tectónicas.

El nombre de la formación fue dado por SJERP (1967), estableciendo su localidad tipo en el Pico

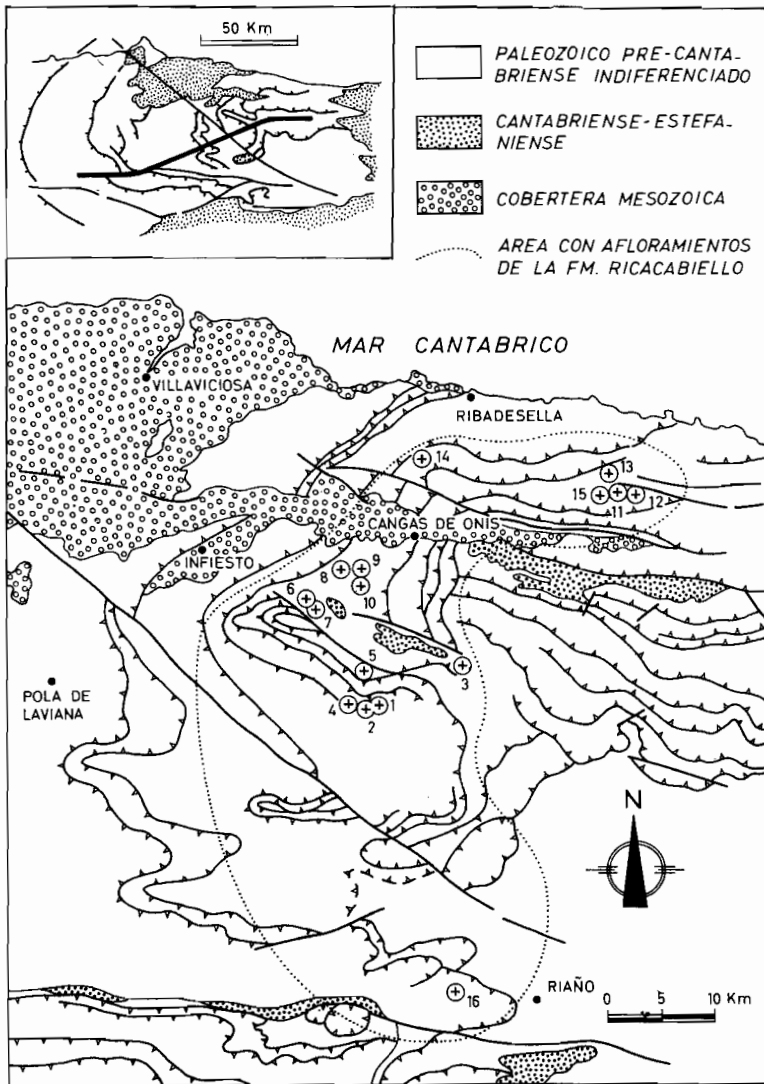


Fig. 4.- Distribución geográfica de la Formación Ricacabiello y principales localidades con fauna según MARTINEZ CHACON y otros (1985).

Ricacabiello (Macizo del Mampodre). JULIVERT (1960) la había denominado previamente en la Zona de Beleño como «serie roja inferior» y «serie abigarrada inferior».

SJERP (1967) interpretó a esta serie como un depósito condensado. Con excepción de sus afloramientos más occidentales, este carácter es común en todo el área.

Contiene una fauna relativamente abundante y uniforme. KULLMAN (1962, 1979), MARTINEZ-GARCIA (1971), MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS (1985) citan braquiópodos, conodontos y bivalvos, GANDL (1980) trilobites, SANCHEZ DE POSADA (1976) ostrácodos y MARTINEZ-CHACON y otros (1985) recogen todos los datos faunísticos existentes sobre esta formación.

La sedimentación se extendió desde el Namuriense B inferior (Kinderscoutiense) al Westfaliense A, es decir, durante todo el Bashkiriense y quizás la base del Moscoviense. Este lapso de tiempo para unos sedimentos con tan poco espesor muestra claramente su carácter de serie condensada.

## 2.10. DISTRIBUCION DE LOS MATERIALES POSTERIORES A LA FORMACION BARCALIENTE EN LA HOJA DE PUEBLA DE LILLO

El depósito de los materiales carboníferos en la Zona de Cantábrica coincide plenamente con el tiempo de deformación de la misma y en consecuencia la distribución de litologías, espesores y facies, varía ampliamente en el espacio y en el tiempo. Estos cambios son más importantes para las formaciones posteriores al depósito de la Formación Barcaliente e incluso detectables en áreas reducidas como la que corresponde a la Hoja de Puebla de Lillo. En esta Hoja, debido a la existencia de numerosos cabalgamientos, se produce un acercamiento importante de áreas palogeográficas previamente alejadas. Todos estos cambios impiden poder establecer una única sucesión para el Carbonífero con posterioridad a la Formación Barcaliente y en consecuencia se va a describir en cuatro áreas diferentes, aun cuando dentro de estas áreas existen importantes variaciones laterales. Estas sucesiones corresponden a: 1) Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (Mantos de Laviana y Rioseco), 2) Unidad del Ponga (Mantos de Campo de Caso, Espinadero y Sebarga, Sistema de Beleño y Dúplex de los Beyos), 3) Unidad de Riosol-Mampodre y 4) Unidad del Pisuerga-Carrión (Fig. 5).

No obstante, el establecimiento de estas divisiones, la Formación Ricacabiello se ha descrito conjuntamente para todas las áreas por presentar una distribución que no guarda una relación estricta con las unidades tectónicas.

### **Unidad de la Cuenca Carbonífera Central**

La subdivisión de la serie detrítico-carbonatada situada por encima de la Formación Barcaliente en la Unida de Laviana presenta grandes dificultades. No obstante, ya BARROIS (1882) diferenciaba dos tramos, denominándolos «Assise de Lena» y «Assise de Sama», de los cuales el inferior es rico en niveles calcáreos y pobre en carbón, y el superior presenta capas de carbón y las calizas están prácticamente ausentes. MARTINEZ ALVAREZ (1962) separa de muro a techo tres tramos: «Improductivo pizarroso», «Productivo entre calizas» y «Productivo pizarroso». Siguiendo las divisiones más recientes de GINKEL (1965), BLESS (1968), GARCIA LOYGORRI y otros (1971) y



0 5 km.











- |   |                        |   |  |
|---|------------------------|---|--|
|    | MANTO DE LAVIANA       |    | DUPLEX DE LOS BEYOS                    |
|   | MANTO DE RIOSECO       |   | UNIDAD DE POLINOSA                     |
|  | MANTO DE CAMPO DE CASO |  | UNIDADES DE TARNA<br>RIOSOL - MAMPODRE |
|  | MANTO DE ESPINAREDO    |  | UNIDAD DEL PISUERGA-CARRION            |
|  | ESCAMA DE AVES         |   |  |
|  | MANTO DE SEBARGA       |   |  |

Fig. 5.- Unidades tectónicas mayores de la Hoja de Puebla de Lillo.

ALLER (1968), en esta sucesión carbonífera se encuentran varias formaciones encuadradas en dos grupos: Grupo Lena y Grupo Sama. En el Grupo Lena se incluyen: la Formación Fresnedo, la Caliza de Peña Redonda y los paquetes Levinco, Llanón, Tendeyón y Caleras. En la Hoja de Pueblo de Lillo los paquetes citados no pueden reconocerse por la presencia progresiva de numerosos niveles calcáreos hacia la parte Sur de la Cuenca Carbonífera Central.

La Formación Fresnedo o Paquete Fresnedo (GARCIA LOYGORRI y otros, 1971) está formada por unos 400 m de pizarras grises o negras con niveles de areniscas. En algunas zonas se encuentran intercalaciones calcáreas lenticulares, generalmente oolíticas (EVERS, 1967). El espesor de la Formación varía fuertemente, en gran parte debido a causas tectónicas. El techo se sitúa en el primer nivel de calizas, generalmente continuas, que aparece y que constituye la base de la formación siguiente. Los datos paleontológicos han sido proporcionados principalmente por las calizas presentes en el tramo superior. En estas capas BREIMER (en MARTINEZ ALVAREZ, 1962), WINKLER PRINS (1968) y MARTINEZ-CHACON (1979) citan faunas de braquiópodos atribuidas al Bashkiriense. EVERS (1967) cita también fusulínidos en la parte alta de la formación, que corresponde a la parte más alta del Bashkiriense y a la más baja del Moscoviense.

Por encima del Paquete Fresnedo se sitúa, en la parte de Asturias, un nivel de calizas grises de 180 m de espesor, conocido como Caliza Masiva (MARTINEZ ALVAREZ, 1962) o Caliza de Peña Redonda (GARCIA-LOYGORRI y otros, 1971). Este nivel no es continuo y en ocasiones se divide en varios crestones calcáreos separados por capas pizarrosas hasta dejar de ser cartografiables a la escala del mapa 1:50.000. Esta distribución irregular de las calizas de Peña Redonda se muestra en el mapa por el trazado discontinuo de la misma. Así, en la parte leonesa del Manto de Laviana, en la Hoja de Puebla de Lillo, sólo ha podido seguirse con cierta extensión en el extremo sureste a la altura de Puebla de Lillo. Las calizas son bioclásticas, principalmente, y presentan algunas bioconstrucciones de algas. Se interpretan como formadas en una plataforma carbonatada somera.

Los datos de edad de las calizas de Peña Redonda proceden, principalmente, de la microfauna de foraminíferos. MARTINEZ DIAZ (1970), GARCIA-LOYGORRI (1974) y FEYS y otros (1974) atribuyen estas calizas al Bashkiriense. Más recientemente LEYVA y otros (1985 a), en el corte de Villoria-Los Tornos, al Norte de la Hoja del Puebla de Lillo, han puesto de manifiesto la presencia conjunta de faunas Bashkirienses y Moscovienses, mostrando que el tránsito entre ambos pisos tiene lugar dentro de esta formación. Las primeras formas claramente moscovienses, según estos autores, se encuentran inmediatamente por encima de la Caliza de Peña Redonda. GINKEL (1987) cita fauna marina Vereyense en los primeros niveles calcáreos situados sobre la Formación Fresnedo en Puebla de Lillo (Pico del Aguila). Muestras tomadas en la parte alta de la Caliza de Peña Redonda, en la localidad de Puente La Muñeca, cerca de Felechosa, han proporcionado fusulínidos que han sido clasificados por E. VILLA (Universidad de León) y dado la siguiente fauna:

— A 200 m de la base: *Ozawainella* cf. *edita*, *Ozawainella* ex gr. *pararhomboidalis* y *Archaediscus* sp. Esta fauna probablemente corresponde a la base del Moscoviense, aunque no puede descartarse una edad equivalente al techo del Bashkiriense.

— A 265 y 270 m de la base se han encontrado *Profusulinella* cf. *sitteri*, *P.* ex gr. *staffellaeformis* y *P.* ex gr. *prisca*. Esta muestra situada en el último tramo calcáreo de la Caliza de Peña Redonda corresponde al Vereisky inferior.

Sobre la Caliza de Peña Redonda en la parte superior del Grupo Lena, sigue un conjunto de pizarras, con algunas capas calcáreas y niveles de areniscas, entre las que GARCIA-LOYGORRI y otros (1971) separan tres paquetes: Paquete Levinco (550 m, aproximadamente), Paquete Llanón (500 m) y Paquete Tendeyón (900 m). Toda esta secuencia fue denominada «improductivo» por MARTINEZ ALVAREZ (1962). Las facies más comunes en estas rocas corresponden a ambientes de lagoon-llanura de marea.

En la parte alta del Grupo Lena, en el Pico Muyerina, fuera de la Hoja de Puebla de Lillo, pero inmediatamente al Sur, se ha encontrado *Pseudostaffella* ex gr. *ozawai*, que indicaría el techo del horizonte Kashirsky o la base del Podolsky, y en muestras tomadas en niveles ligeramente superiores se encuentra *Fusulinella* aff. *praecoloniae* y *Fusulinella* sp. que caracterizarían al Podolsky inferior (VILLA, informe complementario para esta Hoja).

## Unidad del Ponga

### Formación Beleño

En la parte norte del Manto del Ponga, por encima de la Formación Ricacabiello, donde ésta existe, o directamente sobre la Formación Barcaliente, se sitúa un conjunto de lutitas y areniscas, con algunos niveles de calizas hacia la parte superior (Fig. 6). El espesor de esta serie varía entre los 400 y 800 m y fue denominada por JULIVERT (1960) «Serie Pizarrosa inferior» y posteriormente Formación Beleño por GINKEL (1965). En esta Formación se pueden distinguir tres términos: basal arenosos, intermedio lutítico y superior con intercalaciones carbonatadas. Las areniscas del tramo inferior son de grano fino a medio y se disponen en capas gruesas. Las capas tienen formas de canal con frecuentes acuñamientos y estratificación cruzada en surco de mediana y pequeña escala (BAHAMONDE y otros, informe complementario). Las calizas del tramo superior comprenden, entre otras, calizas grainstone oolíticas, calizas bioclásticas laminadas, wackestone y packstone bioclásticas y calizas con laminaciones de algas. Las facies de estas calizas corresponden principalmente a medios intermareas y de plataforma (BAHAMONDE y otros, informe complementario).

En la parte sur de la Unidad del Ponga, en el sector de San Isidro-Isoba-Tarna, la litología y el carácter de la formación son diferentes (Fig. 6). Está formada por pizarras grises con nódulos de siderita, escasas intercalaciones de calizas y alternancias de areniscas y pizarras. En los niveles de areniscas y pizarras se reconocen secuencias cíclicas con estructuras sedimentarias de BOUMA y con marcas de corriente en la base de las capas. En las capas calcáreas es frecuente la presencia de «slumps». También existen grandes olistolitos en niveles con calizas y pizarras slumpizadas y conglomerados con cantos calcáreos y de pizarras angulosas, heterométricas y desorganizadas (Isoba). En San Isidro, cerca del Hotel San Isidro, aparece un nivel de unos 12 m de espesor de cantos, predominantemente calcáreos dispersos en una matriz pelítica. Las características de la Formación Beleño en el sector de San Isidro-Isoba-Tarna corresponden, de acuerdo con la interpretación de BAHAMONDE y otros (informe complementario), a la existencia de facies de talud y abanico submarino, junto con facies de plataforma con escasas evidencias de inestabilidad.

Los datos paleontológicos existentes en la Formación Beleño, han sido proporcionados principalmente por las calizas presentes en el tramo superior. En estas capas, BREIMER (en MARTINEZ

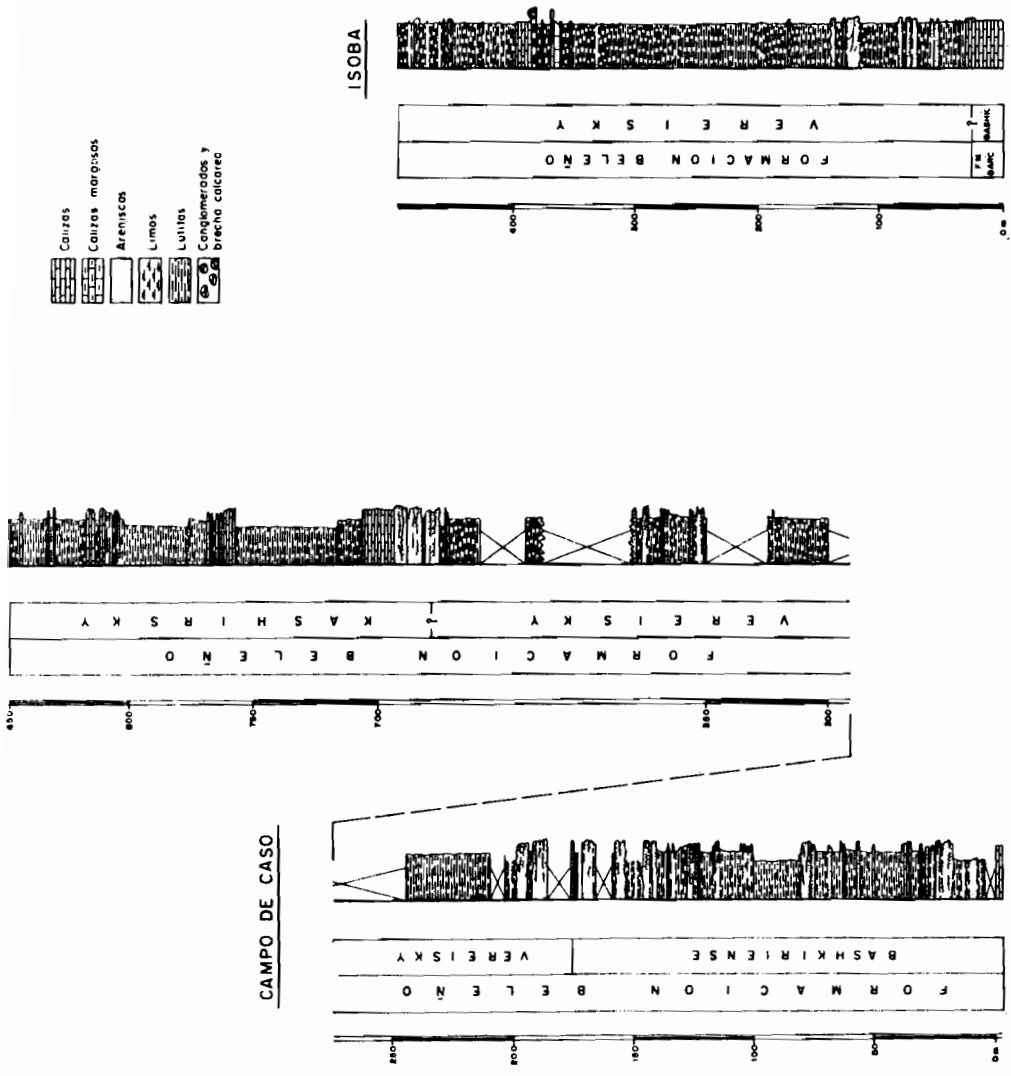


Fig. 6.- Columnas estratigráficas de la Formación - Beñaño en la Unidad de Caso en Isaba y Campo de Caso, según BARBA Y BAHAMONDE (Inf. Complementarios) respectivamente.



ALVAREZ, 1962), WINKLER PRINS (1968) y MARTINEZ-CHACON (1979) citan faunas de braquiópodos atribuidos al Kashiriense. Las fusulinas presentes en estas rocas también indican la misma edad [LEYVA y otros, 1985 b).

En muestras recogidas en el Puerto de San Isidro, en el afloramiento de la Formación Beleño, situado junto al Hotel, se han encontrado *Profusulinella* ex gr. *prisca* (cf. *Profusulinella posadaï*) y *Eostafella* ex gr. *kashirica*, que corresponden al Moscoviense inferior (probablemente Vereisky), de acuerdo con la clasificación de E. VILLA. Otra muestra en las proximidades del Lago de Isoba indica la misma edad y en ella E. VILLA (informe complementario) cita la presencia de *Profusulinella* sp., *Eofusulina* sp., *Pseudostafella* cf. *subcuadrata* y *Schubertella* ex gr. *obscura*.

### Caliza de la Escalada

Sobre la Formación Beleño, en la Unidad del Manto del Ponga, existe una caliza de unos 300 m de espesor, denominada por GINKEL (1965) Caliza de la Escalada (Fig. 7). Previamente, JULIVERT (1960) la denomina Caliza Masiva utilizando el mismo nombre que el dado a la caliza que se sitúa en la misma posición estratigráfica en la Cuenca Carbonífera Central. Se trata de calizas bioclásticas que fueron depositadas en una plataforma carbonatada somera. Dentro de la Unidad del Ponga, fuera del ámbito de la Hoja de Puebla de Lillo, estas calizas son a veces interrumpidas bruscamente llegando a desaparecer lateralmente en algunas partes (BAHAMONDE y otros, 1988).

Los datos puestos de manifiesto por GINKEL (1965) indican para la parte baja de la Caliza de la Escalada en el Manto de Campo de Caso una edad Kashirsky superior. Estos datos han sido corroborados por LEYVA y otros [1985 b)], VILLA (1988) y BARBA y otros (en prensa). Según LEYVA y otros (*op. cit.*), el tránsito entre los horizontes Kashirsky y Podolsky tiene lugar en la parte media de la formación. Sin embargo, la edad de esta misma formación en el Manto de Beleño parece ser ligeramente más joven, situándose el límite Kashirsky-Podolsky en la parte más baja de la formación o incluso en algunos lugares por debajo (VILLA y HEREDIA, 1988).

En el corte de Riofrío (al oeste del Puerto de San Isidro), en la banda de calizas más bajas de las que forman parte de la Formación Escalada y en el techo de esta banda, se ha encontrado (VILLA, informe complementario): *Fusulinella* ex gr. *praebocki*, *Fusulinella* ex gr. *schubertellinoides*, *Profusulinella? dubia*, *Pseudostaffella* cf. *timanica*, *Pseudostffella* ex gr. *ozawai*, *Eofusulina* sp., *Taitzehoella* sp., *Schubertella acuta callosa* y *Schubertella mjachkovensis*. Esta fauna indica una edad Kasirsky superior muy próximo al límite con el Podolsky. En esta misma localidad, y en la segunda banda de calizas, se ha encontrado fauna también correspondiente al techo del Kashirsky: *Fusulinella* ex gr. *subpulchra*, *Taitzehoella* cf. *librovitchi*, *Eofusulina binominata* y *Pseudostaffella* ex gr. *ozawai*. En otra localidad situada al este de la de Riofrío, en la Peña del Viento, y en la tercera banda carbonatada que aflora en este corte, se ha encontrado fauna de la misma edad o quizá algo más antigua que las anteriores: *Profusulinella* cf. *orbicularis* y *Profusulinella* cf. *Pseudorhomboides*.

### Formación Fito

La Formación Fito, sobre la Caliza de la Escalada, está constituida por pizarras, areniscas, algunas capas de carbón y varias bandas calcáreas de espesores comprendidos entre los 4 y 50 m

BRÑAGALLONES

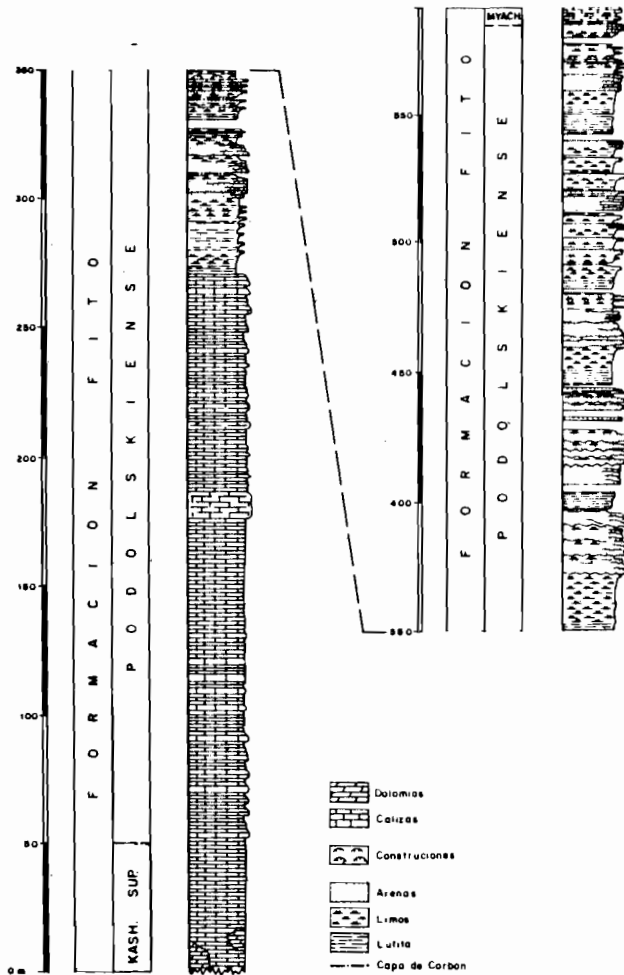


Fig. 7.- Columna estratigráfica de las Formaciones Escalada y Fito en la V. de Caso (Sinclinal de Felechosa - Tana) e - Brañagallones, según J. BAHAMONDE (Informe Complementario para esta hoja).

(Fig. 7). El nombre de la Formación fue dado por GINKEL (1965). El espesor máximo observable de esta Formación es de unos 600 m. En el área de la Hoja se encuentra representada en el extremo NE y en el sector de Brañagallones. En dicho sector, TRELL y otros (1986) diferencian dos paquetes con interés minero: Inferior y Superior, que son equivalentes a los de Prieres y Coballes, definidos para el área de Coballes-Tanes (HEREDIA y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1988). El espesor total visible es de unos 700 m, siendo 500 m el espesor del paquete inferior. El paquete inferior muestra un carácter regresivo en el que progresivamente aumenta el desarrollo de facies canalizadas y disminuye el de facies deltaicas. El paquete superior, por el contrario, representa una ligera transgresión.

Las calizas intercaladas en la Formación Fito han proporcionado microfauna de edad Podolskiense. en el corte de Campo de Caso-Tanes, en la Hoja de Rioseco, en la Parte alta del Paquete Coballes se han encontrado fusulinas de edad Myachkosky (TRELL y otros, 1986; VILLA y HEREDIA, 1988). Los palinomofos en el paquete inferior indican una edad Westfaliense D inferior (TRELL y otros, 1986).

### **Unidad de Riosol-Mampodre**

La sucesión carbonífera en esta unidad (Fig. 8) comienza con la Formación Vegamián, formada por pizarras negras y liditas, con un espesor reducido (20 m). Sigue con la Formación Alba, que presenta margas rojas en la base (50 m) y calizas rosadas nodulosas (100 m) en la parte superior. La Formación Barcaliente, situada por encima, tiene un espesor variable y reducido (entre los 50 y los 100 m), conteniendo calizas mudstone tableadas y laminadas que a veces pasan a calizas bioclásticas y ortoconglomerados calcáreos en la parte superior, como puede observarse en el Puerto de las Señales (COLMENERO y otros, informe complementario). La Formación Ricacabiello muestra un límite neto sobre la Formación Barcaliente y tiene unos 80 m de espesor. En el Puerto de Las Señales, según la descripción realizada por BAHAMONDE y otros (informe complementario), la serie comienza por alternancias de lutitas ocreas y calizas wackestone y packestone bioclásticas. Hacia arriba pasa a lutitas con cantos carbonatados y fragmentos de capas, sobre el que aparece un nivel discontinuo, con base erosiva, de ortobrechas calcáreas (de hasta 10 m de espesor) y lutitas con cantos y bloques. La serie pasa gradualmente a lutitas (hasta 60 m) con tonos rojizos, grises y verdosos con nódulos sideríticos y polimetálicos dispersos.

La parte superior de la serie carbonífera visible en esta unidad la constituye la Formación Beleño. Presenta lutitas predominantemente con algunas intercalaciones de litarenitas, en capas inferiores a 20 cm. Cerca del Puerto de las Señales aparecen bloques olistolíticos calcáreos de hasta 7 m de dimensión mayor.

### **Unidad del Pisuerga-Carrión**

Los materiales carboníferos de la Unidad del Pisuerga-Carrión se caracterizan por la presencia de series con notables variaciones de facies y espesores, así como por la existencia de discordancias, algunas de carácter general y otras locales (KOOPMANS, 1962; VEEN, 1965; WAGNER, 1965; SJERP, 1967; SAVAGE, 1967; ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987, y 1988).

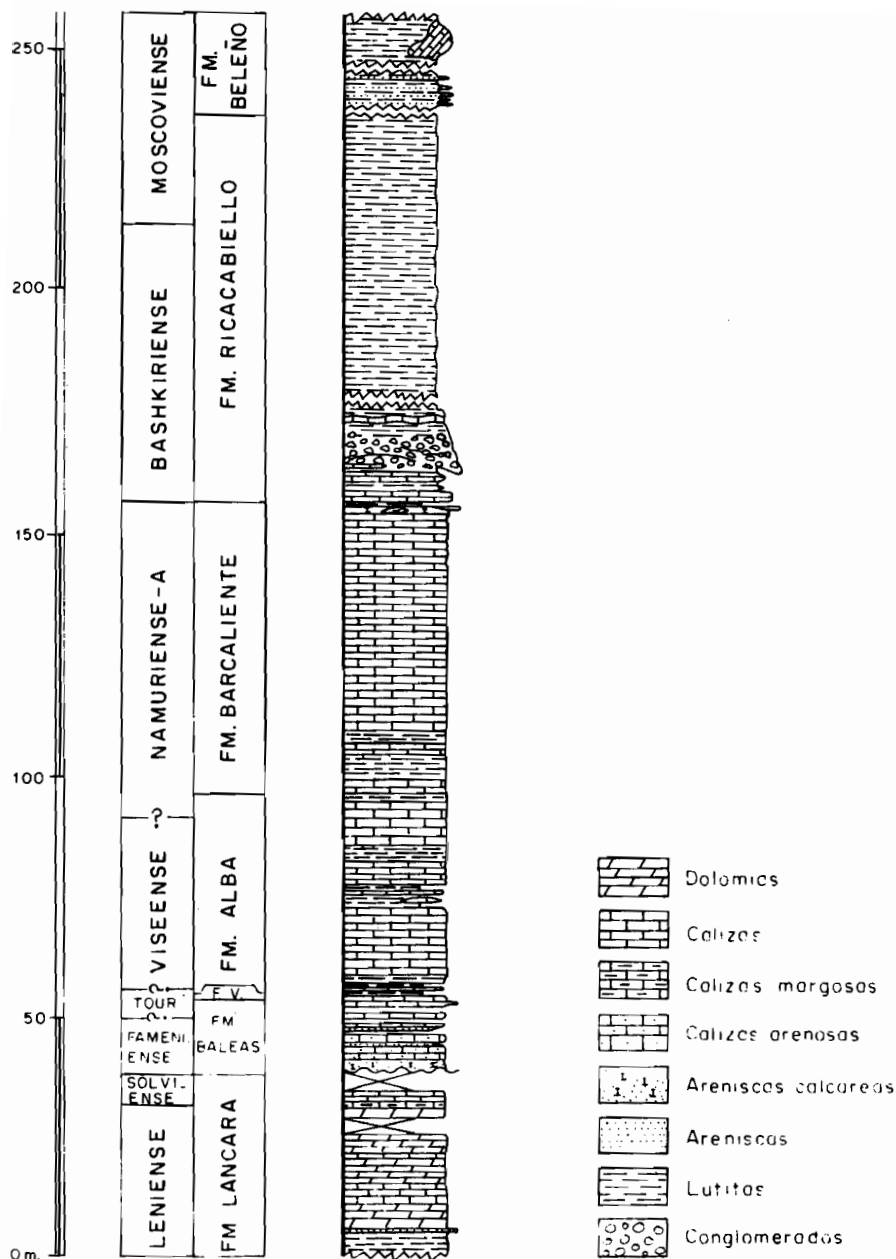


Fig. 8.- Columna estratigráfica de la unidad de Riosol - Mampodre, según J.R. COLMENERO, L. P. FERNANDEZ y C. VERA para las Formaciones Láncara y Barcaliente y según J. BAHAMONDE para las Formaciones Ricacabello y Beleño.

En el área de la Hoja de Puebla de Lillo solamente se encuentra representada la Unidad del Pisuerga-Carrión en un pequeño sector del extremo suroriental (Fig. 5). Los materiales presentes están formados por series arenoso-lutíticas con brechas calcáreas, conglomerados y grandes olistolitos calcáreos. Existen también algunos olistolitos cuarcíticos correspondientes a la Formación Barrios. El tamaño de los olistolitos es en ocasiones muy grande, pudiendo cartografiarse en mapas a escala 1:50.000. Todos estos materiales forman parte del Grupo Maraña, según la denominación dada por RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987).

La edad de las calizas que forman los olistolitos del Grupo Maraña va desde el Fameniense al Myachkoviense (MAAS y GINKEL, 1983). Esta edad procede además de los olistolitos calcáreos, de algunas floras recogidas en las pizarras. Los datos de flora, aunque encontrados fuera de la Hoja, han dado edades Westfaliense D superior-Cantabriense (datación efectuada por PEDRO LORENZO en ALONSO HERRERO, 1981). Otras floras recogidas durante la realización de la Hoja de Burón (BARBA y otros, en prensa, *b*) indican edad Cantabriense o Estefaniense. Teniendo en cuenta que el Grupo Pontón, situado por encima del de Maraña, tiene edad Cantabriense, debe considerarse a este último también Cantabriense.

#### 2.11. COMPARACION ENTRE LAS SUCESIONES CARBONIFERAS DE LAS DISTINTAS UNIDADES DE LA HOJA DE PUEBLA DE LILLO

Una síntesis sobre las relaciones entre litologías, formaciones y edades de los materiales carboníferos de las distintas unidades existentes en la parte oriental de Asturias ha sido realizada por VILLA y HEREDIA (1988), que han recogido los datos más recientes para el establecimiento de estas correlaciones. En el trabajo de MARCOS Y PULGAR (1982), de índole más general, pueden encontrarse las bases para un estudio más amplio de la distribución de los materiales carboníferos en la Zona Cantábrica. La figura de VILLA y HEREDIA (1988) que se reproduce en la figura 9 muestra esquemáticamente las correlaciones de edades y formaciones para la parte centro-oriental de Asturias. Una comparación de litologías entre los materiales de la Cuenca Carbonífera Central y los de la Unidad del Ponga y Riosol-Mampodre permite establecer las relaciones entre formaciones. Así, el Grupo Lena presenta características semejantes a las de las Formaciones Beleño, Escalada y a la parte de la Formación Fito presente en esta Hoja. Otro aspecto destacable es la reducción de espesores para cada uno de los episodios de tiempo marcados de O a E, obteniendo la geometría de cuña adelgazada hacia el E que indica la figura 9. Las formaciones son diacrónicas, siendo progresivamente más jóvenes hacia el E.

### 3. TECTONICA

La Hoja de Puebla de Lillo se sitúa en la parte central de la Zona Cantábrica y sus estructuras forman parte de unidades tectónicas mayores, que se prolongan hacia el N, dibujando el Arco Astúrico (Figs. 1 y 5). Estas unidades tectónicas son: la Cuenca Carbonífera Central, la Unidad del Ponga y la Unidad del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971; PEREZ-ESTAUN y otros, 1988). La mayor parte de la Hoja forma parte de la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central y únicamente una pequeña porción corresponde a la Unidad del Pisuerga-Carrión.

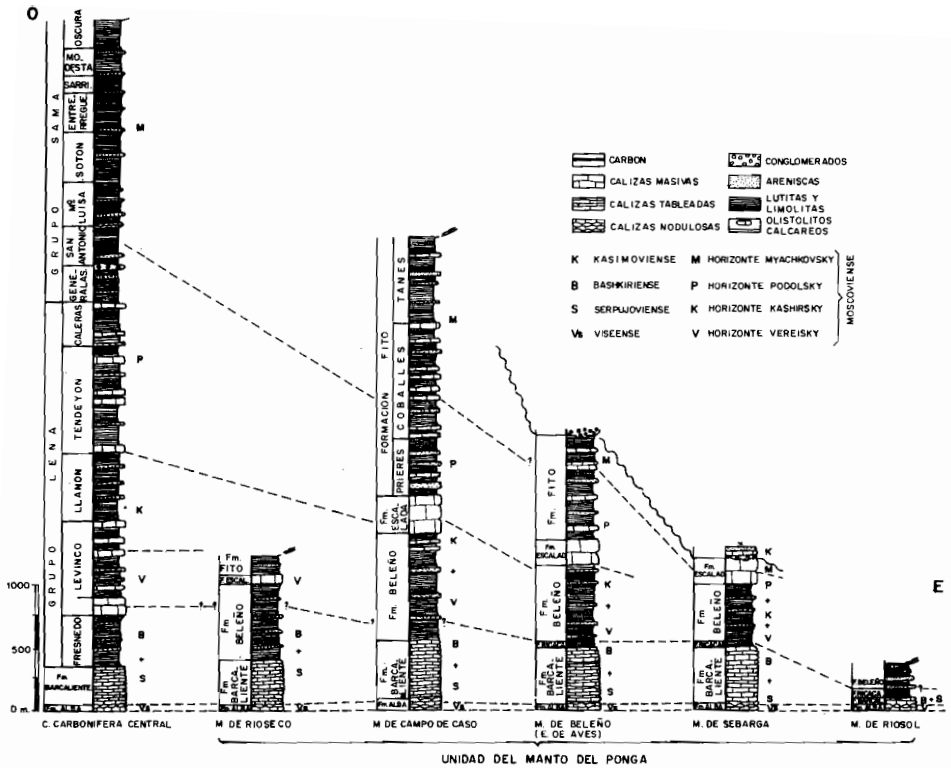


Fig. 9.- Correlación entre formaciones, litologías y edades de los materiales carboníferos de las distintas unidades de la parte oriental de Asturias según: VILLA Y HEREDIA (1988).



- |                                  |                                    |
|----------------------------------|------------------------------------|
| ① Cabalgamiento de Laviana       | ④ Cabalgamiento de Espinaredo      |
| ② Cabalgamiento de Rioseco       | ⑤ Cabalgamiento de Aves            |
| ③ Cabalgamiento de Campo de Caso | ⑥ Cabalgamiento de Sebarga         |
| ③a Cabalgamiento de Remelende    | ⑦ Cabalgamiento basal U. del Ponga |

Fig. 10.- Cabalgamientos y otras estructuras mayores de la Hoja de Puebla de Lillo.

Los estudios previos sobre la estructura de la región fueron realizados por JULIVERT (1960, 1965, 1967 a, 1967 b, 1970, 1971), estableciendo las bases para el conocimiento estructural de la Zona Cantábrica; además deben citarse a SJERP (1967), JULIVERT y MARCOS (1973), y más recientemente ALVAREZ-MARRON y PEREZ-ESTAUN (1988) y ALVAREZ-MARRON (1989). En todos estos trabajos se pone de manifiesto la gran importancia que tienen los cabalgamientos en la estructura de la región, así como el gran desarrollo de los pliegues transversales al trazado de los mismos.

Las estructuras que más resaltan en la cartografía de esta Hoja son un conjunto de cabalgamientos con un trazado cartográfico muy sinuoso, debido a la existencia de un conjunto de pliegues de trazado E-O. Existen además un conjunto de fracturas que los cortan, algunas de ellas de gran extensión lateral.

Una revisión más detallada de la cartografía permite observar que la distribución de las estructuras mencionadas anteriormente es bastante heterogénea. Por un lado, el número de escamas y cabalgamientos aumenta hacia el Este, en donde existen gran número de escamas de pequeña extensión cartográfica. Por otro lado, los pliegues presentan dimensiones y geometrías variadas, además de que no afectan de igual modo a todos los cabalgamientos.

En las figuras 5 y 10 se identifican las estructuras mayores de la región y los nombres de las más importantes. Los cabalgamientos presentes en esta Hoja son los de Laviana, Riaseco, Campo de Caso, Espinaredo, Aves y Sebarga, que dan lugar a los mantos del mismo nombre. Existen, además, varios sistemas de cabalgamientos que dan lugar al Dúplex de los Beyos y las Unidades de la Polinosa y Riosol-Mampodre. También está representada la Unidad del Pisuerga-Carrión, que representa en esta zona el autóctono relativo de la Unidad del Ponga.

Se reconocen en esta región dos sistemas de pliegues superpuestos (JULIVERT, 1971; JULIVERT y MARCOS, 1973; JULIVERT y ARBOLEYA, 1984). Se trata de los pliegues longitudinales y transversales, de acuerdo con la denominación propuesta por JULIVERT y MARCOS (1973) para toda la Zona Cantábrica. Por lo que respecta a los primeros, que presentan su traza axial paralela al trazado cartográfico de los cabalgamientos, no son fácilmente observables en la cartografía de esta Hoja. Los segundos son, por el contrario, claramente evidentes en el mapa.

Los pliegues transversales que tienen una mayor extensión lateral son el Antiforme del Río Monasterio y el Sinclinal de Felechosa-Tarna y afectan de E a O a todas las láminas de la parte norte de la Hoja. El Antiforme de Río Monasterio es el situado más al norte, observándose en su núcleo varios cabalgamientos plegados constituyendo una ventana tectónica (JULIVERT, 1967 b). Hacia el sur se encuentran el Anticlinal del Aguila, la culminación de San Isidro, el Sinclinal de Lago y el Anticlinorio de Cofiñal (Fig. 10).

Cortando a los cabalgamientos y pliegues citados, existen también un conjunto de fallas, generalmente inversas, cuya distribución está determinada por otras estructuras. Las más importantes se localizan en los núcleos de los antiformales transversales, afectando generalmente a su parte más oriental y terminando cerca de la terminación periclinal de éstos. Constituyen un sistema de dirección E-O, entre las que pueden mencionarse como más importantes, las fallas que afectan al núcleo del Antiforme del Río Monasterio, la Falla de la Peña del Viento y la Falla de Cofiñal, situada al sur de la Hoja.



Por otro lado existen dos fallas importantes que, aunque tienen una gran extensión lateral, a escala regional, sólo se observa parte de ellas en el extremo NE de la Hoja. Presentan un trazado bastante rectilíneo de dirección NO-SE, y cortan al resto de estructuras mencionadas; se trata de la falla de Ventaniella y la de Tarna (Figs. 5 y 10). La Falla de Ventaniella de edad Posherciniana presenta una componente principal de desplazamiento en la horizontal y sentido de movimiento dextral (JULIVERT y otros, 1971). También presenta desplazamiento vertical, con elevación del bloque norte, que en algunas zonas puede alcanzar los 1.000 m de salto.

### 3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS LÁMINAS CABALGANTES

El sistema de cabalgamientos presentes en la Hoja delimita un conjunto de láminas y sistemas de láminas cuyas denominaciones y distribución se muestran en el esquema de la figura 5. En él se observan varias láminas mayores que se denominan de O a E: Manto de Laviana, Manto de Rioseco, Manto de Campo de Caso, Manto de Espinaredo, Escama de Aves, Manto de Sebarga, y varios sistemas de láminas: Dúplex de los Beyos, Unidad de la Polinosa y Unidad de Riosol-Mampodre. Los cabalgamientos mayores convergen en profundidad hacia una superficie general de despegue situada en la base de la Formación Láncara, correspondiente al Cámbrico inferior-medio. En conjunto, presentan una geometría imbricada y una vergencia general hacia el este (cortes 2 y 3, Fig. 11).

Las dimensiones y distribución cartográfica de las unidades alóctonas es muy variada. Como puede verse en el mapa de láminas, el Manto de Laviana, que ocupa la parte occidental y meridional de la Hoja, presenta por delante diferentes unidades alóctonas (Fig. 5). Cabalga en primer lugar a la lámina de Rioseco y en su parte meridional lo hace sobre la de Campo de Caso. Lo mismo sucede con el cabalgamiento de Campo de Caso, que cabalga en la parte nororiental y en el núcleo de la Ventana de Río Monasterio a diferentes láminas que en el sur. En este extremo la complejidad es ya mucho mayor, dado que las láminas tienen unas dimensiones menores, observándose gran cantidad de bifurcaciones entre unos cabalgamientos y otros. Este tipo de relaciones indica que las unidades alóctonas no son continuas y, por tanto, deben presentar terminaciones laterales.

Uno de los problemas que se presentan a la hora de describir la geometría de los cabalgamientos, en una región con una distribución de estructuras tan heterogénea, y con direcciones tan variadas como la descrita, es la elección de secciones que puedan resultar representativas de su estructura. Por otro lado, el que la distribución heterogénea de las estructuras pueda ser debida a diferencias en la dirección de emplazamiento de las láminas sucesivas hace difícil el hallazgo de secciones que se correspondan con la dirección de transporte tectónico.

En oposición al problema del trazado de los cortes geológicos, el desarrollo que en esta región presentan las estructuras transversales al trazado cartográfico de los cabalgamientos, hace de ella una región excepcional para contrastar las interpretaciones realizadas en los cortes. En los núcleos erosionados de los antiformales mayores se presenta en cartografía secciones geológicas muy próximas a un corte E-O, lo que permite el contraste indicado.

Para el estudio de las estructuras se han realizado cortes geológicos con dirección aproximada

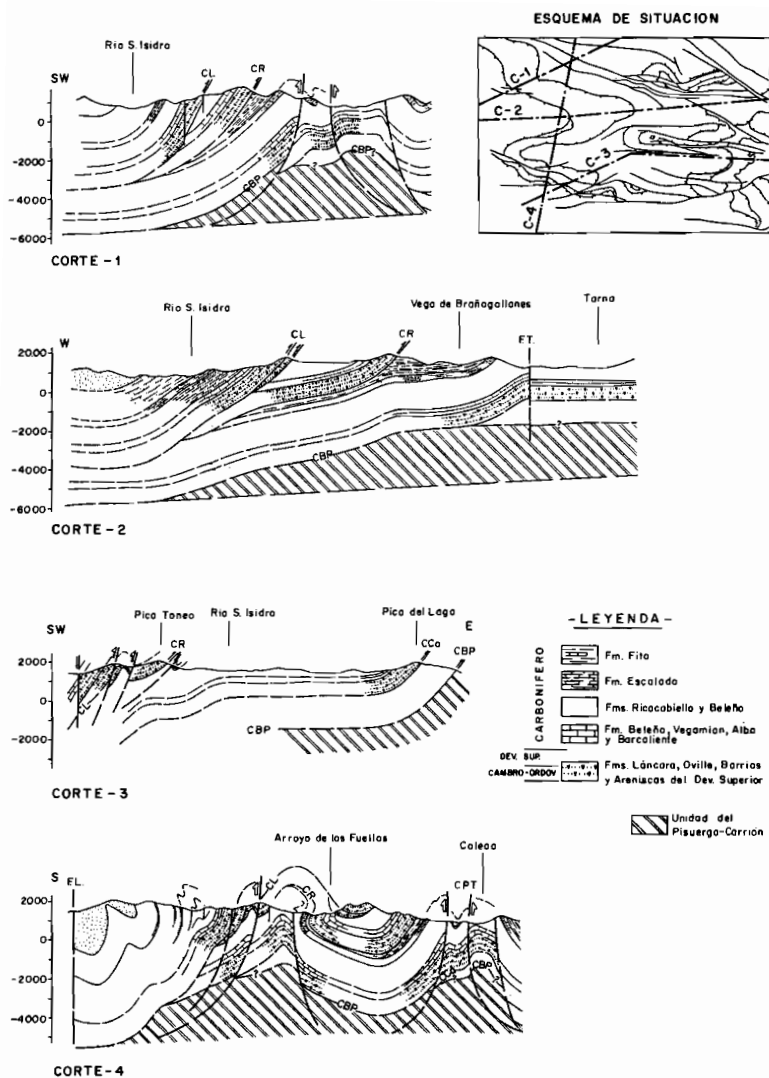


Fig. 11.- Cortes geológicos y esquema de situación. CL, Cabalgamiento de Laviana; CR, Cabalgamiento de Rioseco; C.Ca, Cabalgamiento de Campo de Caso; CBP, Cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga; CPT, Cabalgamiento de Peña Ten; FT, Falla de Tarna.

E-O (cortes 2 y 3, Fig. 11), en ellos puede observarse la estructura de los cabalgamientos transversalmente en una dirección próxima a la del transporte tectónico. Otros cortes realizados en dirección aproximadamente N-S (cortes 1 y 4, Fig. 11) muestran las variaciones laterales de las estructuras. La distribución y dimensiones de las láminas alóctonas tanto en superficie como en profundidad, difiere claramente entre unas y otras, dando lugar en sus límites a diferentes tipos de relaciones geométricas. En algunos casos estas relaciones laterales y frontales entre las diferentes láminas aparecen modificadas debido a deformaciones posteriores al emplazamiento de los mantos que han provocado, como se verá más adelante, el rejuego de estructuras ya existentes, así como la aparición de nuevas estructuras en algunas zonas. En conjunto, las estructuras producidas en relación con el emplazamiento de los cabalgamientos vergentes al este se presentan enmascaradas, haciendo difícil su interpretación y obteniéndose un modelo estructural complicado.

### **El Manto de Laviana**

La superficie de cabalgamiento se sitúa a lo largo de todo su trazado cartográfico cerca de la base de la Formación Barrios y en algunos casos existe una delgada representación de las Formaciones Oville y Láncara. Es frecuente la existencia de pequeñas escamas que se bifurcan a partir del cabalgamiento principal de este Manto. Al norte del Pico Torres aparece una pequeña escama constituida exclusivamente por materiales correspondientes a la Formación Barrios. Más al sur, en la zona de Respina, aunque la zona está fuertemente afectada por fallas posteriores, en algunos casos subparalelas al cabalgamiento, se observan dos escamas secundarias. Estas escamas presentan materiales correspondientes a la Formación Barrios, tanto en el alóctono como en el autóctono, en la mayor parte de su trazado; únicamente en la zona de Respina ascienden, tanto respecto al alóctono como al autóctono, cortando materiales más altos hasta afectar a materiales correspondientes al Paquete Fresnedo. En relación con esta rampa cabalgante se ha formado un pequeño anticlinal que presenta su eje fuertemente inclinado al sur, interpretado como un pliegue frontal que ha sido basculado en relación con el flanco sur de la culminación de San Isidro (Fig. 12). En esta región se han medido además gran número de pliegues menores y líneas de corte de estos cabalgamientos, pudiendo establecerse para esta zona una dirección de emplazamiento del Manto de Laviana hacia el NE.

Con respecto a su autóctono relativo, el cabalgamiento de Laviana se apoya sobre diferentes formaciones pertenecientes a las láminas de Campo de Caso y de Rioseco de S a N. Así, al S y SE el cabalgamiento va ascendiendo a lo largo de todo el flanco sur de la Culminación de San Isidro, sobre materiales correspondientes al Manto de Campo de Caso, apoyándose en el extremo suoriental sobre niveles cercanos a la base de la Formación Barrios, hasta alcanzar en la parte norte de la Falla de Cofiñal niveles correspondientes a la Formación Beleño. Todo este tramo puede considerarse, en general, una rampa cabalgada de dirección aproximadamente E-O. En el corte 5 (Fig. 13) pueden observarse estas relaciones. El flanco sur de la culminación de San Isidro se ha formado en relación con esta rampa, la cual presenta un dirección cercana a la dirección de emplazamiento del manto, por lo que puede interpretarse como una rampa lateral (ALVAREZ-MARRON, 1989).

A partir del Circo de Cebolledo, el Cabalgamiento de Laviana se sitúa sobre la Formación Barrios

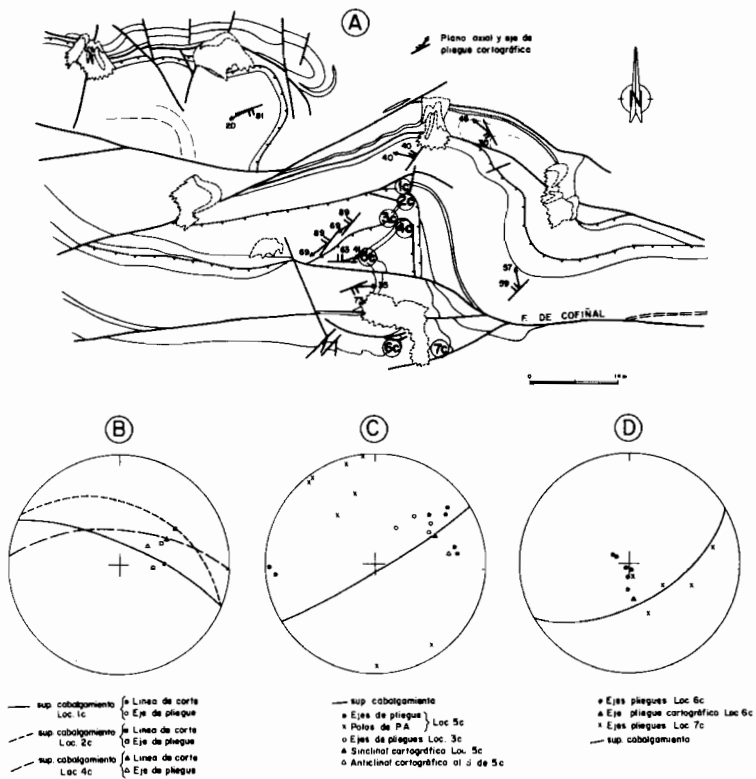
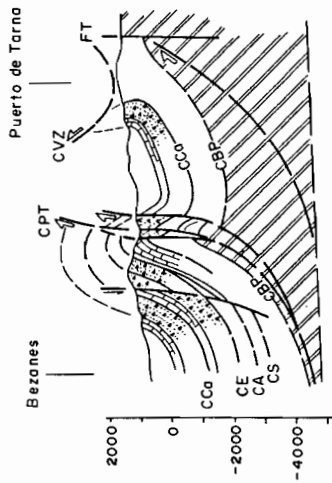
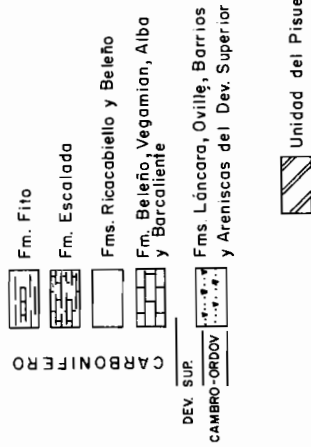


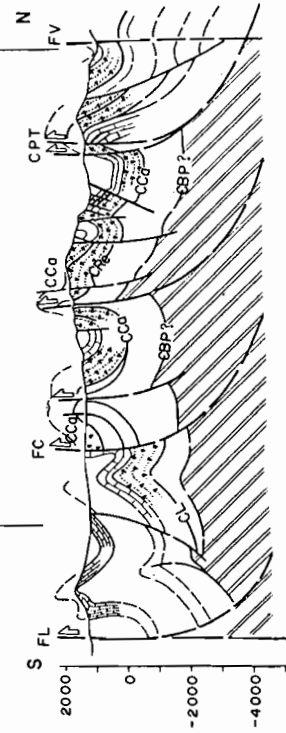
Fig. 12.- Esquema geológico de la zona de Respina (A) y proyección estereográfica de líneas de corte, ejes de pliegues y planos axiales (B, C y D).

—LEYENDA—



Pueblo de Lillo

Rio Nalón



ESQUEMA DE SITUACION



Fig. 13.- Cortes geológicos y esquema de situación. Cl, Cabalgamiento de Laviana; CCA, Cabalgamiento de Campo de Caso; CRe, Cabalgamiento de Remielde; CE, Cabalgamiento de Espinaredo; CA, Cabalgamiento de Aves; CS, Cabalgamiento de Sébarga; CCB, Cabalgamiento basal de la Unidad del Ponga; CPT, Cabalgamiento de Peña Ten; CVZ, Cabalgamiento de Valdois-Zalambral; FV, Falla de Ventaniella; FT, Falla de Tarna; FC, Falla de Cofñal; FL, Falla de León.

de la lámina de Rioseco. Asciende hasta ese nivel en un corto tramo (rampa cabalgada) y se dispone paralelo a la estratificación del autóctono, constituyendo un rellano de trazado cartográfico curvado debido a la culminación de San Isidro. En el flanco norte de este pliegue, cerca del Pico Torres, el cabalgamiento asciende hacia el este sobre la Caliza de Montaña hasta un nivel cerca del techo de la Formación Beleño. En el extremo noroccidental de la Hoja llega a aparecer, incluso, una pequeña representación de la Formación Escalada.

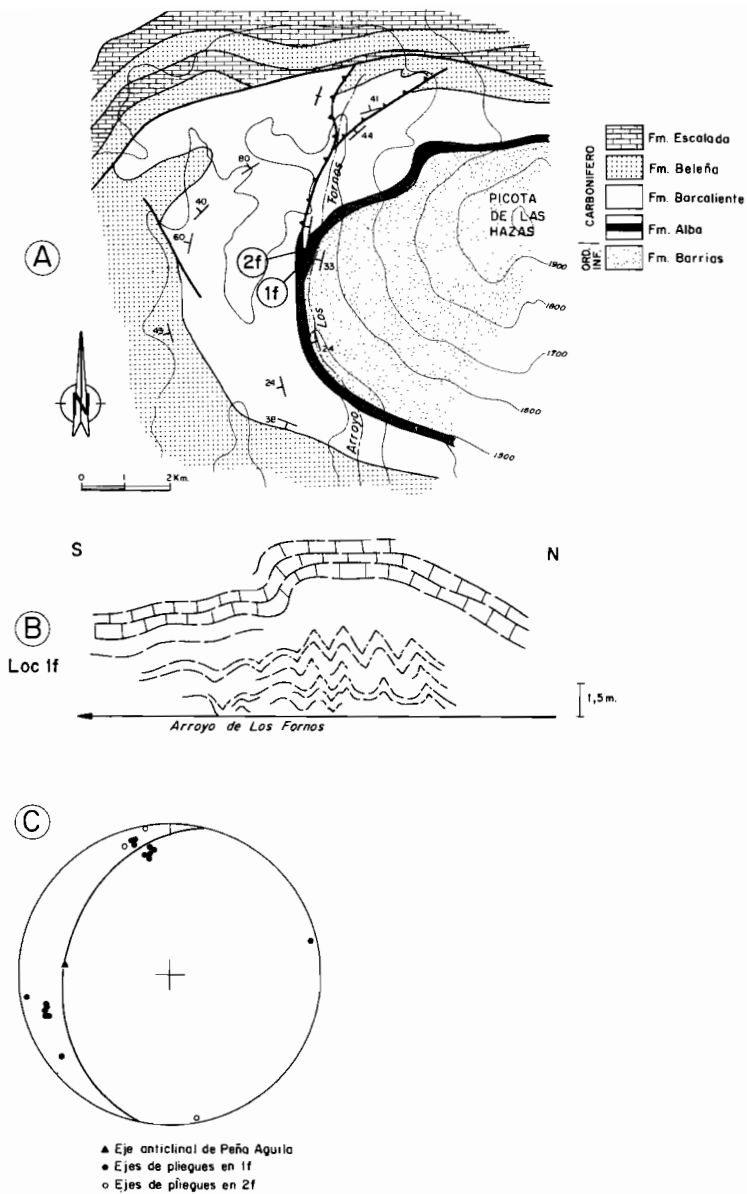
### **Manto de Rioseco**

El nivel estratigráfico colocado sobre la superficie de cabalgamiento del Manto de Rioseco a lo largo de todo su trazado cartográfico en esta Hoja es la Formación Oville, constituyendo por tanto, un rellano en el autóctono. Con respecto al autóctono se observa un ascenso corto cerca del núcleo de la Culminación de San Isidro desde la Formación Beleño hasta un nivel cercano a la base de la Formación Fito, para situarse paralelo a este nivel hasta la zona de Bañagallones. En esta zona asciende de nuevo, para situarse ya, en todo su trazado hacia el norte, sobre un nivel más alto de esta misma formación. Del estudio de las líneas de corte y la posición de los ejes de los pliegues relacionados con pequeños cabalgamientos en la Caliza de Montaña de la zona al norte del Pico Torres puede interpretarse que la dirección y sentido de desplazamiento de este manto habría sido hacia el NE.

### **Manto de Campo de Caso**

El cabalgamiento de Campo de Caso se sitúa cerca de la base de la Formación Láncara durante todo su trazado cartográfico en esta Hoja. En algunas zonas, debido a la existencia de fallas, como en el flanco sur del Antiforme de Río Monasterio, esta disposición no es clara. Ya en el interior de la lámina pueden observarse cabalgamientos menores afectando a algunos contactos litológicos entre formaciones. En este sentido, el cabalgamiento que aparece cerca del núcleo del Anticlinal del Aguila y Sinclinal de Remelende se bifurca a partir del cabalgamiento principal, dando lugar a la Escama de Remelende (Figs. 10 y 11). Por otra parte, es frecuente la existencia de despegues en la base la Formación Alba, de la que surgen pequeñas cuñas, cabalgamientos menores y en ocasiones muestran numerosos pliegues despegados sobre el contacto con las series precarboníferas. En la zona del Arroyo de Los Fornos, sobre la zona de charnela del Anticlinal del Aguila, se observan numerosas evidencias de estos despegues (Fig. 14). En algunos casos estos cabalgamientos menores llegan a cortar hacia arriba a la Formación Barcaliente, como se observa en un corte de la zona del Pico San Justo (Fig. 5). Otro de los límites que han sido utilizados para despegues se sitúa cerca de la base de la Caliza de la Escalada, dado que en los niveles calcáreos situados bajo el nivel de caliza masiva se observan numerosas cuñas, escamas, repeticiones y pliegues.

Las proyecciones de los ejes y planos axiales de los pliegues representados en los cortes de las figuras 14 y 15 indican una dirección y sentido de desplazamiento hacia el NE. Orientaciones similares se obtienen a partir de pliegues menores en otras localidades, tales como la pequeña escama que aparece afectando al flanco sur del antiforme del Río Monasterio, en donde la Formación Alba presenta también gran número de pliegues y pequeñas cuñas intraformacionales.



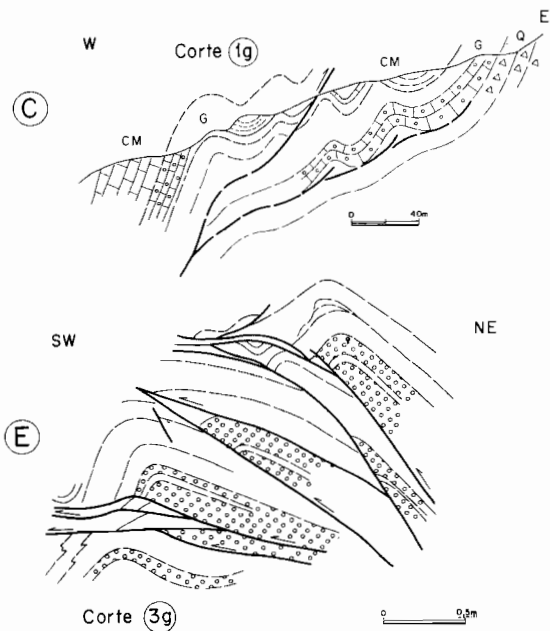
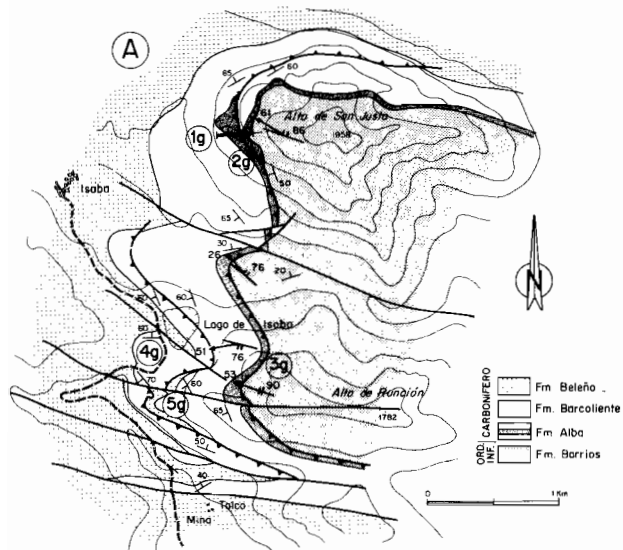


Fig. 15.- Esquema geológico de la zona de San Justo (A) y cortes geológicos de las localidades 1g (C) y 3g (E).



Con respecto al autóctono, el Cabalgamiento de Campo de Caso se dispone sobre diferentes formaciones pertenecientes a diferentes unidades alóctonas, según las zonas. En el núcleo del Antiforme de Río Monasterio aparecen bajo el Cabalgamiento de Campo de Caso un conjunto de láminas que no están presentes hacia el sur (Fig. 5). En la zona del Puerto de Tarna, bajo el Manto de Campo de Casó, aparece la lámina de Tarna, que forma parte de la unidad de Riosol-Mampodre, y más al sur aparecen el imbricado de Riosol y el de la Polinosa. El paso entre una unidad y otra del autóctono relativo suele situarse en el núcleo de una estructura antiformal transversal, constituyendo estructuras laterales (rampas o «tear fault», ALVAREZ-MARRON, 1989). Así, es clara la diferencia entre las estructuras presentes en el flanco N y S del antiforme del Río Monasterio o la que existe entre las estructuras del flanco N y S del anticlinal de Cofiñal (cortes 5 y 6, Fig. 19). En ambos casos en uno de los flancos se observa la existencia de un imbricado de láminas que no existe en el otro flanco. En este sentido, ALVAREZ-MARRON y PEREZ-ESTAUN (1988) han propuesto la existencia de un «tear fault» en el núcleo del Antiforme de Río Monasterio. En relación con estas estructuras laterales han debido formarse inicialmente los pliegues que han sido amplificadas posteriormente, durante el acortamiento N-S.

### **El Manto de Espinadero, la Escama de Aves, Manto de Sebarga y el Dúplex de los Beyos**

Todas estas unidades alóctonas tienen una escasa representación cartográfica en esta Hoja, apareciendo únicamente en el núcleo del Antiforme de Río Monasterio (Fig. 5), mientras que hacia el norte se ensanchan, apareciendo ampliamente representadas en la Cuenca de Beleño y desfiladero de los Beyos. Todas ellas existen únicamente al norte de la «tear fault» de Río Monasterio (ALVAREZ-MARRON Y PEREZ-ESTAUN, *op. cit.*). Las terminaciones laterales superpuestas de este conjunto de láminas debieron formar una culminación lateral que fue amplificada durante el acortamiento N-S que dio lugar al Antiforme de Río Monasterio.

### **Las unidades de Riosol-Mampodre y La Polinosa**

Comprenden de N a S el Manto de Tarna y los imbricados de láminas de Riosol y de La Polinosa. El límite entre el Manto de Tarna y la Unidad de Riosol se sitúa de nuevo en otro núcleo anticlinal (anticlinal del Aguila), que probablemente esté también instalado sobre una estructura lateral.

En el núcleo del anticlinal de Cofiñal, y entre la Unidad del Pisuerga-Carrión y la de Campo de Caso, se superponen dos terminaciones laterales complejas. En la Unidad de Riosol (Fig. 5) puede observarse cartográficamente una estructura lateral de la que hacia el S sale un imbricado de láminas. En relación con esta estructura lateral se observa un pequeño dúplex. Por encima de la Unidad de Riosol, la Unidad de la Polinosa se bifurca a partir del Manto de Campo de Caso, en el flanco sur del anticlinal de Cofiñal. Las unidades de La Polinosa y Riosol están formadas por un sistema imbricado de numerosos cabalgamientos de pequeño desplazamiento.

## **3.2. ESTRUCTURAS TRANSVERSALES**

Transversalmente al trazado cartográfico de los mantos se observan pliegues y fallas con dirección E-O, cuya geometría actual es el resultado de un acortamiento en dirección N-S.

## Pliegues

La posición de los pliegues transversales está muy condicionada, como ya se ha visto anteriormente, por la distribución de las láminas cabalgantes y particularmente por la posición de las terminaciones laterales de las mismas. Por esta razón estos pliegues están distribuidos de modo heterogéneo y presentan dimensiones y geometrías variadas, no cumpliendo las condiciones de los pliegues formados por «buckling».

En algunos casos, las trazas axiales de los pliegues no pueden ser trazadas a través de los diferentes cabalgamientos, presentando extensiones laterales cortas que pueden terminarse a veces de forma brusca, en algunos casos contra una superficie de cabalgamiento situada por encima o debajo (Fig. 16). Este es el caso, por ejemplo, del Sinclinal que aparece en la zona del Toneo, afectando a las cuarcitas de la lámina de Rioseco.

Otros pliegues presentan trazas axiales que atraviesan varias láminas como el Antiforme de Río Monasterio y el Sinclinal de Felechosa-Tarna. En el caso del Anticlinal del Aguila, Sinclinal del Lago y Anticlinorio de Cofiñal, las trazas axiales presentan terminaciones periclinales, sin que puedan prolongarse hacia el O, puesto que en este extremo aparece únicamente la Culminación de San Isidro.

Todos estos pliegues se forman inicialmente por acomodación de la lámina alóctona a la topografía irregular que se produce como consecuencia de las estructuras laterales de las láminas inferiores mediante un mecanismo «bending» (ALVAREZ-MARRON, 1989). En la zona en que se terminan las estructuras laterales, los pliegues formados en la lámina superior se terminan bruscamente, presentando, por tanto, una continuidad limitada. De esta forma es frecuente que los pliegues con charnelas horizontales presenten fuertes inflexiones que provocan una importante inclinación de sus ejes hacia el oeste. En este sentido también es frecuente que los pliegues presenten variaciones en su amplificación al atravesar distintas láminas o que estén presentes en algunas láminas y no en las contiguas.

## Fallas

Las fallas más importantes presentan una dirección E-O, pudiendo establecerse una clasificación en dos grupos fundamentales, según la posición que presentan respecto a los pliegues transversales.

En casi todos los núcleos de estos pliegues transversales (E-O) existe una o varias fracturas paralelas a su trazado, generalmente con mayor desplazamiento en la parte oriental del mapa. La mayor parte de ellas presentan geometría y desplazamiento de fallas inversas, levantando el labio norte (cortes 5 y 6, Fig. 13). En algunos casos, como sucede con la falla del núcleo del Antiforme del Río Monasterio, el desplazamiento es importante, dando lugar a un cabalgamiento, denominado Cabalgamiento de Peña Ten (Fig. 10). Este cabalgamiento puede seguirse por el NE, fuera de la Hoja estudiada, limitando al Dúplex de los Beyos. Todas estas fallas inversas y cabalgamientos de vergencia sur podrían estar relacionados con un nivel de despegue común, constituyendo un nuevo sistema de cabalgamientos, tal como puede deducirse de los cortes geológicos N-S, teniendo en cuenta las técnicas de realización de cortes compensados (ALVAREZ-MARRON, 1989). La dirección de emplazamiento de este nuevo sistema de cabalgamientos forma un alto ángulo con la de los cabalgamientos vergentes al Este, previamente emplazados.



Fig. 16.- Mapa de trazas axiales de la Hoja de Puebla de Lillo.

También existen algunas fallas normales (no muy frecuentes) paralelas al trazado de los pliegues, tales como la situada en el flanco N del anticlinal del Aguila (falla de la Peña del Viento), y en ambos flancos del antiforme del Río Monasterio (Fig. 10). Algunas de estas fallas deben estar en relación con el estiramiento que se produce en los flancos de los pliegues formados en relación con estructuras laterales, constituyendo fallas de revestimiento («drop faults»). Otras fallas inversas de la región, localizadas también sobre flancos de pliegues transversales, han podido ser inicialmente fallas normales que hayan sido rotadas y rejugadas como fallas inversas durante el acortamiento N-S. Este puede ser el caso de la falla del flanco S del Anticlinal del Aguila y la falla de Cofiñal (posible «drop fault» relacionada con la terminación lateral del Manto de Campo de Caso, ALVAREZ-MARRON, *op. cit.*).

En síntesis, el acortamiento N-S produce importantes modificaciones de estructuras previas. Así, los pliegues transversales son amplificadas y algunas fallas son rotadas y rejugadas. Las estructuras nuevas (fallas inversas vergentes al sur) aprovechan generalmente las zonas más favorables, que en este caso corresponden con estructuras laterales de los mantos (rampas laterales, «tear faults», fallas de revestimiento, etc.). De esta forma se produce el rejuogo como fallas compresivas de todas estas superficies.

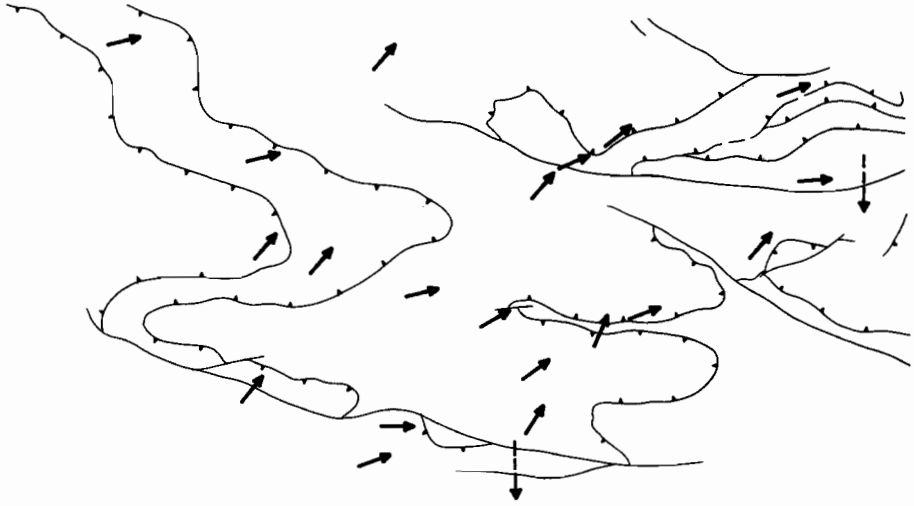
### 3.3. CINEMATICA, ACORTAMIENTO PRODUCIDO Y SECUENCIA DE EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS



Un aspecto a considerar en una región con mantos es la cinemática. El análisis cinemático incluye el conocimiento de la dirección y sentido de emplazamiento de las láminas cabalgantes.

Los criterios cinemáticos más frecuentemente utilizados para determinar estas direcciones y sentidos, en regiones con características del tipo de las que presenta la que nos ocupa, son principalmente geométricos. Entre ellos se incluyen todos los elementos lineares y planares de cabalgamientos y pliegues asociados. Entre los elementos lineares se encuentran los ejes de pliegues, líneas terminales, líneas de corte, líneas de bifurcación, etc., las rampas frontales o laterales, los flancos de culminaciones, «tear faults», etc.

Algunos de estos criterios han sido citados en la descripción de los cabalgamientos. En el esquema de la figura 17, se incluyen los criterios cinemáticos encontrados durante la elaboración de la Hoja tanto en los cabalgamientos emplazados hacia el NE como los que son el resultado del acortamiento N-S. En esta figura puede observarse un cambio en la dirección de emplazamiento entre las unidades más atrasadas, situadas al O y las más adelantadas, situadas al E, desde una dirección NE hasta una dirección E. Por otra parte, el emplazamiento de los cabalgamientos vergentes al sur representa un cambio brusco y posterior en la dirección de desplazamiento de las láminas.

El acortamiento producido por el imbricado de cabalgamientos en dirección E-O resulta difícil de estimar debido al cambio progresivo en la dirección de emplazamiento de las láminas, y a la existencia de numerosas estructuras laterales que provocan transferencias de desplazamientos entre unos cabalgamientos y otros, de norte a sur. Como mínimo puede estimarse el valor del acortamiento en torno al 60 por 100. El acortamiento en una dirección N-S, sumando la ampliación de los pliegues y las fallas inversas, se sitúa en aproximadamente un 30 por 100 en la parte oriental y algo menos en la occidental.



- 
 DIRECCION DE TRANSPORTE TECTÓNICO  
 (CABALGAMIENTOS VERGENTES AL E.)
- 
 DIRECCION DE TRANSPORTE TECTÓNICO  
 (FALLAS INVERSAS VERGENTES AL SUR)

**Fig. 17.- Direcciones de transporte tectónico basadas en los indicadores cinemáticos existentes en la zona (según ALVAREZ MARRON 1989).**

Por lo que se refiere a la secuencia de emplazamiento de las láminas cabalgantes, el área de la Hoja de Puebla de Lillo es muy reducida como para establecerse con precisión. Los cabalgamientos y fallas vergentes al S y la amplificación de los pliegues transversales son claramente posteriores a los vergentes al E y son las estructuras más tardías, con excepción de la Falla de Ventanilla y asociadas. Los cabalgamientos vergentes al E parecen haberse emplazado con una secuencia de bloque superior («forward»), ya que las estructuras de las láminas inferiores modifican la estructura de las superiores y no a la inversa (rampas laterales, etc.), no existen cabalgamientos que corten a otros, el cambio en la dirección de emplazamiento de las láminas parece progresivo desde las láminas más occidentales a las más orientales y así parece indicarlo consideraciones sobre la evolución de la cuenca sinorogénicas no observables a esta escala (MARCOS y PULGAR, 1982; PEREZ-ESTAUN y otros, 1988; VILLA y HEREDIA, 1988).

#### 4. ROCAS IGNEAS: Rocas volcánicas cambro-ordovícicas

En el área de la Hoja de Puebla de Lillo se encuentran algunos afloramientos de rocas volcanoclásticas de reducidas dimensiones. Solamente uno ha sido cartografiado, dada la escala del mapa, en la zona situada entre el Alto de Nogales y el Pico Fuentes (SJERP, 1967). Este vulcanismo de edad cambro-ordovícica está relacionado con el que de un modo más importante se desarrolló en la zona sur de la Zona Cantábrica y que ha sido reconocido y estudiado por diversos autores (COMTE, 1959; SITTER, 1962; RUPKE, 1965; EVERS, 1967; SJERP, 1967; MARCOS, 1968; PARGA, 1969; LOESCHKE y ZEIDLER, 1982; HEINZ y otros, 1985). Son, en conjunto, rocas subvolcánicas y volcanoclásticas que aparecen en diferentes niveles de las formaciones Oville y Barrios. Para la realización de esta Hoja G. GALLASTEGUI ha realizado un informe complementario sobre estas rocas en el que se basa la descripción que sigue.

El afloramiento del sur de Pico Fuentes, está constituido mayoritariamente por material de naturaleza volcánica con escasa participación sedimentaria, encontrándose ésta principalmente como xenolitos centimétricos o decimétricos arrancados y englobados durante la actividad magmática. Las tobas holovolcánicas están constituidas por fragmentos volcánicos de la misma composición, siendo en general muy monótonos y entre las que se pueden distinguir varios tipos. Las tobas vítreas de grano fino están constituidas por cenizas volcánicas mostrando estructuras de flujo en torno a las xenolitos del encajante y presentando en ocasiones fragmentos aislados de lapilli con formas típicas de «glass shards». También existen tobas vítreas de grano grueso formadas por fragmentos orientados y alargados de Lapilli y en menor proporción de cenizas, apoyados entre sí, con bordes amoldados y con rellenos de cuarzo en los intersticios. Algunos de los fragmentos presentan bordes redondeados con algún tramo cóncavo que recuerdan a las morfologías típicas de «pillows». En otras ocasiones las tobas están formadas mayoritariamente por fragmentos alargados y orientados de lapilli, extraordinariamente ricos en leucoxeno.

Todo el conjunto de fragmentos de lapilli y cenizas están afectados por una intensa alteración hidrotermal, son muy vesiculares y están constituidos por clorita, carbonatos y leucoxenoilménita, cuarzo, feldespatos potásico, magnetita y material hematítico. Engloban frecuentemente pequeños fragmentos de vidrio volcánico, piroclastos de menor tamaño y cristales o fragmentos de carbonatos y cuarzo de probable origen sedimentario. La presencia de piroclastos dentro de piroclastos indicaría la existencia de varios episodios de emisión volcánica.

Las vesículas, que definen texturas fluidales en el interior de los fragmentos, se amoldan a los pequeños fragmentos o cristales englobados por el fragmento mayor y también en relación a los fragmentos colindantes, indicados un estado viscoso de los fragmentos durante su depósito. Pueden estar rellenos únicamente de leucoxeno o clorita o bien presentar estructura en capas concéntricas de clorita (con disposición radial) y leucoxeno (en la corona externa) o estar rellenas de cuarzo microcristalino, a veces con coronas de clorita o leucoxeno. Las vesículas próximas al borde de los fragmentos de lapilli suelen rellenarse de las cenizas de la mesostasis al quedar huecas por el escape de gases.

La abundancia de material piroclástico, la mayor proporción de cenizas y lapilli en fragmentos angulosos frente a la escasez o ausencia de xenolitos, flujos de lavas y diques, son característicos de explosiones freatomagmáticas. Por otra parte, la alta vesicularidad del magma indica un alto contenido en volátiles. Al entrar en contacto el magma con los sedimentos arenosos o con el agua del mar se producirían violentas explosiones, con formaciones de cráteres en el fondo del mar y fragmentación de la lava. Una interpretación del vulcanismo de este tipo en el Sur de la Zona Cantábrica y de la evolución de estas erupciones freatomagmáticas ha sido realizado por HEINZ y otros (1985).

El estudio geoquímico llevado a cabo por LOESCHKE y ZEIDLER (1982) en rocas subvolcánicas y volcánicas del sur de la Zona Cantábrica y con caracteres y edad semejantes a las rocas descritas en esta Hoja, permiten clasificar estas rocas como basaltos subalcalinos o alcalinos, y traquibasaltos (FLOYD y WINCHESTER, 1975). En cuanto a la interpretación geotectónica, de acuerdo con los diagramas de PEARCE y CANN (1973), se trataría de rocas formadas en procesos de adelgazamiento cortical durante una etapa distensiva.

## 5. GEOMORFOLOGIA Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Existen muy pocos datos previos sobre la morfología y depósitos superficiales en la Hoja de Puebla de Lillo si se exceptúan algunas descripciones realizadas por MARTINEZ ALVAREZ (1962) y JULIVERT (1970). Ha sido realizado por A. SUAREZ un mapa morfológico para la documentación complementaria de la Hoja. La descripción de las formas de los diferentes modelados y depósitos se hará de acuerdo con dicho informe interno. Los depósitos asociados a los procesos geomorfológicos se han cartografiado como «formaciones superficiales» siguiendo criterios geomorfológicos para su identificación.

La relación entre el relieve y las estructuras y litologías paleozoicas es muy estrecha. Así, la parte meridional de la Hoja, que pertenece a la Cuenca Carbonífera Central, en donde predominan las areniscas, lutitas, delgados niveles de caliza y capas de carbón, presenta un relieve suave. Por otra parte, las zonas con gran abundancia de cuarcitas (Formación Barrios) o niveles calcáreos gruesos y masivos (Formación Barcaliente y Formación Escalada) presentan relieve acusado.

La red hidrográfica muestra también una clara influencia de las estructuras y litologías paleozoicas. La red fluvial tiene dos disposiciones fundamentales: *a)* cauces que discurren insecuentemente a las estructuras hercinianas, como sucede con el Río Porma, Río Monasterio, Río Curueño, y la mayoría de los arroyos, y *b)* cauces subsecuentes a las direcciones estructurales, aprovechando los materiales menos competentes del substrato, como es el caso del Río Celorno. De estas dos disposiciones, la mayoría de los ríos de la zona son en parte de su recorrido, principalmente

cerca de su nacimiento, insecuentes, para pasar más tarde (aguas abajo) a ser subsecuentes, siguiendo zonas de debilidad (fallas, pliegues, rocas menos competentes).

Las pendientes de las laderas de los valles son normalmente de elevadas a medias y los fondos de valles son, en general, muy estrechos. Los depósitos de los fondos de los valles en la vertiente norte o norcantábrica son casi inexistentes. Por el contrario, en la vertiente sur, los valles del Curueño y del Porma presentan grandes depósitos aluviales.

Las zonas altas de los valles han sido modeladas por los glaciares y posteriormente por procesos periglaciares, existiendo en estas áreas depósitos glaciares y periglaciares preservados. Se reconocen algunas depresiones glaciares, donde actualmente existen lagos o turberas (Lago Ausente, Lago de Isoba).

En las áreas calcáreas, dispuestas en bandas con distintas orientaciones dentro de la Hoja, se deben mencionar los retoques morfológicos producidos por los procesos kársticos. Las formas kársticas son más frecuentes en las cercanías del Puerto de Vegarada y al norte del Puerto de San Isidro. Aparecen formas cerradas, tales como dolinas y uvalas, en las partes altas de los ríos, cañones o gargantas.

Las características geomorfológicas de las vertientes N y S en la Hoja de Puebla de Lillo son diferentes, tal como se observa en el mapa geomorfológico, debido a la superposición de diferentes tipos de modelado a lo largo del tiempo. En las zonas más elevadas de la vertiente norte, y sobre todo en la vertiente sur, ha quedado preservado una morfología glaciar y periglaciar ligada a pequeños aparatos glaciares de montaña, mientras hacia las zonas más bajas se ha desarrollado una red hidrográfica que producido un modelado de tipo templado-humedo.

## 5.1 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

En el mapa geomorfológico se han cartografiado diferentes tipos de recubrimientos cuaternarios. Estos depósitos suelen ocupar las zonas altas de los valles, las zonas menos pendientes de las laderas y los fondos de los valles en sus partes más bajas.

Se ha establecido una clasificación de las formaciones superficiales de acuerdo con su origen, distinguiéndose tres tipos principales de depósitos: depósitos de origen glaciar y periglaciar, depósitos fluviales y depósitos originados por gravedad en relación con la evolución de las laderas.

### **Depósitos de origen glaciar y periglaciar**

A este grupo corresponden los glaciares rocosos, las morrenas de circos de nivación, los depósitos fluvioglaciares y las morrenas propiamente dichas. Los glaciares rocosos y morrenas de circos de nivación son muy abundantes en la parte central de la Hoja por encima de los 1.500 m (Puerto de Vegarada, N del Puerto de San Isidro y O y S del Puerto de Taña). Presentan una litología predominantemente silíceo, sus dimensiones pueden variar entre 100 y más de 400 m en algunos casos. Los depósitos fluvioglaciares, morrenas propiamente dichas y otros depósitos glaciares resultan en ocasiones difíciles de separar, por lo que en el mapa geomorfológico muchos de ellos se han incorporado dentro del epígrafe de depósitos indiferenciados. Son abundantes por encima



de los 1.300 m, ocupando las zonas altas y los valles más elevados. Depósitos glaciares bien preservados se han localizado en el área situada al N del Puerto de San Isidro.

### **Depósitos de origen fluvial**

En este grupo se incluyen los denominados depósitos de fondo de valle con pendiente, que suelen ser muy estrechos, y tal como muestra el mapa geomorfológico, cubren los fondos de los valles por donde discurren los arroyos más importantes de la parte N de la Hoja. En este grupo se incluyen también las llanuras aluviales y las terrazas fluviales que tienen gran desarrollo en la parte baja del río San Isidro, en el valle del Porma (entre Cofiñal y Puebla de Lillo, principalmente) y en el río Cureña (sobre todo al sur de Redipueñas). Los abanicos torrenciales constituyen el último grupo de depósitos de origen fluvial que se han diferenciado; se encuentran en altitudes comprendidas entre los 800 m y los 1.400 m. Dentro de éstos, los conos de deyección son abundantes al sur de la Hoja en altitudes comprendidas entre los 1.000 y 1.900 m.

### **Depósitos originados por efecto de la gravedad, principalmente en laderas**

A este grupo pertenecen los coluviones, canchales, derrubios ordenados y movimientos en masa. Los coluviones predominan en altitudes de 700 a 1.300 m, bordeando los cauces de los ríos, y se originan por «creep» del suelo. Los canchales se sitúan en dos zonas diferentes, las más elevadas de 2.000 a 1.800 m y los más bajos entre los 1.000 y 900 m. Son de litología silíceo-calcareo o mixta, y a veces van acompañados de avalanchas de rocas, como sucede en la zona del Puerto de San Isidro. La existencia de derrubios ordenados (*grezée litée* o *eboulis ordonné*) es común entre 1.000 a 900 m, ocupando a veces grandes extensiones, como se puede observar al O del Puerto de las Señales. Los derrubios ordenados más importantes proceden de la erosión de la Cuarcita de Barrios.

Los depósitos producidos por movimientos en masa se encuentran por toda la Hoja, pero son más frecuentes entre los 1.200 y los 1.600 m. En algunos sectores, como ocurre en el Puerto de San Isidro, presentan un gran desarrollo, pudiendo diferenciarse claramente en ellos una estructura ordenada de arriba hacia abajo y compuesta por: zona de cicatriz, canchal, avalancha de rocas y movimiento en masa en sentido estricto.

## **6. HISTORIA GEOLOGICA**

La primera interrupción sedimentaria presente en el ámbito de la Hoja de Puebla de Lillo es la situada en la base del Miembro Ligüeria de la Formación Barrios. Esta interrupción tiene lugar en el Ordovícico Inferior y puede relacionarse con los movimientos tectónicos que se detectan en esta edad en el área paleozoica de la Península Ibérica y Bretaña, y que pueden relacionarse con períodos de extensión (ARRAMBURU y GARCIA-RAMOS, 1988). También existen, por otra parte, rocas volcanoclasticas formadas probablemente en relación con las fallas que produce esta extensión. La segunda interrupción, mucho más importante, abarca el Ordovícico medio y superior, el Silúrico y prácticamente todo el Devónico. Materiales correspondientes al Devónico superior (Areniscas de la Ermita) aparecen en clara disconformidad sobre los del Ordovícico inferior (For-

mación Barrios). Esta disposición se debe en parte a la erosión previa al Devónico superior y en parte al carácter regresivo del Devónico en la Zona Cantábrica. La zona emergida se habría formado debido a basculamientos y elevaciones del área occidental de la Zona Cantábrica. La Formación Ermita cubre todo el área mostrando un claro carácter transgresivo.

La sedimentación Cambro-Ordovícica se produce en una plataforma somera o en medios continentales, representados por depósitos aluviales de ríos trenzados. Tras la interrupción y erosión pre-Devónico superior, la sedimentación se reanuda otra vez en un medio de plataforma, a profundidades que se sitúan dentro del campo de acción del oleaje.

Durante el Carbonífero Inferior, la sedimentación tuvo lugar en condiciones de tranquilidad tectónica y con escasez de aportes, lo que determina la existencia de depósitos de series condensadas en una plataforma de gran extensión. A partir del Namuriense se instala una plataforma carbonatada en la que dominaron unas condiciones de circulación restringidas (Formación Barcaliente). En algunas áreas de la Hoja, al techo de la Formación Barcaliente se presentan ya brechas y conglomerados, indicando la existencia de áreas inestables con formación de paleopendientes y depósitos gravitatorios. El resto de la sedimentación carbonífera presenta un carácter sinorogénico con cambios rápidos de facies y potencias. La distribución de los materiales depositados durante el Moscoviense muestra una disposición en cuña adelgazada hacia el este, del tipo de las que se generan en las cuencas de antepaís durante la formación y propagación de la cuña orogénica y por delante de la misma. No existen depósitos discordantes tardiorogénicos en la Hoja de Puebla de Lillo, aunque sí existen en áreas próximas, situadas al norte y al sur, con edades cantabrienses y estefanienses.

Durante el Westfaliense tiene lugar el emplazamiento de mantos y estructuras asociadas en toda la Zona Cantábrica. La secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos de la Hoja muestra en términos generales que los primeros en formarse fueron los más occidentales y los siguientes se formaron sucesivamente de O a E. La dirección de transporte tectónico varía, a su vez, desde las unidades más atrasadas (situadas al O) a las más adelantadas (situadas al E), desde el NE al E. Estos cabalgamientos aparecen plegados y modificados por la existencia de un segundo sistema de cabalgamientos con un trazado cartográfico de dirección aproximadamente E-O y una dirección de transporte tectónico hacia el sur. Durante el proceso de emplazamiento de este segundo sistema de cabalgamientos se produce una reactivación de estructuras previas, principalmente las estructuras laterales relacionadas con el primer sistema de cabalgamientos. Los pliegues transversales presentes en la Hoja sufren una importante amplificación, dando como resultado el trazado tan sinuoso de los cabalgamientos.

Las únicas estructuras posthercínicas presentes en el área de la Hoja son la falla de Ventaniella y sus asociadas, de posible edad pérmica y que han tenido una actividad discontinua hasta el Terciario (JULIVERT y otros, 1971; MARTINEZ GARCIA, 1981). La disposición cartográfica actual muestra que se trata de fallas de desgarre destróginas.

## 7. HIDROGEOLOGIA

El almacenamiento y circulación de aguas subterráneas en esta Hoja está controlado por la gran variedad de litologías presentes. Las formaciones que presentan mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico son las carbonatadas, y de ellas, las que reúnen condiciones idóneas para la acumulación de aguas subterráneas son las calizas de la Formación Barcaliente y la Caliza de la Escalada. Estas formaciones dibujan en ocasiones sinclinales, como el de Felechosa-Tarna, con terminaciones periclinales hacia el E y charnelas inclinadas hacia el O, que reúnen todas las condiciones para ser buenos acuíferos.

Las formaciones pizarrosas con baja porosidad son poco aptas para acuíferos y lo mismo sucede con las Cuarcitas de Barrios, tan abundantes en la Hoja. En el caso de la Cuarcita de Barrios existe además otro inconveniente por el hecho de aflorar formando laderas con fuertes pendientes, lo que favorece la escorrentía superficial. No existen acumulaciones de areniscas con alta porosidad, por lo que no pueden ser tomados en consideración como acuíferos.

La escorrentía superficial es muy importante en la Hoja debido a la gran extensión que ocupan los materiales con baja permeabilidad, al relieve, a la gran cubierta vegetal de la zona y su alta pluviometría. La pluviometría media anual varía entre 1.200 y 1.500 mm, siendo la lluvia útil media anual de 500 a 900 mm, según los datos de la Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Norte (IGME, 1984).

## 8. GEOLOGIA ECONOMICA

En la Hoja de Puebla de Lillo existen yacimientos minerales de interés económico que están en explotación y otros que han sido explotados hasta tiempos recientes. Además de los yacimientos del carbón son conocidos desde antiguo yacimientos de fluorita, cinabrio, hierro, cobre y talco.

### 8.1. MINERIA DEL CARBON

Las labores mineras más importantes que se han realizado en la Hoja han sido las del carbón. Las explotaciones de carbón comenzaron a finales del siglo pasado y continúan hasta tiempos recientes. En la actualidad no existen explotaciones abiertas. Las cuencas con capas de carbón son la Cuenca de la Marea-Coballes y la Cuenca Carbonífera Central.

#### **La Cuenca de la Marea-Coballes**

El sector de esta cuenca que se encuentra en la Hoja de Puebla de Lillo corresponde al sector de Brañagallones. En este sector estuvo en actividad una mina, Mina La María, entre los años 60 y 80. La formación que contiene las capas de carbón es la Formación Fito (Podolskiense superior-Myachkoviense), en la que se han separado dos paquetes con interés minero: Inferior y Superior. El Paquete Inferior en la zona de la Vega de Brañagallones tiene un espesor de unos 320 m, y en él se encuentran hasta 8 capas con carbón cuyo espesor más frecuente se sitúa entre los 10 y los 20 cm (TRELL y otros, 1986). Una de estas capas, denominada Ancha, cuya potencia media se cifra en 0,60 cm, fue objeto de explotación. En la zona situada al sur de Caleo se han

identificado dos capas, una de las cuales llega a alcanzar 1 m, que se explotaron en la Mina El Prendedoiro. El Paquete Superior está cortado por el cabalgamiento de Rioseco y presenta un espesor escaso, con una sola capa de carbón de 20 cm de espesor.

## La Cuenca Carbonífera Central

El sector de la Cuenca Carbonífera Central comprendido en el área de la Hoja corresponde a su parte más baja, estando representado el Grupo Lena, que no presenta importantes capas de carbón. En la parte superior de este grupo se localizan algunos carboneros que nunca han sido explotados, con la excepción de algunos «chamizos» (minas de montaña de poca importancia) en la parte SO de la Hoja.

### 8.2. MINERIA METALICA

Existen, dentro de la Hoja, indicios y explotaciones antiguas de yacimientos de metales diversos, siendo los más importantes los de fluorita, cobre, cinabrio y hierro.

Cerca de Caleao, en la Formación Escalada, existe una antigua explotación de fluorita. La mineralización está en relación con fracturas, en el límite entre esta caliza y una intercalación pizarrosa.

El hierro fue explotado en una mina, llamada Mina de Pandenes, situada en el NE de la Hoja. Se trata de una mineralización en Caliza de Montaña.

El cobre, al N de la Foz de Caso, en la zona de Ancio-Collado, aparece en el límite entre la Caliza de Monataña y las pizarras en relación probable con una fractura.

La minería del cinabrio ha tenido una cierta importancia en la Hoja de Puebla de Lillo. Existen indicios y algunas labores mineras al Sur de los pueblos de Belerda y Bezanes, en la Ventana del río Monasterio, y en el alto del Puerto de Tarna, en el límite entre las provincias de Asturias y León. Los yacimientos de la zona de Riosol son más importantes, existiendo en esta zona dos minas denominadas «Mina Carmina» y «Mina Escarlati» que han sido explotados entre 1961 y 1973. Estos yacimientos se hallan asociados a las fallas de dirección aproximadamente E-O, producidas durante el acortamiento N-S. Cada unidad supone unos recursos de orden pequeño a medio, con cubriciones estimadas comprendidas entre 100.000 y 1.000.000 Tm, y leyes medias que oscilan entre 0,5 y 1 por 100 en Hg (LUQUE, 1985). Las explotaciones de la zona de Riosol, según la edición previa de esta misma Hoja (JULIVERT, 1970), proporcionaron entre los años 1964 y 1968, 65.000 Tm de zafra, con una ley comprendida entre 1,82 y 0,14 por 100 en Hg, lo que constituye una producción de unos 340.000 kg. Según LUQUE (*op. cit.*), se trata de yacimientos de marcado carácter epitermal, con temperaturas de formación del sulfuro de Hg comprendidas entre 80° y 120°, originados a partir de soluciones hidrotermales que han circulado a través de la red de fracturas tardiherciniana. El origen de estos yacimientos podría tener conexión con procesos de origen volcánico o intrusivo-volcánico en relación con intrusiones granodioríticas tardías, que tiene a veces cierto carácter subvolcánico. Es probable la existencia de fases mineralógicas y removilizaciones producidas durante las etapas Alpinas. En la zona de Riosol, el cinabrio presenta subordinadamente estibina y fluorita (SJERP, 1967).

### 8.3. MINERIA DE TALCO

Las explotaciones de talco en la zona de Puebla de Lillo (La Respina y Río Silván) se remontan a 1930. Desde entonces ha sido explotado en minería subterránea y a cielo abierto. Existe una mina activa cuyo acceso se sitúa en la zona próxima al puente sobre el Río Silván, en el punto kilométrico 5,3 de la carretera del Puerto de San Isidro. Esta mina es explotada en tres niveles (1.306,5, 1.281,5 y 1.257 m sobre el nivel del mar) por la empresa SETAL. Las canteras se sitúan en la zona del valle de la Respina y actualmente existen dos: «Cantera Norte», explotada por IBETASA, y «Cantera Sur», explotada por SETAL. Los talcos son de cuatro tipos: negros, blancos, rosas y verdes. El 10 por 100 del talco producido es talco blanco de alta calidad para cosmética y farmacia, y el resto se usa en cerámica, pinturas plásticas y otras aplicaciones.

Existen varias publicaciones y trabajos inéditos sobre las características y origen de estos yacimientos, entre los que se encuentran los de HERNANDEZ-SAMPELAYO (1941), GALAN Y RODAS (1973), MAGNIN-FEYSOT y THIEGAUT (1973), HARDY (1980), HARDY y otros (1980).

El talco se localiza preferentemente sobre las calizas dolomitizadas de las formaciones Alba y Barcaliente, y en menor proporción, en las cuarcitas de la Formación Barrios. La talquización ha sido distinta en las rocas silíceas que en las carbonatadas (MAGNIN-FEYSOT y THIEBAUT, 1973; HARDY, 1980). La talquización de las cuarcitas requiere aporte de Mg y H<sub>2</sub>O y la liberación de SiO<sub>2</sub> y del potasio. La de las rocas carbonatadas supone la previa dolomitización. Esta talquización debió producirse por un fenómeno hidrotermal relativamente tardío con relación a la estructura de la zona y relacionando probablemente con los reajuegos de las fallas E-O, sobre todo la de Cofiñal.

## 9. BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L., y JUNQUERA, G. (1916): Hierros de Asturias. In: Criaderos de Hierro en España, 2 vol. text. 1-610.
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. VAN (1967): Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse. Geol. Meded.*, 39, 129-192.
- ADRICHEM 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). *Notas y Com. IGME*, 70, 131-135.
- ALONSO, J. L., y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión (Cordillera Cantábrica. NO de España). Significado orogénico. *C. X Congr. Int. Estrat. Geol. Carbonífero. Inst. Geol. Min. España*, 533-540.
- ALONSO HERRERO, A. (1981): Estudio Geológico de la zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, 43 y 44, 34 pags.
- ALVAREZ-MARRÓN, J.; HEREDIA, N., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1987): Mapa Geológico de la región del Ponga E. 1:100.000. Universidad de Oviedo.

- ALVAREZ-MARRÓN, J., y PÉREZ-ESTAUN, A. (1988): Thin skinned tectonics in the Ponga Región (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, 77/2, 539-550.
- ALVAREZ-MARRÓN, J. (1989): *La estructura geológica de la Región del Ponga (Zona Cantábrica. NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 223 pags.
- ALLER, J. (1986): *La estructura de la parte sur de las Unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, 180 pags.
- ARAMBURU, C. (1985): Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Oville, Barrios, Luarca y Sueve (Cambro-Ordovícico) en el área de la «Hoja de Rioseco» (Este de Asturias, NO de España). *Informe para la memoria de la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España E 1:50.000*. Plan MAGNA. IGME, Madrid, 31 págs.
- ARAMBURU, C. y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1988): Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, 11-13.
- BAHAMONDE, J.; COLMENERO, J. R., y HEREDIA, N. (1988): Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero superior de la Zona Cantábrica. *Geogacera*, 5, 48-50.
- BALDWIN, C. T. (1977): The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of northwestern Spain. In: Trace Fossil. T. P. Crimes and J. C. Harper (Eds.), 9-40.
- BALDWIN, C. T. (1978): A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese zones, NO Spain, In: M. Julivert y otros. Edit, *Geología de la parte N del Macizo Ibérico* (Tomo homenaje I. Parga-Pondal), Ediciones del Castro, La Coruña, 43-70.
- BARBA, P.; GALLASTEGUI G.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y SUÁREZ, A. (en prensa, a): Memoria explicativa de la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España*.
- BARBA, P.; GALLASTEGUI G.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., y SUÁREZ, A. (en prensa, b): Memoria explicativa de la Hoja núm. 80 (Burón) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España*.
- BARROIS, Ch. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord*, 2 (1), 630 págs.
- BLESS, M. J. M. (1968): On the Hollini ostracode genera from the Upper Carboniferous of northwestern Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 157-212.
- COLMENERO NAVARRO, J. R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- COLMENERO NAVARRO, 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 (inérita).
- COMTE, P. (1937): La série cambrienne et silurienne du León, *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 204, 604-606.

- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. IGME*, 60, 1-440.
- 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 (2), 350-356.
- DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1970): Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NO de l'Espagne. *Brev. Geol. Astúrica*, XIV, (1), 1-11.
- DELEPINE, G. (1928): Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *C. R. Séances Acad. Sci.*, Paris, 187, 507-509.
- EICHMÜLLER, K. (1986): Some Upper Carboniferous (Namurian-Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, XCVII-V, 590-607.
- EVERS, H. J. (1967): Geology of the Leonides between the rivers Bernesga and Porma (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, 160-163.
- FEYS, R., GARCÍA-LOYGORRI, A., y ORTUÑO, G. (1974): Stratigraphie des faisceaux productifs du Bassin Central des Asturies (Espagne). *C. R. VII Congr. Estr. Geol. Carb.*, Krefeld, 1971, 3, 27-44.
- FLOYD, P. A., y WINCHESTER, J. A. (1975): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geol.*, 21, 291-306.
- FONBELLA, M. A. (1979): *Palinología de la Formación Oville, edad Cámbrico Medio inferior, Cámbrico Superior-Tremadoc*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 249 págs.
- GALÁN HUERTOS, E., y RODAS, M. (1973): Contribución al estudio mineralógico de los depósitos de talco de Puebla de Lillo (León-España). *Bol. Geol. Min. España*, 84 (5), 347-365.
- GANDL, J. (1980): Trilobiten mit «Kulm-Charakter» aus dem Namur B. *Senck. Lethaea*, 60 (4/6), 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. Senckenberg.*, 100, 21-37, Frankfurt.
- GARCÍA FUENTE, S. (1959): Memoria explicativa de la Hoja núm. 77 (la Plaza, Teverga) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-69.
- GARCÍA-LOYGORRY, A. (1974): Caractères généraux du Bassin Central des Asturies (Espagne). *C. R. VII Congr. Geol. Carb.*, Krefeld, 1971, 3, 111-127.
- GARCÍA-LOYGORRY, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑÁN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH., y FEYS, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 101-150.
- GIETELINK, G. (1973): Sedimentology of a linear progradin coastline followed by three high-destructive delta complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, 124-144.

- GINKEL, A. C. VAN (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. *Leidse. Geol. Meded.*, 34, 1-225.
- GINKEL, A. C. VAN (1987): Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. b* 90 (3), 189-276.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 249-265.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., y RODRÍGUEZ, L. (1987): Descubrimiento de graptolitos arenigienses en la Escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 31-36.
- HARDY, M. (1980): *Etude géologique et mineralogique des Gîtes de Talc de Puebla de Lillo (León-Espagne). Les bilans de transport de Si et Mg.* These 3<sup>e</sup> cycle Orleans, 230 págs.
- HARDY, M.; ILDEFONSE, J. P.; FORTUNE, J. P.; TOURAY, J. C., y GARCÍA IGLESIAS, J. (1980): Genesse du talc par diffusion simultanée du magnésium et de la silice: cas des gîtes de Puebla de Lillo (Boñar-León-España). Implications pour la prospection. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, 731-734.
- 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 University Press, 131 págs.
- HEINZ, W.; LOESCHKE, J., y VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rundschau*, 74/3, 623-639.
- HEMLEBEM Y REUTHER, C. D. (1980): Alloedapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain), *N. Jb. Geol. Paläont.* 159 (2), 225-255.
- HEREDIA, N., y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (1988): Estructura y profundidad de enterramiento del Carbonífero de Coballes-Tanes (Asturias, NO de España). *Bol. Geol. Min.* T XCIX-II, 213-219.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1941): Los criaderos de talco de Lillo (León). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 8, 3-48.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P., y KINDELÁN, A. (1950): Memoria explicativa de la Hoja núm. 32 (Llanes), del Mapa Geológico de España a E 1:50.000. *Inst. Geol. Min. España*, 109 págs.
- HIGGINS, A. C. (1971): Conodont biostratigraphy of the Late Devonian-early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 3, 179-192.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T., y WAGNER, R. H. (1964): Basal Carboniferous strata in part of northern León, northwest Spain. Stratigraphy, conodont and goniatite faunas. *Bull. Soc. Belge. Geol. Paleont. Hydrol.*, 72, 205-247.
- 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, 1-346.
- JULIVERT, M. (1965): Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'est du Bassin Central, Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 (4), 644-651.
- JULIVERT, M. (1967 a): La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 1-26.



- JULIVERT, M. (1967 b): La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 59-76.
- JULIVERT, M. (1969): Memoria explicativa y mapa de la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (1.ª serie), *Inst. Geol. Min. España*, 22 págs.
- JULIVERT, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwestern Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1970): Memoria explicativa y mapa de la Hoja núm. 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (1.ª serie). *Inst. Geol. Min. España*, 16 págs.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW. Spain). *Am. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- JULIVERT, M., y ARBOLEYA, M. L. (1984): A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian chain, NW Spain). *J. Struc. Geol.*, 6, 499-519.
- JULIVERT, M.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971): Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 2, págs. V.3.1.-V.3.34, Institut Français du Pétrole, Paris.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO A., y CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares E 1:1.000.000. *IGME, España*.
- KOOPMANS, B. N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-232.
- KULLMAN, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. *Stratigraphie, Paläontologie der U. O. Goniatitina HYATT*. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 113, 3, 219-326.
- KULLMAN, J. (1962): Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz*, 6, 258-377.
- KULLMAN, J. (1963): Die Goniatiten des Namur-Stufe im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. *Paläontologie der U. O. Prolecanitina MILLER Y FURNIS*. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 116, 269-324.
- KULLMAN, J. (1979): Die «Reticuloceras-Zeit» (Oberkarbon) in der Entwicklung des Kantabrischen Variszikums. *Clausthaler Geol.*, 30, 34-44.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; BROUMISCHE, C.; CANDILIER, A. M., y GARCÍA CORTÉS, A. (1985 a): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área de Villoria-Los Tornos-La Colladona (Sector Oriental de la Cuenca Central). *C. R. X. Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid*, 1983, 1, 213-231.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; LAVEINE, J. P.; LYS, M.; LOBOZIAK, S.; MARTÍNEZ-DÍAZ, C.; BROUMISCHE, C.; CANDILIER, A. M., GARCÍA CORTÉS, A., y ESNAOLA, J. M. (1985 b): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el área de Campo de Caso-Tanes (Sector Central de la Región de Mantos). *C. R. X. Congr. Estrat. Geol. Carb. Madrid*, 1983, 1, 231-249.

- LOESCHKE, J., y ZEIDLER, N. (1982): Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. J. Geol. Palaont. Mon.*, 419-439.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch*, 6, 78,92. Trad. por J. M RÍOS: Observaciones respecto a la división de los variscides de la meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, 149-166.
- LOTZE, F. (1961): Das Kambriun Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter. Minz*, 6, 1-216. Trad. por J. GÓMEZ DE LLARENA.
- LUQUE, C. (1985): *Las mineralizaciones de Mercurio de la Cordillera Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 1531 págs.
- MAAS, K., y GINKEL, A. C. (1983): Variscan olistostrome deposition and synsedimentary nappe emplacement, Valdeón área, Cantabrian Mountainins. Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 52, 341-381.
- MAGNIN FEYSOT, C., y THIEBAUT, J. (1973): Remarques petrologiques sur la formation du gîte de talc de Puebla de Lillo (Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 109 (1/2), 150-154.
- MARCOS, A. (1968): Nota sobre el significado de la «León line». *Brev. Geol. Astúrica*, XII (3), 1-5.
- MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 163 (2), 256-260.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1962): *Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca Carbonífera Central de Asturia*. I. D. E. A., 299 págs.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1965): Rasgos geológicos de la zona Oriental de Asturias. I. D. E. A., 132 páginas.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L. (1979): Braquiópodos Carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida, Rhynchonellida). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 96, 1-291.
- 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. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 15, 33-65.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L., y WINKLER PRINS, C. F. (1985): Upper Carboniferous (Kasimovian) brachiopods from Asturias (N. Spain). *C. R. X. Congr. Int. Estrat. Geol. Carb.*, II, 435-448.
- MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1970): Nota sobre la microfauna de la Caliza Masiva de Entrepeñas (Asturias, España). *Bol. Geol. Min.*, LXXXI (1), 1-5.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971): The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains. *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 3, 267-276.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1981): El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental (Noroeste de España). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 11, 95-127.
- 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 Congr. Int. Estrat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, 71-82.

- MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1985): Namurian conodonts of Barcaliente and Valdeteja Formation in their type area (Fold and Nappe Province, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Abstracts ECOS IV*, 19-20.
- NAVARRO, D.; LEYVA, F., y VILLA, E. (1986): Cambios laterales de facies en el Carbonífero del Oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, Norte de España). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 16, 87-102.
- OELE, E. (1964): Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, 1-99.
- ORTON, G. J. (1988): A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. In: NEMEC, W. & STEEL, R. J. (Eds.), *Fan deltas: sedimentology and Tectonics settings*. Blackie and Son, 23-49.
- PARGA, J. R. (1969): *Vulcanismo del Paleozoico inferior en el NO de la Península Ibérica*. Tesis Licenciatura, Univ. 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. Lett.*, 19, 290-300.
- PELLO, J. (1976): Memoria explicativa de la Hoja núm. 52 (Proaza) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (2.ª serie). *Inst. Geol. Min.* España, 53 págs.
- PEREJÓN, A. (1984): Biostratigrafía de los arqueociatos de España. In: L. VILAS (Ed.). *Precámbrico y Paleozoico del Macizo Ibérico*. Cuad. Geol. Ibérica, 9, 213-265.
- 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. *Tectonics*, 7, 3, 517-537.
- RAVÉN, 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, 265-339.
- RÍO FERNÁNDEZ, P. del, y MENÉNDEZ ALVAREZ, J. R. (1978): Estudio lito y biostratigráfico de la Caliza de Cándamo (Loredo, zona central de Asturias). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, 10, 379-387.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, J. L., y MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R. (1985): La sucesión del Devónico Superior y Carbonífero inferior en el Sinclinal de Alba (León, NO de España). *C. R. X Congr. Int. Geol. Estrat. Carb.*, 1, 133-144.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R., y HEREDIA, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 207-229.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. 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, NO de España). *Publicaciones II Congreso Geológico de España*. Simposio sobre Cinturones Orogénicos, 65-74.
- RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 32, 1-74.
- SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1976): Quelques remarques au sujet de la répartition des faunes d'Ostracodes carbonifères dans le Chaîne Cantabrique. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, 96, 407-412.

- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A., y GONZÁLEZ 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, 77-90.*
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; MANJÓN RUBIO, M.; GONZÁLEZ LASTRA, J., y RÍO FERNÁNDEZ, M. P. (1985): The Devonian-Carboniferous boundary and Lower Carboniferous deposits in the Asturian Basin (Spain). *C. R. IX Int. Congr. Estrat. Geol. Carb., Urbana, 3 (3), 479-493.*
- SAVAGE, J. F. (1967): Tectonic Analysis of the Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded., 39, 165-246.*
- SCHULZ, G. (1858): *Descripción geológica de la Provincia de Oviedo.* José González Impr., 138 págs.
- SDZUY, K. (1967): Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trab. Geol., Univ. Oviedo, 1, 77-134.*
- SDZUY, K. (1968): Biostratigrafía de la griotte Cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables. *Trab. Geol., Univ. Oviedo, 2, 45-57.*
- SDZUY, K. (1971): La subdivisión biostratigráfica y la correlación de Cámbrico medio de España. *I Congr. Hisp. Lusoamer. Geol. Econ. Madrid-Lisboa, 2, 769-782.*
- SITTER, L. U. de (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Explanation of a geological map with sections, escala 1:100.000. *Leidse Geol. Meded., 26, 255-264.*
- SJERP, N. (1967): The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded., 39, 55-128.*
- TRELL, A.; MUÑOZ, J. L.; LEIVA, F.; VILLA, E.; HORVATH, V., y HEREDIA, N. (1986): Estudio geológico-minero del área carbonífera de Brañagallones (Asturias). *Informe Inst. Geol. Min. España, 55 págs.*
- 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.* X Int. Congr. Estrat. Geol. Carb., Madrid, 39-59.
- TRUYOLS, J.; ALVAREZ, F.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C. A.; MENÉNDEZ-ALVAREZ, J. R.; SÁNCHEZ DE LA POSADA, L. C., y SOTO, F. (1984): Memoria explicativa de la Hoja núm. 104 (14-07) (Boñar), del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España.*
- VANGESTAINE, M., y ARAMBURU, C. (1988): Cambrian and Ordovician acritarch and chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain, preliminary results. *Int. Symp. Circum-Mediterranean Palynology.* Zeist (Holanda).
- VEEN, J. VAN (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño Area. Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded., 35, 45-104.*
- VILLA, E. (1988): *Fusulinaceos Carboníferos del E de Asturia (N de España).* Tesis Doctoral Univ. Oviedo, 378 págs.
- 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. y Min., T. XCIX-V, 757-769.*

- WAGNER, R. H. (1963): A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 74, 171-334.
- WAGNER, R. H. (1965): Paleobotanical dating of the Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 66 págs.
- 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. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 4, 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Lower Namurian Goniatices from the griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, 5-42.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1980): Goniatices from the Visean-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*, 55, 1-43.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968): Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 41-126.
- ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO de España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 5, 1-118.
- ZAMARREÑO, I., y JULIVERT, M. (1976): Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 1, 135-163.



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID