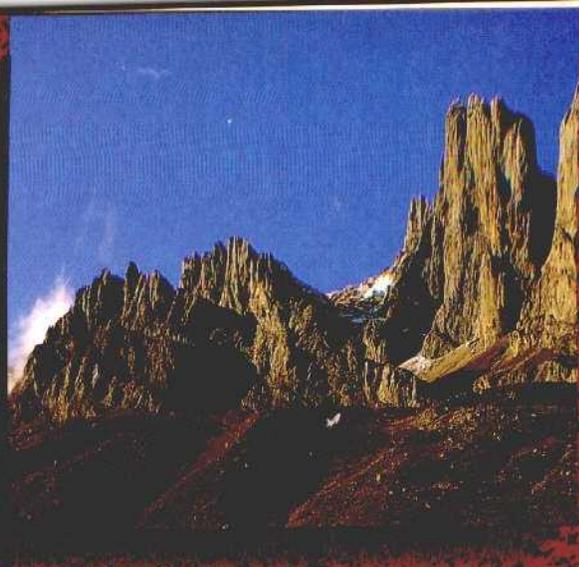


ESCALA 1 : 200.000

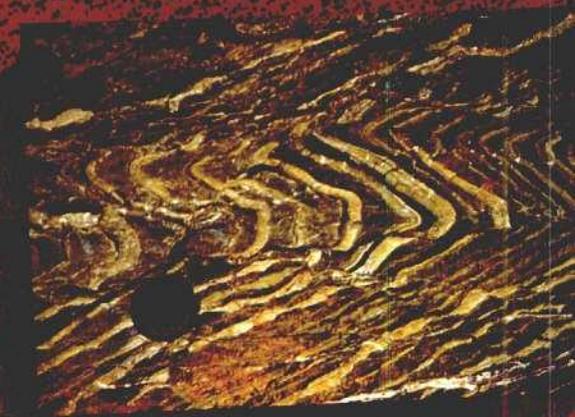
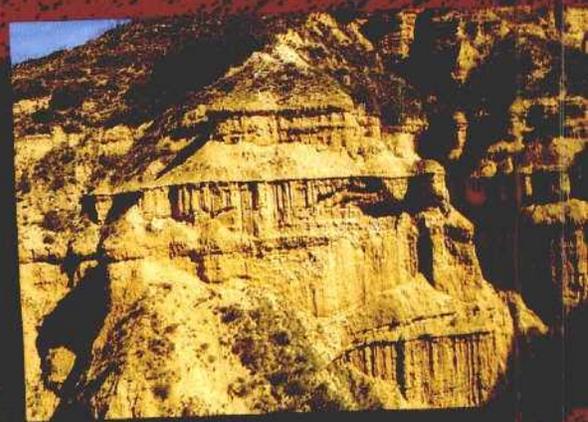
MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE LEÓN



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España



MAPA GEOLÓGICO  
DE LA PROVINCIA  
DE LEÓN



ESCALA 1 : 200.000

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

DIPUTACION DE LEÓN

MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA  
DE  
LEÓN

ESCALA 1:200.000

26052

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23, - 28003 Madrid

Depósito legal: M-34711-1994

NIPO: 241-94-009-8

ISBN: 84-7840-202-0

---

Fotocomposición: GEOTEM S.L., Sambara, 40

Imprime: Master's Gráfico, S.A.

## PRÓLOGO

La Diputación de León, en cuanto entidad representativa de los intereses de la provincia, ha manifestado siempre una clara vocación hacia todo lo que supusiera la profundización en el conocimiento de nuestra realidad.

Consecuencia de esta actitud y de la voluntad institucional de contribuir en forma activa al fomento de nuestros valores han sido los numerosos trabajos de investigación patrocinados por la institución provincial. Uno de ellos es este Mapa Geológico de la Provincia de León, realizado por el Instituto Tecnológico Geominero de España como resultado de un convenio de cooperación y asistencia técnica firmado en su día con la Diputación.

Evidentemente, poco haríamos en la tarea de promoción de nuestros valores si esos estudios no encontraran la adecuada vía de difusión para llegar a todos cuantos puedan tener interés en conocer mejor nuestra provincia en cualquiera de sus manifestaciones. De ahí el esfuerzo de la Diputación por complementar su apoyo a la investigación con una labor divulgativa de los resultados conseguidos merced al patrocinio provincial.

Esta vez el resultado es una obra única en sus características sobre la provincia de León. Ello supone, de alguna forma, la apertura de un nuevo camino para quienes, a partir de este compendio de nuestra realidad geológica, puedan estar interesados en profundizar en el estudio de algunos de sus aspectos.

En cierto modo, podría decirse que aunque sólo sea en el sentido físico todos los leoneses hemos empezado ya a "profundizar" en nuestra realidad al dotarnos de este mapa que nos permite dar un salto cualitativo importante desde lo puramente descriptivo de nuestra superficie (lo geográfico) hasta un estudio, como el que nos ocupa, que no sólo considera la forma exterior de nuestra provincia, sino también su morfología interior y la naturaleza de las materias de que está compuesta.

Pero es que, además, el mapa no refleja sólo la descripción que resultaría a partir de la información aportada por su trabajo de sonda, sino que incorpora la perspectiva histórica sobre la evolución geológica a lo largo del tiempo, lo que nos facilita una muy interesante aproximación al conocimiento de los cambios y alteraciones que han experimentado, desde su origen hasta hoy, las materias que componen esa realidad que todos identificamos físicamente como la provincia de León.

**Agustín Turiel Sandín**  
Presidente de la Diputación de León

El Mapa Geológico de la Provincia de León ha sido realizado por el Área de Geología del Instituto Tecnológico Geominero de España en su Oficina de Proyectos de León, en el marco del Convenio de Cooperación y Asistencia Técnica suscrito con la Excma. Diputación de León.

Han intervenido en su realización:

#### **MAPA GEOLÓGICO:**

A. Suárez, P. Barba, N. Heredia y L. R. Rodríguez Fernández; L. P. Fernández y A. Herrero han participado en aspectos parciales y se ha contado igualmente con la colaboración de F. Nozal.

#### **MEMORIA EXPLICATIVA**

Introducción: L. R. Rodríguez Fernández.

Estratigrafía: P. Barba, N. Heredia, L. R. Rodríguez Fernández y A. Suárez.

Cuaternario y Geomorfología: F. Nozal con la colaboración de A. Herrero.

Tectónica: N. Heredia, L. R. Rodríguez Fernández y A. Suárez.

Rocas Igneas: G. Gallastegui y N. Heredia.

Recursos Naturales: F. Nozal y L. R. Rodríguez Fernández.

Dirección y Coordinación: L. R. Rodríguez Fernández y N. Heredia.

# INDICE

	Pág.
I. INTRODUCCIÓN.....	9
II. ESTRATIGRAFÍA.....	13
II.1. INTRODUCCIÓN.....	13
II.2. EL CICLO SEDIMENTARIO PRECÁMBRICO.....	13
II.3. EL CICLO SEDIMENTARIO HERCÍNICO.....	13
II.3.1. Precarbonífero (Depósitos Preorogénicos Hercínicos).....	15
II.3.1.1. Zona Centroibérica (ZCI).....	15
II.3.1.2. Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL).....	16
II.3.1.3. Zona Cantábrica (ZC).....	23
II.3.2. Carbonífero (Depósitos Sinorogénicos Hercínicos).....	41
II.3.2.1. El Carbonífero inferior (Tournaisiense-Namuriense A).....	42
II.3.2.2. El Carbonífero medio (Namuriense B-Westfaliense).....	44
II.3.2.3. El Carbonífero superior (Estefaniense).....	61
II.4. EL CICLO SEDIMENTARIO ALPINO.....	74
II.4.1. El Cretácico y Paleógeno Preorogénico.....	74
II.4.2. El Paleógeno y Neógeno Sinorogénicos.....	74
II.4.2.1. Cuenca del Duero.....	76
II.4.2.2. Cuenca terciaria del Bierzo.....	78
II.4.3. La Raña.....	78
II.5. CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA.....	79
II.5.1. Depósitos Cuaternarios.....	79
II.5.2. Geomorfología.....	81
II.5.2.1. Zócalo Hercínico.....	81
II.5.2.2. La depresión del Duero.....	84
II.5.2.3. Glaciarismo.....	87
II.4.2.4. Evolución morfológica.....	90
III. TECTÓNICA.....	91
III.1. INTRODUCCIÓN.....	91
III.2. LA ESTRUCTURACIÓN PREHERCÍNICA.....	91
III.3. LA ESTRUCTURACIÓN HERCÍNICA.....	91
III.3.1. La zona Centroibérica (ZCI).....	95
III.3.2. La zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL).....	95
III.3.3. La estructuración tardía en la ZCI y ZAOL.....	100
III.3.4. El metamorfismo en la ZCI y ZAOL y su relación con la deformación.....	101
III.3.5. Edad de la deformación en la ZCI y ZAOL.....	106
III.3.6. La zona Cantábrica (ZC).....	106
III.3.6.1. Las Unidades del Esla y Valsurvio (UEV).....	107
III.3.6.2. Las Unidades de Somiedo-Correcillas (USC).....	107
III.3.6.3. Las Unidades de la Sobia-Bodón (USB).....	117
III.3.6.4. La Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (CCC).....	117
III.3.6.5. La Unidad del Ponga (UP).....	118
III.3.6.6. La Unidad de Picos de Europa (UPE).....	118
III.3.6.7. La Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC).....	118
III.3.7. Las deformaciones tardías en la ZC.....	122
III.4. LA ESTRUCTURA ALPINA.....	122

IV. MAGMATISMO.....	133
IV.1. INTRODUCCIÓN .....	133
IV.2. EL VULCANISMO PRECÁMBRICO.....	133
IV.3. EL VULCANISMO DEL PALEOZOICO INFERIOR.....	133
IV.4. EL PLUTONISMO Y VULCANISMO DEL PALEOZOICO SUPERIOR .....	136
IV.4.1. Las rocas plutónicas sincinemáticas de la ZAOL.....	136
IV.4.2. Las rocas plutónicas postcinemáticas de la ZAOL.....	136
IV.4.3. Las rocas plutónicas postcinemáticas de la ZC.....	139
V. RECURSOS NATURALES.....	141
V.1. MINERÍA Y CANTERAS .....	141
V.2. HIDROGEOLOGÍA.....	141
VI. BIBLIOGRAFÍA.....	149
FOTOGRAFÍAS.....	167

## I. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista geológico, el sustrato rocoso de la Provincia de León está constituido por dos conjuntos con características marcadamente diferentes. Por un lado los materiales más antiguos, precámbricos o paleozoicos, presentan una gran variedad de litologías (pizarras, cuarcitas, calizas, rocas ígneas, etc) y muestran una estructura tectónica muy compleja, encontrándose intensamente plegados y fracturados; de otro lado los materiales de edades mesozoica, terciaria y cuaternaria presentan una naturaleza litológica más homogénea y una disposición estructural más simple, apareciendo prácticamente indeformados (horizontales), excepto en las cercanías de los afloramientos paleozoicos, donde su estructura tectónica muestra alguna complejidad.

Desde un punto de vista litológico, León constituye una en-crucijada de los tres dominios litológicos en que se divide clásicamente la Península Ibérica, en función de las rocas dominantes: Iberia silícea, Iberia calcárea e Iberia arcillosa; en León las comarcas occidentales (Bierzo, Laciana, Cabrera, Omañas, Maragatería) constituyen el área silícea, el Norte (La Montaña) el área calcárea y el área SE, (Páramos y Riberas) el área arcillosa, con un enclave occidental en la depresión del Bierzo.

El área calcárea comprende con bastante exactitud la comarca natural de «la Montaña leonesa»; las rocas que la constituyen son fundamentalmente de edad paleozoica (o primaria), caracterizándose por la gran abundancia de calizas que constituyen un componente fundamental de su paisaje.

Los terrenos que afloran en el área calcárea, tienen edades desde cámbricas a carboníferas con una pequeña representación de terrenos mesozoicos (o secundarios), alineados en una estrecha franja que bordea por el Sur la región y que se extiende de Oeste a Este desde Riello a Puente Almuhey, pasando por la Robla, Matallana, Boñar y Cistierna. Litológicamente, además de la gran abundancia de calizas cámbricas, devónicas, carboníferas y mesozoicas, se compone también de cuarcitas ordovícicas, pizarras y areniscas devónicas y extensos afloramientos de pizarras carboníferas, en el mesozoico son peculiares los afloramientos con facies arenosas.

El área silícea comprende las comarcas de El Bierzo (excepto su depresión central), Laciana, La Cabrera y parte de la Maragatería y la Cepeda así como el valle montaños de las Omañas.

Los terrenos que constituyen el área silícea son fundamentalmente de edad Paleozoico inferior con abundantes y extensos afloramientos de pizarras precámbricas, cuarcitas y pizarras cámbricas y ordovícicas, y ampelitas silúricas. Existen, asimismo, afloramientos limitados pero continuos de calizas cámbricas y silúricas, que en ocasiones aisladas llegan a ser los elementos dominantes del paisaje (valle de Peñalba). Por último, en el área silícea existe una notable representación de terrenos pizarrosos carboníferos en las «Cuencas» de Laciana y El Bierzo.

El área arcillosa se extiende por las comarcas centrales y surorientales de la región leonesa. Comprende las «Riberas» de los grandes ríos que descienden de la Montaña y sus interfluvios (El Páramo, Oteros, Tierra de Campos, Sobarriba, Valdorcina,...) así como los extensos afloramientos arcillosos de la depresión central de El Bierzo. Litológicamente se componen fundamentalmente de arcillas del Terciario, tapizadas por extensos mantos de cantos de cuarcita con matriz arcillosa en los interfluvios de los grandes ríos y por terrazas cuaternarias en los valles fluviales.

Desde un punto de vista tectónico se pueden considerar igualmente dos áreas estructurales diferenciadas. Por un lado, el «edificio hercínico», más o menos modificado por eventos alpinos, que comprende las áreas calcárea y silícea; por otro lado los terrenos afectados exclusivamente por la Orogenia Alpina, o posteriores a este evento tectónico, circunscritos prácticamente al área arcillosa.

En el sector de la Cordillera Hercínica comprendido en la Provincia de León, se pueden diferenciar asimismo varios «dominios», en base a la división en «zonas» en que se ha compartimentado clásicamente el Macizo Hercínico Ibérico desde la época de Franz Lotze, en 1956. Así la «Zona Cantábrica» equivale aproximadamente al área litológica calcárea que se extiende por el Norte de León configurando la Montaña leonesa; la «Zona Asturoccidental-Leonesa» comprende, como su propio nombre indica, el occidente leonés (área litológica silícea), extendiéndose asimismo por el occidente asturiano y el oriente gallego; por último, la «Zona Centroibérica», queda circunscrita a la comarca de la Cabrera.

La Zona Cantábrica está constituida por unidades tectónicas cabalgantes (mantos de corrimiento), que se han desplazado decenas de kilómetros, acortando de forma apreciable la primitiva cuenca de sedimentación paleozoica y dando lugar a la superposición y repetición de su sucesión litológica. Dichos mantos aparecen plegados posteriormente, lo que hace aflorar prácticamente subverticales a las distintas capas geológicas. Esto determina la existencia de una morfoestructura en grandes y abruptas alineaciones montañosas de calizas y cuarcitas junto a valles excavados en materiales erosionables (pizarras y areniscas), que presiden el peculiar paisaje de la Montaña leonesa.

En las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica, con una tectónica de cabalgamientos también importante, este tipo de morfología es menos acusada, dando lugar a formas más suaves. Esto es debido a la mayor monotonía litológica de la sucesión estratigráfica, y al hecho de estar constituida en su mayor parte por potentes series arenoso-pelíticas más fácilmente erosionables. Los principales relieves de este área (alineaciones del Teleno-Montes Aquilianos, Cabrera baja o Sierra de Gistreo), están condicionados por la existencia de afloramientos cuarcíticos de edad ordovícica, que siguen las directrices estructurales de la Cordillera Hercínica en este área.

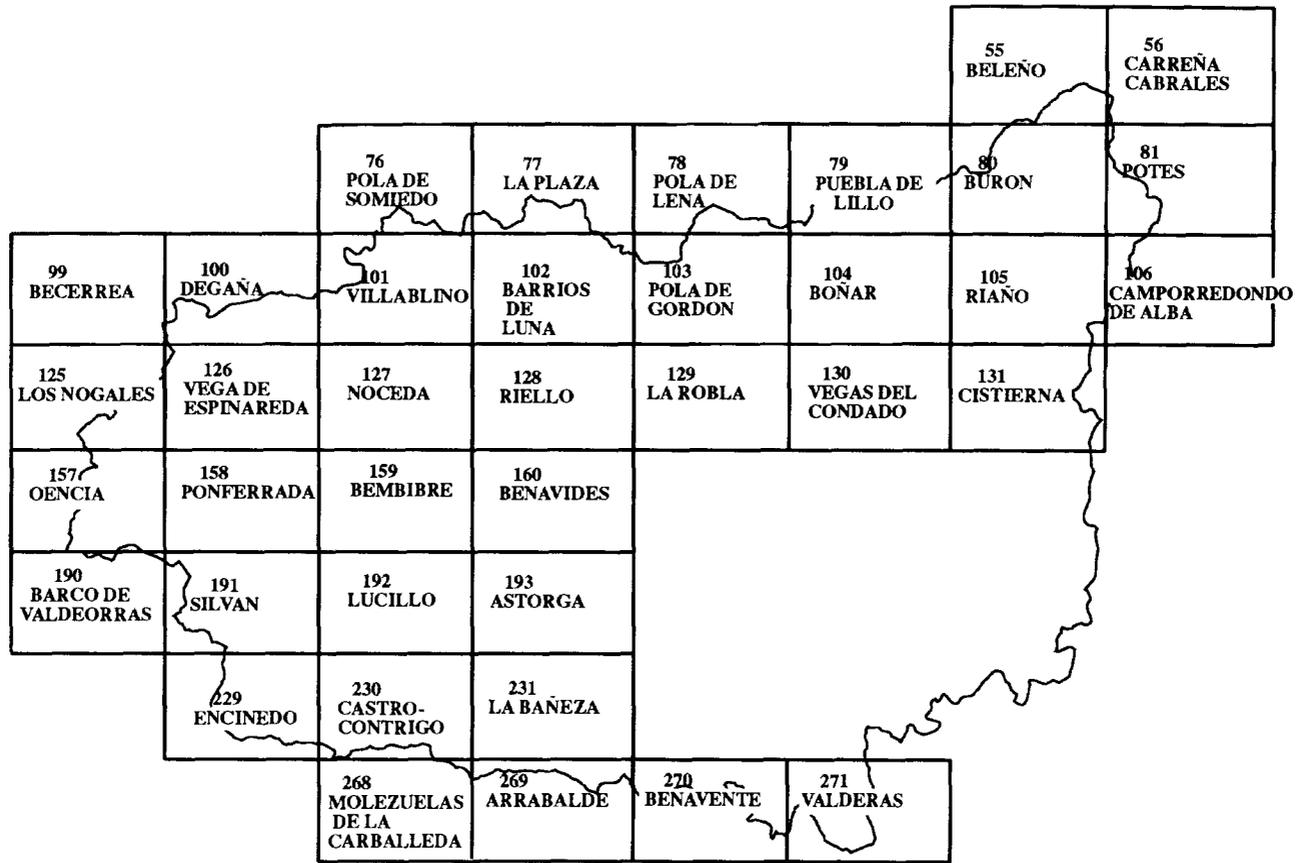


Fig. 1. 1A.- Hojas geológicas a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) utilizadas en la realización del Mapa Geológico de la Provincia de León.

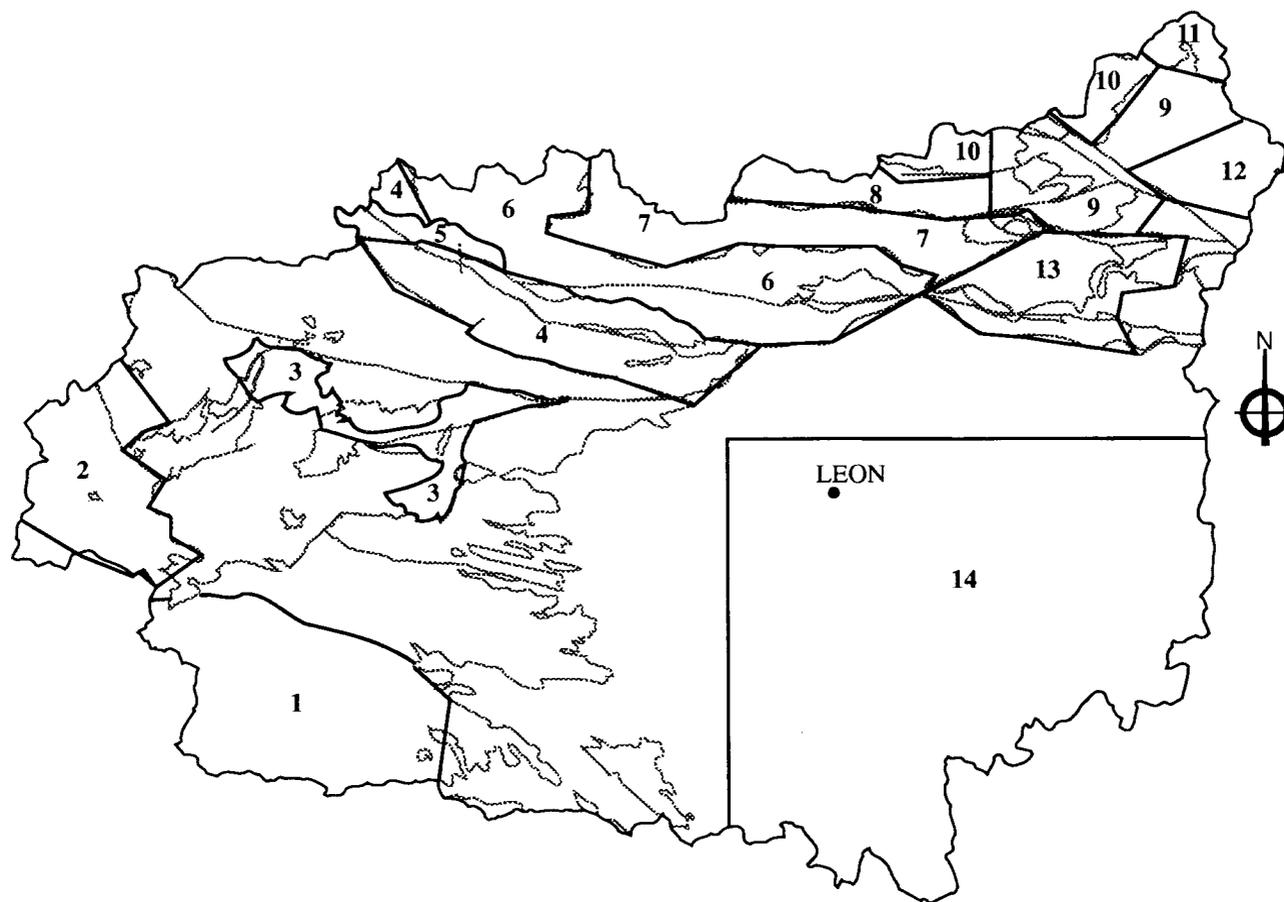


Fig. 1. 1B.- Cartografías geológicas previas utilizadas para la realización del Mapa Geológico de la Provincia de León.  
 1 - Hacar *et al.* (1990). 2 - EXMINESA. 3 - Fernandez García *et al.* (1984) 4 - Gutierrez Alonso y Villar (1989). 5 - CGS (1982). 6 - Alonso *et al.*, (1989). 7 - Suárez Rodríguez (en prep.) 8 - Aller (1986). 9 - Heredia (1991). 10 - Alvarez Marrón (1989). 11 - Marquínez (1979). 12 -Rodríguez Fernandez (1992). 13 - Alonso (1987, 1989). 14 - Nozal (1988).

En las áreas predominantemente arcillosas del SE de la provincia de León y de la depresión del bajo Bierzo son zonas topográficamente deprimidas, en donde la estructura tectónica es extraordinariamente simple, con una posición de los estratos rocosos prácticamente horizontal. Solamente en el borde Norte de la Cuenca del Duero y del Bierzo se observan estratos verticalizados o con buzamientos importantes de los materiales terciarios más antiguos, fenómeno relacionado con el cabalgamiento de los mismo por el bloque elevado de la Cordillera Cantábrica durante la etapa compresiva alpina.

En el área del Bierzo se observan asimismo sedimentos terciarios en posiciones topográficamente elevadas, como las Médulas, por el efecto del juego de fracturas verticales posteriores a su depósito que han condicionado la génesis de la cubeta tectónica que hoy conocemos como depresión morfológica del bajo Bierzo.

Los materiales arcillosos, fácilmente erosionables, dan lugar a relieves suaves en los que la red fluvial, al contrario que en las otras dos áreas, se encuentra discretamente encajada.

Para la elaboración del Mapa Geológico de León se ha partido de la base proporcionada por las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA) elaboradas por el ITGE en la Provincia de León (Fig. I. 1A). Esta información cartográfica se ha complementado con otras aportaciones (Fig. I. 1B), provenientes de trabajos de investigación de recursos energéticos o rocas industriales, abordados por el propio ITGE o cedidos desinteresadamen-

te por algunas compañías (caso de EXMINESA). Se ha contado asimismo con cartografías geológicas, publicadas o inéditas, procedentes de tesis doctorales de reciente realización, especialmente en el sector Norte del territorio leonés.

El desigual conocimiento e información disponible ha requerido, asimismo, la realización de diversas campañas de investigación, realizadas por el equipo de trabajo del ITGE de la Oficina de Proyectos de León, tanto para profundizar en el conocimiento de áreas poco investigadas anteriormente, como para homogenizar la información disponible de aquellas otras mejor conocidas.

El Mapa Geológico se ha elaborado atendiendo tanto a criterios litológicos como cronoestratigráficos, diferenciándose asimismo las unidades estratigráficas propias o características de cada una de las Zonas o Dominios Paleogeográficos-Estructurales en que se puede dividir el territorio de la Provincia de León (Fig. II. 2).

La memoria explicativa se ha estructurado en los capítulos en que se divide cualquier memoria del Mapa Geológico de España (Introducción, Estratigrafía, Tectónica, Magmatismo y Recursos Naturales), diferenciándose la descripción de cada epígrafe en los grandes ciclos geológicos (precámbrico, hercínico y alpino) en que se puede estructurar la Historia Geológica de Iberia. Por último y para no construir un texto excesivamente cargado de citas bibliográficas, se ha optado por incluir las referencias más notables, correspondientes a cada epígrafe o conjunto de epígrafes, al final de los mismos.

## II. ESTRATIGRAFÍA

### II.1. INTRODUCCIÓN

El sustrato rocoso de la Provincia de León está compuesto por materiales comprendidos entre el Precámbrico (600-590 Ma) y el Cuaternario (< 2 Ma), faltando depósitos desde el Pérmico hasta el Jurásico (286 a 144 Ma).

Todos estos materiales pueden agruparse en tres ciclos sedimentarios mayores que aparecen separados o limitados por importantes eventos orogénicos que han tenido lugar al final de tres de las cuatro grandes eras geológicas: El Ciclo Cadomiense que se cierra a finales del Proterozoico (Precámbrico), el Hercínico, a finales del Paleozoico, y el Alpino, que llega hasta nuestros días, a finales de la era Cenozoica. Los dos ciclos más recientes son los mejor conocidos, pudiendo separarse en cada uno de ellos ciclos menores, correspondientes a las etapas de sedimentación preorogénica y sinorogénica.

La etapa preorogénica suele ser la más extensa temporalmente, se desarrolla entre dos procesos orogénicos y se caracteriza por importantes procesos distensivos que dan lugar a márgenes continentales pasivos. Sobre estos márgenes, se instalan plataformas continentales más o menos extensas y estables, en muchos casos de tipo carbonatado, en las que la sedimentación se mantiene bastante constante, tanto en la horizontal como en la vertical. La profundidad y subsidencia de estas plataformas están directamente controladas por el eustatismo y por el propio proceso distensivo.

La etapa sinorogénica ocupa un lapso temporal más restringido, aunque las elevadas tasas de sedimentación permiten el acúmulo de potentes cuñas de sedimentos en la cuenca de antepaís, que se sitúa por delante del orógeno en elevación. Debido a la inestabilidad de la cuenca de depósito, las facies sedimentarias cambian rápidamente, tanto en la horizontal como en la vertical; existiendo un predominio de las de tipo siliciclástico y dentro de estas son muy comunes las conglomeráticas. Las plataformas carbonatadas aparecen de forma más restringida, localizadas en aquellas zonas de la cuenca no afectadas por los aportes terrígenos que proceden del área emergida o en elevación.

De este modo y con la salvedad del Ciclo sedimentario Precámbrico estableceremos siempre a la hora de la descripción estratigráfica, una clara separación entre los periodos o etapas pre- y sinorogénicos.

### II.2. EL CICLO SEDIMENTARIO PRECÁMBRICO

El ciclo sedimentario precámbrico, aparece representado por una única unidad litoestratigráfica, conocida como Pizarras del Narcea o Formación Mora. Esta formación, aflora a lo largo de dos grandes y complejas estructuras anticlinales, denominadas Antiforme del Narcea y Domo de Lugo. Dentro de estas dos estructuras, en el marco de este estudio, afloran la rama sur del primero y la terminación meridional del segundo, constituida por el Anticlinal de Sarria.

La intensa deformación existente en los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica no permite normalmente la realización de buenas observaciones de índole estratigráfico o sedimentológico, estimándose una potencia mínima para la misma de unos 2.000 m.

Litológicamente (Fig. II.1) es bastante monótona y está compuesta por lutitas y limolitas de verde a gris oscuro, que en ocasiones presentan intercalaciones milimétricas a centimétricas de areniscas de grano fino. Estas alternan con areniscas de grano medio a grueso, en algunas ocasiones microconglomeráticas. Las areniscas son feldespáticas o arcosas líticas (con fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas, lutitas y chert).

Como estructuras sedimentarias se reconocen granoclasificaciones, superficies de reactivación, laminaciones de «ripples» de corriente, capas convolutadas, huellas de carga, niveles deslizados, «flute cast», «crescent cast», etc., características de sucesiones turbidíticas, que se depositarían en zonas externas de abanicos submarinos.

El límite con la formación suprayacente, de carácter discordante (Foto 1), viene marcado por la existencia de una banda donde las Pizarras del Narcea presentan un color púrpura muy acusado (capas rubefactadas), atribuidas a una exposición subarérea.

Es común en diferentes sectores del Antiforme del Narcea la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas (porfiroides), intercaladas en la Pizarras del Narcea.

Esta sucesión se ha interpretado como depositada en las zonas externas de abanicos submarinos.

La edad es Brioveriense medio (Precámbrico).

### BIBLIOGRAFÍA

BOSCH (1969), DOZY (1983), GUTIÉRREZ ALONSO y VILLAR (1989), LOTZE (1956), MARTÍN PARRA (1989), PÉREZ ESTAUN (1973, 1978), SITTER (1961).

### II.3. EL CICLO SEDIMENTARIO HERCÍNICO

El Ciclo Sedimentario Hercínico abarca casi todo el Paleozoico, y presenta una etapa preorogénica que abarca desde el Precámbrico superior-Cámbrico hasta el Devónico superior y otra sinorogénica que abarca desde el Devónico superior-Carbonífero inferior hasta el Carbonífero Superior, siendo el Pérmico claramente postorogénico respecto a la Orogénesis Hercínica, apareciendo claramente ligado a los sedimentos de la parte baja de la sucesión mesozoica, y por lo tanto al Ciclo Sedimentario Alpino. Así pues puede considerarse que casi todos los sedimentos paleozoicos precarboníferos son preorogénicos y la mayor parte de los carboníferos sinorogénicos, por lo que así serán agrupados para su descripción estratigráfica.

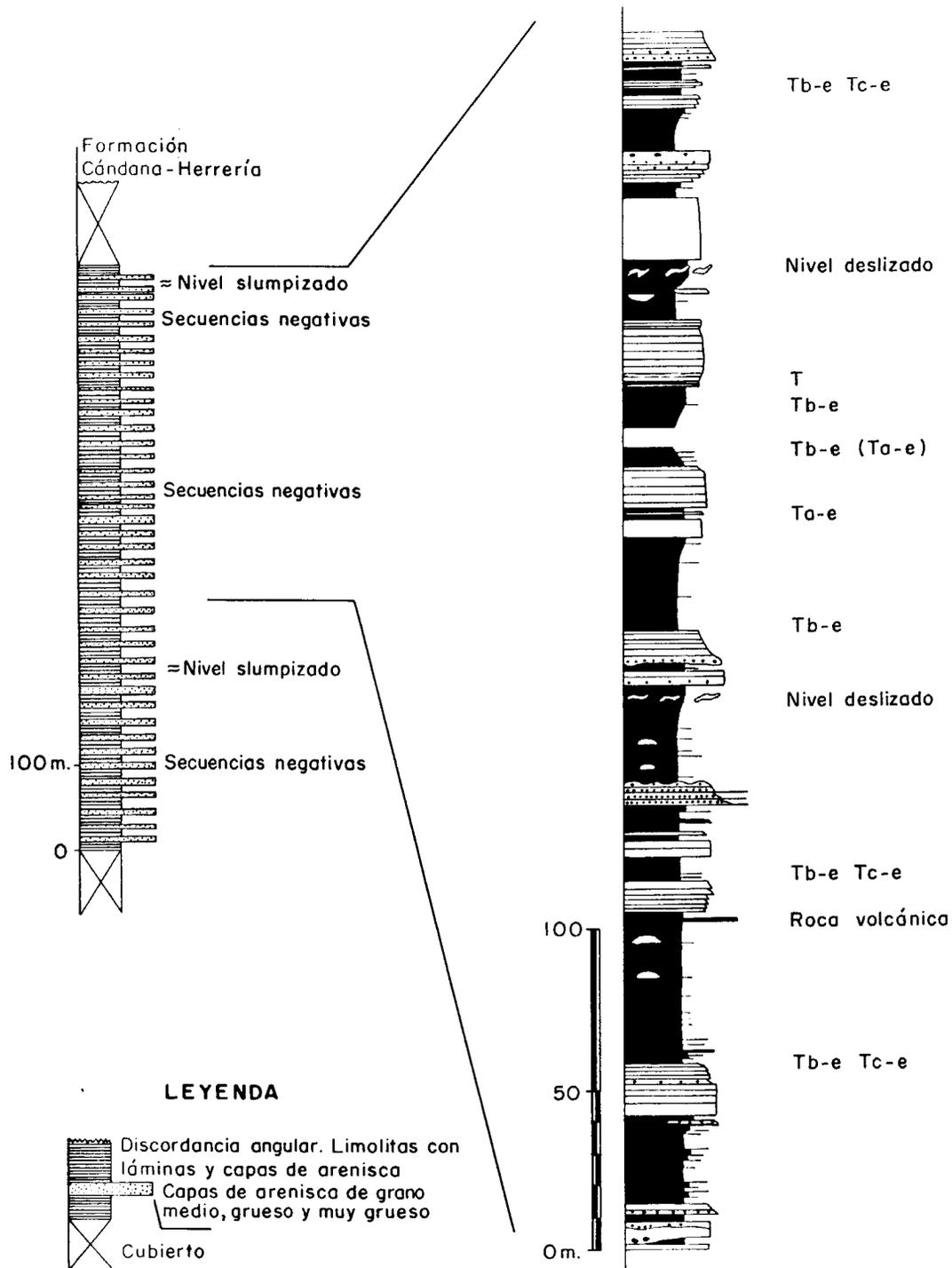


Fig. II. 1.- Columna parcial del Precámbrico al N de la Falla de Cornombre-La Urz. Camino Grande de Salce (Martín Parra, 1989; Suarez et al. 1992).

### II.3.1. PRECARBONÍFERO (DEPÓSITOS PREOROGÉNICOS HERCÍNICOS)

La sucesión precarbonífera se ha depositado sobre una gran plataforma continental abierta hacia el O, en unas condiciones claramente preorogénicas. Sin embargo en una plataforma de estas características, y debido a la propia heterogeneidad del proceso distensivo que las genera, no presentan una geometría plana y uniformemente pendiente hacia su parte externa, sino que presentan una topografía relativamente accidentada, con altos y zonas deprimidas, en las que las condiciones de sedimentación varían, dando lugar a zonas paleogeográficas distintas. Estas diferencias se ven acentuadas durante el proceso orogénico que acerca y superpone estas áreas paleogeográficas, perdiéndose en muchos casos las zonas de tránsito entre estas y los accidentes tectónicos que las produjeron. En estas circunstancias la actual disposición de los sedimentos precarboníferos muestra zonas separadas por grandes estructuras cabalgantes, que presentan diferente estratigrafía a nivel de la sucesión precarbonífera. Dentro de cada unidad (o dominio) sin embargo dicha sucesión estratigráfica se mantiene bastante constante, como corresponde a su sedimentación en condiciones preorogénicas.

En este contexto pueden distinguirse una serie de zonas dentro del Macizo Hercínico del NO peninsular de las cuales dentro del Mapa de León se encuentran: La Zona Centroibérica, La Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica, (Fig. II. 2).

En base a estas zonas se establecerá la descripción de la sucesión precarbonífera que se detalla a continuación.

#### II.3.1.1. Zona Centroibérica (ZCI)

La Zona Centroibérica se caracteriza por la presencia de una secuencia precarbonífera casi exclusivamente detrítica (no existen niveles carbonatados importantes) (Foto 2). De esta Zona, solamente afloran en la Provincia de León materiales correspondientes al Sinclinal de Truchas (Dominio del Olló de Sapo), donde se han distinguido de muro a techo 7 unidades litoestratigráficas comprendidas entre el Ordovícico inferior y el Silúrico, con un espesor superior a los 2.500 m. La base de esta sucesión, ya en las provincias de Zamora y Orense, se apoya directamente sobre materiales precámbricos.

##### *Capas de Los Montes (Ordovícico inferior)*

Esta unidad, de edad Tremadoc, comienza localmente por niveles cuarcíticos o microconglomeráticos, estando compuesta el resto de la sucesión por pizarras negras y algunas intercalaciones arenosas. Su potencia varía entre 200-600 m.

##### *Cuarcita Armoricana (Ordovícico inferior-medio)*

Está constituida por cuarcitas blancas masivas y algunos niveles pizarrosos de poco espesor. La zona de tránsito con la unidad suprayacente (denominada Capas de Transición) está formada por una secuencia grano y estratocreciente de alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras. Hacia el techo suele presentar intercalados niveles ferruginosos, cuarcitas de tonos verdosos y ocasionalmente niveles vulcanodetríticos y

carbonatados. La edad de esta unidad en base a icnofósiles es Arenig, siendo su techo probablemente Llanvirn inferior. Su potencia aproximada es de unos 300 m. como máximo.

##### *Formación Pizarras de Luarca (Ordovícico medio)*

Esta formación, con una potencia en torno a 700 m, está constituida por pizarras negras con escasas láminas arenosas centimétricas, más abundantes en su parte media y baja. Frecuentemente hacia el techo y ocasionalmente a muro se encuentran niveles vulcanodetríticos. La edad de esta formación es Llanvirn.

##### *Formación Casayo (Ordovícico superior)*

Litológicamente está formada por alternancias de niveles de hasta 7 m de cuarcitas y pizarras con esporádicas intercalaciones calcáreas de reducido espesor en su parte media. Como estructuras más importantes aparecen deslizamientos, granoclasificaciones y laminaciones tanto cruzadas como paralelas. Su edad es Caradoc-Ashgill en base a la fauna presente en los niveles calcáreos. La potencia total de la formación es de unos 150 m.

##### *Formación Rozadais (Ordovícico superior)*

Es una formación fundamentalmente pizarrosa de unos 400-500 m de potencia máxima, disminuyendo hacia el N, debido a la ligera discordancia de la formación suprayacente. En su parte inferior, a unos 50-60 m de su base, destaca la presencia de un nivel de unos 5-8 m de cuarcitas grises o blancas. La parte superior se caracteriza por la presencia de cantos de calizas y areniscas (posiblemente «dropstones»), provenientes de la erosión de las calizas de La Aquiana (Ashgill) del dominio del Manto de Mondoñedo de la ZAOL.

##### *Formación Losadilla (Ordovícico superior)*

La formación Losadilla presenta una base ligeramente discordante sobre la formación anterior, está constituida por un conjunto de pizarras con laminaciones arenosas de espesor a lo sumo decimétrico, siendo su potencia máxima visible de unos 300 m. La edad de esta formación así como de la anterior debe ser Ordovícico superior (Ashgill).

##### *Formación Llagarinos (Silúrico)*

Está constituida mayoritariamente por pizarras negras, silíceas con laminaciones arenosas grises, entre las que se intercalan algunos lentejones arenosos poco potentes. La potencia visible es de al menos 100 m. La edad de esta unidad, en base a la presencia de graptolitos, es Llandovery.

## BIBLIOGRAFÍA

BARROS LORENZO (1989), GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1988), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992), PÉREZ ESTAUN *et al.* (1990).

### II.3.1.2.- ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA (ZAOL)

En esta zona aparece muy bien representado todo el Paleozoico Inferior desde el Cámbrico al Silúrico, mientras que el Paleozoico Superior se restringe a unos pocos metros del Devónico Inferior que afloran únicamente en su parte más occidental (Dominio de Mondoñedo-Peñalba, Fig. II 2.). El Paleozoico inferior muestra su espesor máximo en el Dominio del Navia-Alto Sil con más de 8.000 m y un mínimo en el dominio de Mondoñedo-Peñalba con menos de 6.000 m. La sedimentación es eminentemente detrítica, apareciendo intercalados algunos horizontes calcáreos importantes como los de Vegadeo y de La Aquiana.

#### *Formación Cándana-Herrería* (Precámbrico-Cámbrico inferior)

Esta formación se sitúa discordante sobre los materiales precámbricos, estando constituida por una potente sucesión detrítica, que comienza por un conglomerado, con algunos intervalos carbonatados concentrados en su parte baja y alta.

Los espesores de esta formación son muy variables, estando los máximos en las zonas más septentrionales entre 800 y 900 m.

Litológicamente se observa un tramo inferior de cuarcitas, a veces conglomeráticas, areniscas y pizarras, ordenadas en secuencia granodecreciente y con estratificación cruzada. Por encima un tramo de pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y cuarcitas, así como niveles de dolomías y calizas, generalmente lenticulares, situados a diferente altura estratigráfica. El tramo superior es de cuarcitas, areniscas y pizarras ordenadas en secuencia granocrecientes, culminando la formación en una secuencia granodecreciente de pizarras y areniscas denominado «Capas de Transición»

Recientemente se ha interpretado la formación en términos de la progradación de un sistema deltaico de alta energía («fan delta») desde el N-NE sobre una plataforma somera de baja energía con carbonatos de origen no determinable, en el que el miembro inferior representaría los primeros episodios de la progradación mientras que el miembro medio constituiría un episodio más avanzado, con depósitos de una llanura aluvial «braided» en los sectores proximales y depósitos fluviales intercalados con episodios marinos en las áreas marginales. El miembro superior marca el reinicio de la sedimentación marina bajo condiciones favorables para la vida.

Las Capas de Transición han proporcionado fauna abundante de trilobites y arqueociatos de edad Cámbrico inferior en la ZAOL, mientras que la parte alta del término detrítico grueso situado bajo ellas ha proporcionado icnofósiles atribuidos al Precámbrico. Se estima que el límite Precámbrico-Cámbrico se sitúa dentro de esta formación, estableciendo una edad Vendiese para los tramos más bajos de la misma.

#### *Caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior-medio)*

Esta formación presenta un espesor que oscila entre los 130 y 150 m en el Dominio del Navia-Alto Sil, mientras que en el de Mondoñedo-Peñalba se han citado espesores de hasta 50 m.

Dentro de ella se han diferenciado tres miembros:

*Miembro inferior.* De alternancias de calizas con limolitas, pizarras, y hacia el techo, dolomías marrones. Son abundantes los arqueociatos. Corresponde a las Capas de Transición.

*Miembro medio.* Caracterizado por la ausencia de fauna y por la presencia de laminas algares que aparecen tanto en calizas grises como en dolomías marrones, estas a su vez alternando.

*Miembro superior.* Biomicritas, localmente de tonos rosados, con fragmentos de trilobites, equinodermos y braquiópodos. Pueden ser abundantes las intercalaciones pizarrosas. En diversos puntos han sido descritos la presencia de niveles vulcanosedimentarios.

Los sedimentos del miembro inferior han sido interpretados como depósitos de llanura mareal carbonatada. Mientras que los del miembro superior como depositados en un medio nerítico no demasiado profundo.

Respecto a la edad de la formación, ésta es Cámbrico inferior para los miembros inferior y medio y parte baja del Cámbrico medio para el miembro superior.

*Serie de Los Cabos (DOMINIO DE NAVIA Y ALTO SIL) y Capas de Riotorto, Capas de Villamea y Capas del río Eo (DOMINIO DE MONDOÑEDO-PEÑALBA ) (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).*

Entre las Formaciones Vegadeo y Luarca, se sitúa una potente serie detrítica formada por alternancias de pizarras, limolitas y areniscas (Foto 3), que en su base presenta un término muy característico formado por lutitas verdes generalmente fosilíferas. El tránsito entre esta unidad y la formación suprayacente se realiza generalmente de modo gradual, a través de un intervalo denominado «Capas de Transición». Otro hecho a destacar es la presencia de rocas volcánicas en distintos niveles de la Serie de los Cabos.

En el Dominio del Navia-Alto Sil se han separado tres miembros:

1. Miembro inferior. Constituido por cuarcitas principalmente.
2. Miembro medio. Alternancias de areniscas y pizarras.
3. Miembro superior. Principalmente cuarcítico (Cuarcita Armoricana). Hacia el oeste se desarrollan intercalaciones lutíticas que llegan a individualizar un horizonte culminante de cuarcitas.

En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba la sucesión es la siguiente:

1. Capas de Riotorto. Pizarras verdes y limolitas con trilobites.
2. Capas de Villamea. Alternancias de pizarras y limolitas con areniscas.
3. Capas inferiores del río Eo. Cuarzitas y areniscas en capas tabulares con laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y de «ripples». Intercalaciones de pizarras.
4. Capas superiores del río Eo. Cuarzitas en capas tabulares con laminación paralela y cruzada tabular. Contienen icnofósiles clasificables, *Skolithos*, *Cruzianas*,...

Los espesores de la Serie de los Cabos están influenciados por el nivel que alcanza la erosión presilúrica, siendo difícil de evaluar debido a los accidentes tectónicos. En el Dominio del Navia-Alto Sil son máximos en el sector oriental (unos 5000 m), disminuyendo hacia el occidental (2500 m). En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba los espesores son menores y varía desde 4500 m en el norte hasta 1300 m en el sur.

El medio sedimentario, considerado en trabajos recientes para la Serie de los Cabos, es el de una plataforma marina somera de baja energía, sometida esporádicamente a eventos de alta energía provocados por tormentas que darían lugar al desarrollo y migración de barras (secuencias de somerización) sobre los sedimentos interbarra. Los niveles de *Skolithos* son interpretados como el registro de periodos de baja intensidad de sedimentación.

La Serie de los Cabos ha librado abundante fauna de trilobites del Cámbrico medio en los niveles basales. El resto de la sucesión solo ha proporcionado algunos restos de equinodermos, braquiópodos y abundantes icnofósiles. En el Dominio del Navia-Alto Sil el límite Cámbrico medio/Cámbrico superior se sitúa muy abajo en la serie y el límite Cámbrico superior/Tremadoc a unos 2.770 m de la base. En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba se han datado las capas de Eo inferior como Tremadoc-Arenig, mientras que el límite Tremadoc inferior/superior es situado a 2.875 m y la base del Arenig a 3.310 m.

#### *Pizarras de Luarca (Ordovícico inferior-superior)*

La Formación Pizarras de Luarca está siempre presente en el Dominio del Navia-Alto Sil mientras que en el de Mondoñedo-Peñalba puede llegar a faltar debido a la erosión pre-silúrica.

Constituye una sucesión de hasta 1.200 m, predominantemente lutítica que se dispone de forma gradual sobre la Serie de los Cabos. En su parte baja se delimita un intervalo de alternancias de areniscas, pizarras y limolitas (Capas de Transición). En la parte más oriental del Dominio del Navia-Alto Sil culminan en un tramo cuarcítico que hacia el O desaparece, con lo que dicho intervalo se hace menos patente.

La formación está constituida por pizarras negras, ricas en piritita y generalmente homogéneas; hacia la base y el techo presenta intercalaciones más groseras. Localmente presenta niveles de nódulos calcáreos y dolomías, así como niveles volcánicos y vulcanodetríticos intercalados, de naturaleza básica y ultrabásica, siendo comunes las diabasas y quera-tófidos.

Las Capas de Transición se interpretan como depósitos de ambiente marino somero (inter-supramareal y submareal) que evoluciona desde unas condiciones con abundantes aportes a otras de aguas tranquilas poco oxigenadas, sin producirse una profundización importante de la cuenca

Las características sedimentarias del resto de las Pizarras de Luarca han permitido interpretar a esta formación como característica de un medio euxínico, producto quizás de la existencia de umbrales que impidieron una circulación normal, o de un cese en los aportes desde el continente. Más recientemente esta unidad ha sido interpretada como depositada en una plataforma externa, generalmente bajo el nivel de ola de tormenta.

La edad de la parte basal la Formación Pizarras de Luarca se ha podido establecer en base a las abundantes faunas de graptolites, trilobites, moluscos y equinodermos que aparecen en ella y que corresponden, generalmente, a una edad Llanvirn inferior. Sin embargo la presencia de icnofósiles del género *Cruziana* de edad Arenig parece indicar que la base de la formación es diacrónica. La edad del límite superior es más difícil de precisar al ser más escasas las formas fósiles, si bien se han citado varias localidades fosilíferas de posible edad Llandeilo en el interior de la formación.

#### *Formación Agüeira (Ordovícico superior)*

Sobre la Formación Luarca se sitúa en el Dominio del Navia-Alto Sil, una potente serie de alternancias de areniscas y lutitas (Foto 4) con alguna intercalación cuarcítica denominada Formación Agüeira. En la parte N del Dominio del Navia-Alto Sil la formación no aparece completa, ya que su techo está truncado por el nivel de erosión actual o por superficies de cabalgamiento. En la parte S, por el contrario aflora el techo, separándola de los materiales silúricos, un nivel cuarcítico denominado Cuarzita de Vega (Foto 5).

La formación, de base gradual, está compuesta por alternancias de lutitas y areniscas en proporciones variables, desde pizarras con finas laminaciones de areniscas a intervalos predominantemente areniscos; presenta asimismo algunos tramos de pizarras negras homogéneas, similares a las de la Formación Luarca. En su parte baja y en determinadas localidades se individualizan uno o dos niveles cuarcíticos localmente muy potentes (100 m) y lateralmente discontinuos. Las areniscas poseen un elevado contenido en matriz arcillosa y el cuarzo domina sobre los feldespatos. Como estructuras presentan granoclasificación, laminación paralela y cruzada, «slumps» y «convolutos», cantos blandos y estructuras de muro.

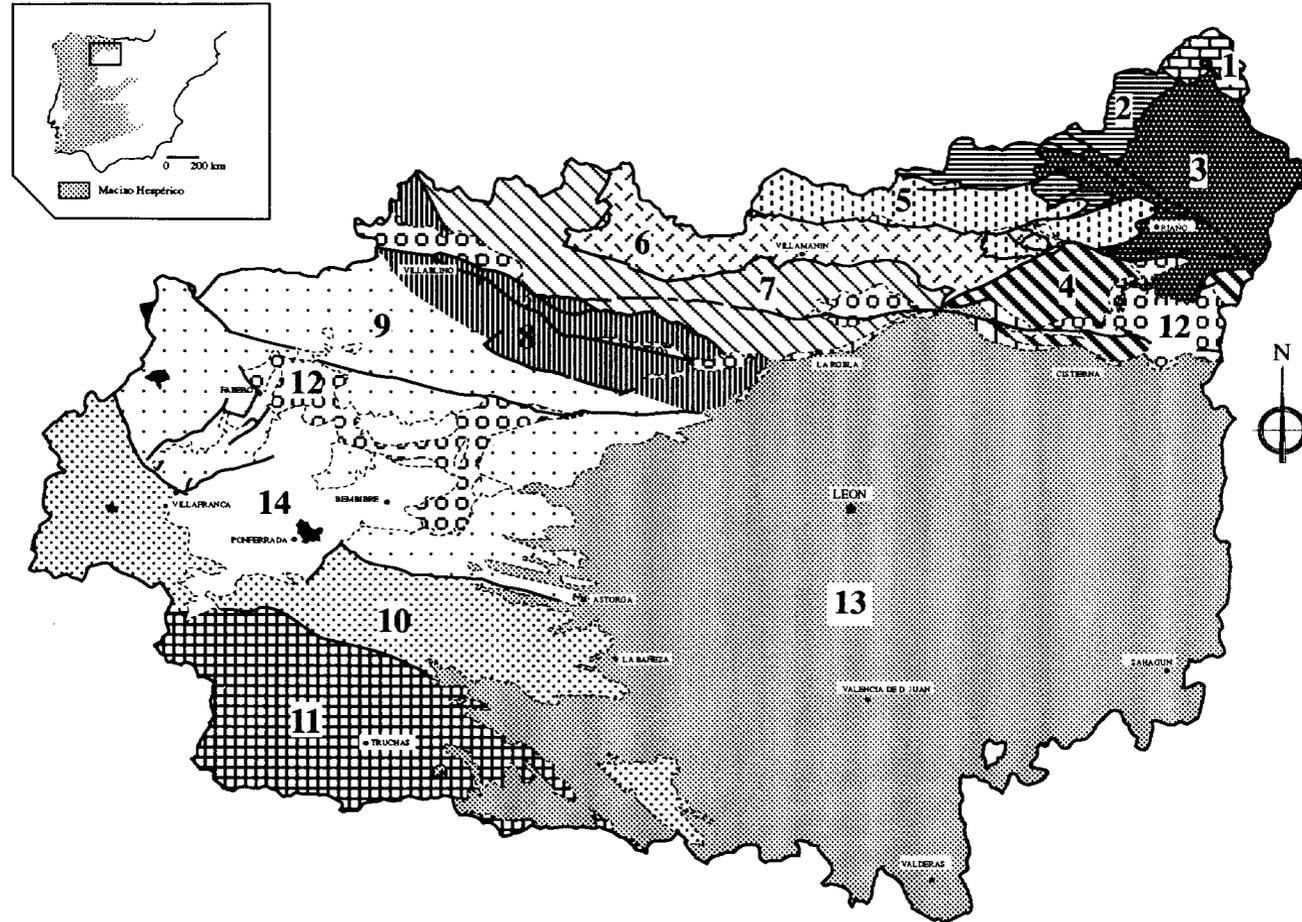


Fig. II. 2.- Zonas y Dominios Paleogeográfico-Estructurales del Mapa Geológico de León. 1.- Picos de Europa. 2.- Unidad del Ponga. 3.- Unidad del Pisuegra-Carrión. 4.- Unidades del Esla y Valsurvio. 5.- Cuenca Carbonífera Central. 6.- Unidad de Bodon. 7.- Unidad de Somiedo Correcillas. 8.- Antiforme del Narcea. 9.- Dominio del Navia-Alto Sil. 10.- Dominio de Mondoñedo-Peñalba. 11.- Dominio de Truchas. 12.- Cuencas Carboníferas Estefanienses. 13.- Cuenca del Duero. 14.- Cuenca del Bierzo.

Clásicamente se propuso un modelo turbidítico para esta formación, que es puesto en duda recientemente, al menos para el total de la misma, citándose la presencia de depósitos someros como son las capas de tormenta. En trabajos más recientes se considera un ambiente de depósito litoral o de plataforma no muy profunda, con niveles de fauna posiblemente «in situ», para la mayor parte de la formación. Únicamente en la parte media existirían episodios turbidíticos de lóbulo deposicional e interlóbulo en un abanico externo, ocasionados por desniveles del fondo; la batimetría de estos depósitos aunque desconocida, no debió ser excesiva dadas las características de los materiales que los engloban; además, los icnogéneros presentes no son característicos de medios profundos. Finalmente la megasecuencia granocreciente que forma la parte superior de la formación junto con la Cuarcita de Vega podría atribuirse a la existencia de un aparato deltaico, de dimensiones ajustadas al área de desarrollo de esta cuarcita.

La edad de la Formación Agüeira en el Dominio del Navia-Alto Sil es Caradoc superior-Ashgill inferior de acuerdo con los datos proporcionados por los trilobites y braquiópodos que aparecen en diversas localidades.

#### *Cuarcita de Vega (Ordovícico superior)*

Por encima de la Formación Agüeira, de forma gradual, aparece en la parte S del Dominio del Navia-Alto Sil un tramo cuarcítico, denominado Cuarcitas de Vega y cuya potencia es muy variable pudiendo alcanzar los 200 m.

Localmente se hallan formadas por dos paquetes de cuarcitas blancas, en bancos de orden métrico con laminación paralela y cruzada así como «ripples» y escasos cantos blandos. Entre los dos paquetes puede existir un intervalo de 5-10 m de pizarras negras con niveles de areniscas y cuarcitas de carácter turbidítico, y restos de suelos ferralíticos en el techo de la cuarcita.

Recientemente, en función de la interpretación de la parte alta de la Formación Agüeira como depositada en un medio marino somero, se interpreta que las cuarcitas de Vega corresponderían a la culminación de la progradación de un aparato deltaico.

La Cuarcita de Vega no ha proporcionado fauna hasta el momento. En base al carácter transicional de su muro y al límite neto que existe entre ella y los materiales silúricos suprayacentes, se considera lógico atribuirle una edad Ordovícico superior.

#### *Caliza de la Aquiana (Ordovícico superior)*

En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba a techo de las Pizarras de Luarca aparecen unas calizas masivas (Foto 6) con restos frecuentes de briozoos y equinodermos, sin que se hayan encontrado hasta el momento fósiles clasificables, otorgándosele una edad Ordovícico superior en consonancia a

su posición estratigráfica. Dada la gran recristalización metamórfica que presentan estos materiales resulta muy difícil reconocer sus caracteres sedimentarios. El espesor de esta unidad varía fuertemente, alcanzando en algunas partes 300 m de potencia y siendo inexistentes en otras. Se apoyan sobre las Pizarras de Luarca y localmente sobre formaciones más antiguas, lo que parece atestiguar un cierto carácter discordante de las mismas.

Estas calizas se han considerado de edad Ashgill por similitud con calizas situadas en la misma posición estratigráfica en otras áreas del Macizo Ibérico.

#### *Ampelitas, lutitas y areniscas silúricas (Silúrico)*

El silúrico se sitúa, a escala cartográfica, de forma discordante sobre el resto de la sucesión estratigráfica, apoyándose directamente sobre la Caliza de la Aquiana, Pizarras de Luarca e incluso sobre la Serie de los Cabos.

En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba el Silúrico está constituido por ampelitas y lutitas negras, a veces con Cloritoide con abundantes graptolitos en la base.

En el Dominio del Navia-Alto Sil la sucesión, de unos 700 m de espesor, muestra una secuencia granocreciente desde ampelitas (Foto 35), con abundantes graptolitos y ocasionalmente nódulos, a alternancias de ampelitas y niveles delgados de cuarcitas hacia la parte superior, dominando en el techo estas últimas.

Las faunas de graptolites van desde el Llandovery hasta el Prídoli, mientras que los trilobites de su parte media, indican una edad Wenlock.

Las diferencias estratigráficas que aparecen en la ZAOL, y entre esta y la ZCI desde el Cámbrico al Silúrico, vienen condicionadas por la existencia de importantes fallas sinsedimentarias que delimitan áreas paleogeográficas distintas. Dichas fallas, a las que se superponen posteriormente cabalgamientos (hacen que se superpongan y acerquen las distintas áreas) y la propia Falla de Vivero, provocan un basculamiento y compartimentación en bloques de la cuenca de sedimentación que se ve agudizado a partir del Caradoc. En esta época el dominio de Mondoñedo-Peñalba de la ZAOL es un área somera y en ocasiones emergida, en el que se instalaría una plataforma carbonatada (Calizas de la Aquiana, Fig. II.3), limitada por dos áreas relativamente más profundas al O (Sinclinorio de Truchas de la ZCI) y E (Dominio del Navia-Alto Sil de la ZAOL) en las que se depositarían respectivamente las Formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla y su equivalente la Formación Agüeira. Los sedimentos silúricos estarían solo parcialmente afectados por estas fallas, recubriendo por igual y con unas características similares ambas zonas (Fig. II.5), aunque se apoyarán, al igual que las calizas de La Aquiana, de forma discordante en las proximidades del lugar en que los bloques quedaron emergidos y sujetos durante algún tiempo a erosión («rollers»). Este

ZONA CENTROIBERICA

ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA

ZONA CANTABRICA

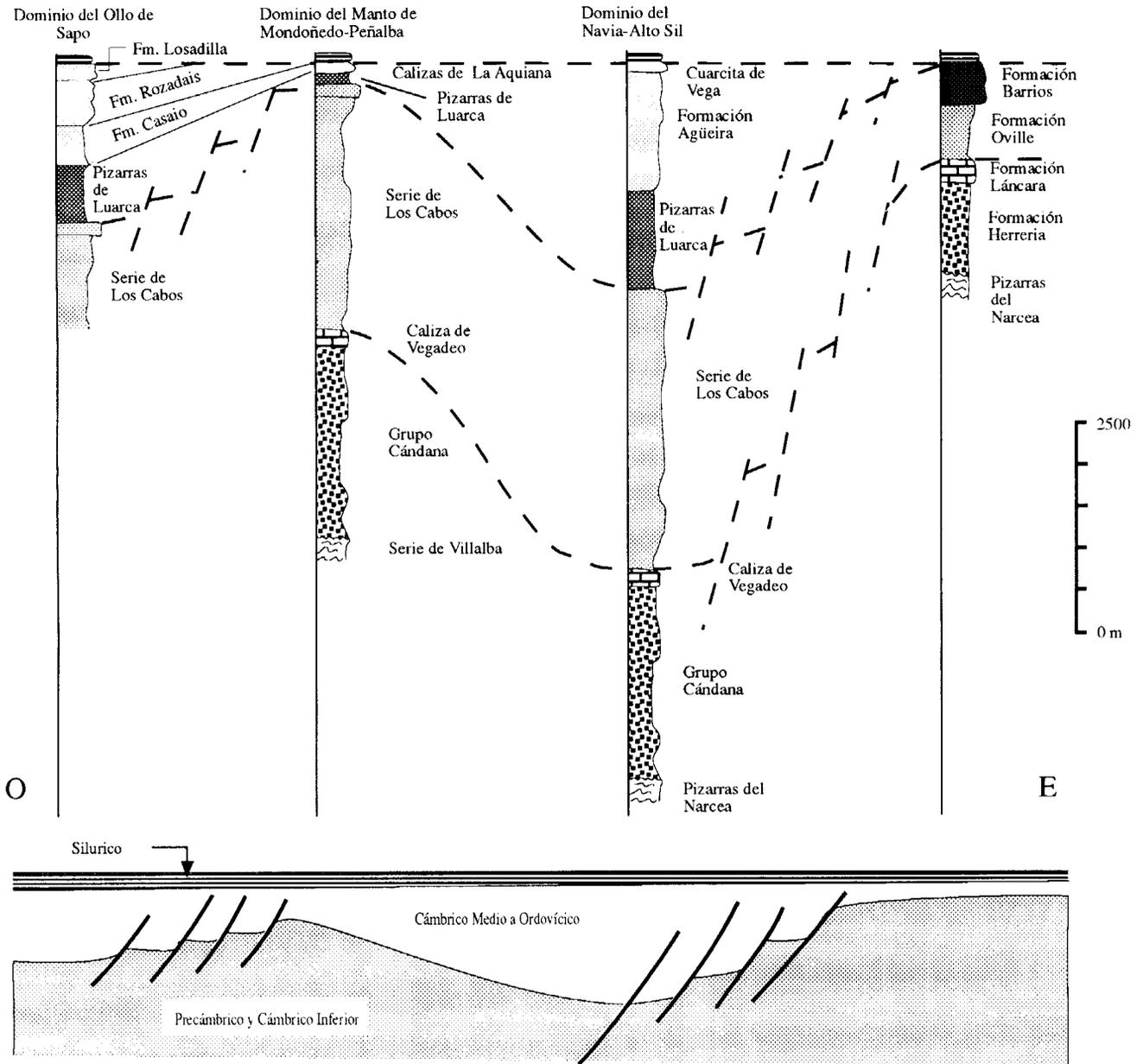


Fig. II. 3.- Columnas estratigráficas sintéticas de la sucesión cambro-ordovícica en los diferentes dominios paleozoicos y reconstrucción paleogeográfica (Pérez Estaún *et al.* 1987, Pérez Estaún *et al.* 1990).

COLUMNA SINTETICA DE LA SUCESION DE LA ZONA ASTUR OCCIDENTAL LEONESA

COLUMNA SINTETICA DE LA SUCESION DE LA ZONA CANTABRICA

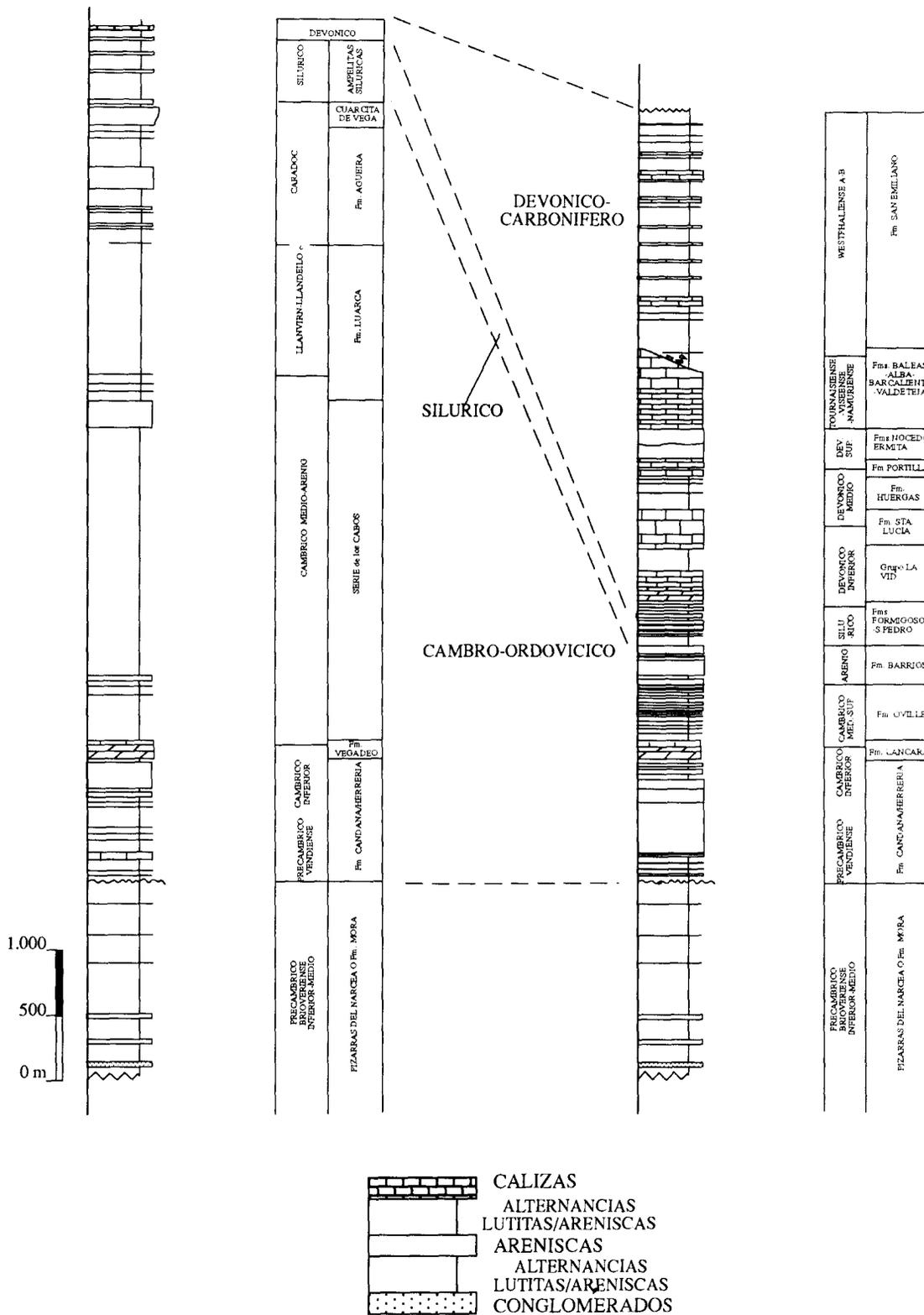


Fig. II. 4.- Columnas sintéticas del Paleozoico de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa.

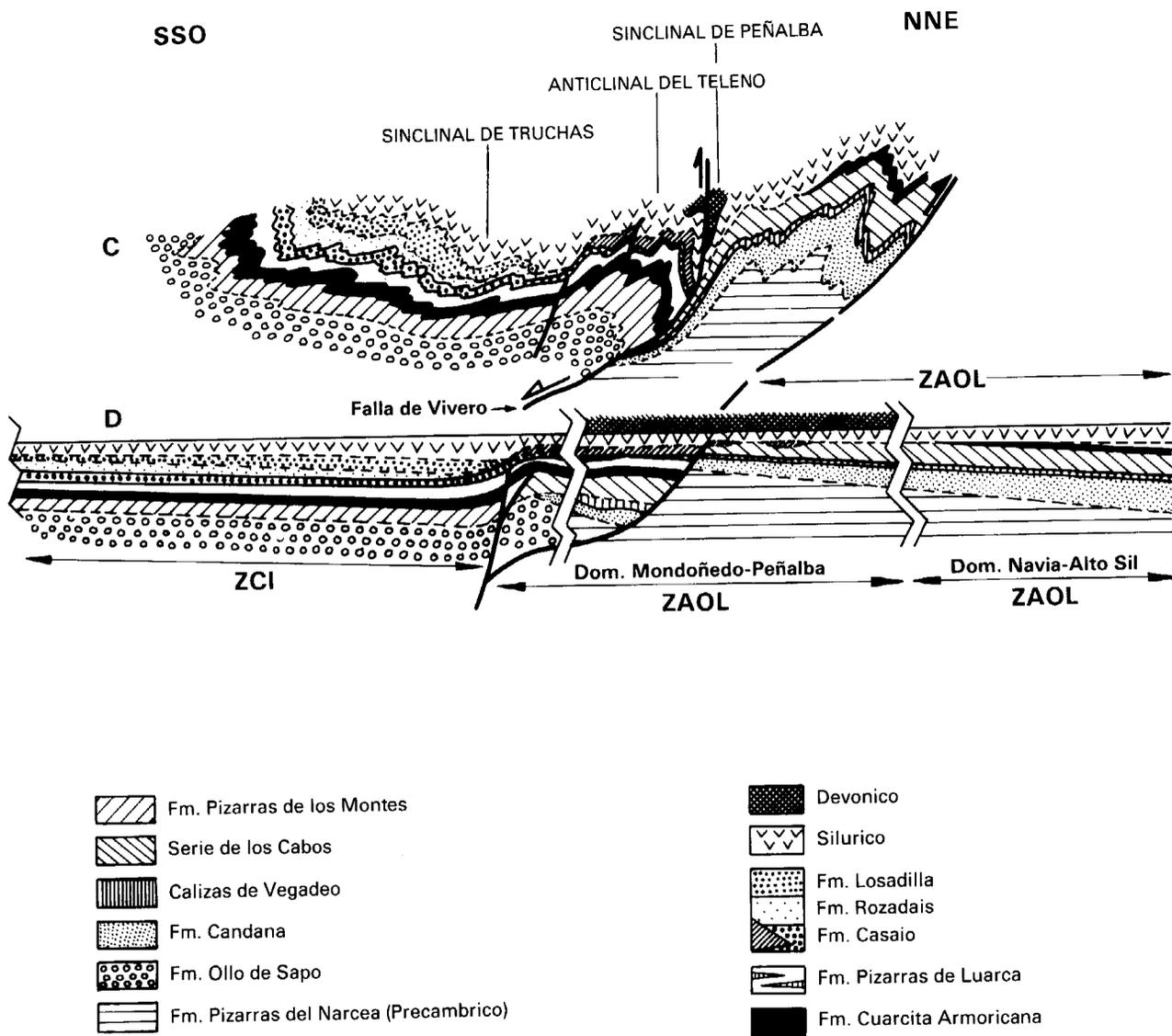


Fig. II. 5.- Corte (C) y Restitución palinspástica (D) de la zona próxima al límite entre las zonas Centroibérica y Asturoccidental-leonesa (Sinclinales de Truchas y Peñalba), mostrando la posición de las principales fallas sinsedimentarias (Martínez Catalán *et al.*, 1992).

es pues, uno de los ejemplos mejor conservados del proceso distensivo que dio lugar al margen pasivo o plataforma precarbonífera, y de como éste condicionó la sedimentación, en virtud de la paleotopografía generada por las fracturas que se desarrollaron (ver introducción al Precarbonífero).

#### *Calizas y lutitas devónicas (Devónico inferior)*

Dentro de la ZAOL el devónico está representado por afloramientos discontinuos de calizas tableadas, con abundantes intercalaciones de pizarras margosas, que se sitúan encima de las ampelitas silúricas, sin que exista una discordancia visible a escala de afloramiento cartográfico. Presentan abundancia de braquiópodos, briozoos, corales (tabulados y tetracorarios), crinoideos, blastoideos, restos de peces y trilobites que han permitido su datación como Devónico inferior y más precisamente como Siegeniense-Emsiense.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

ARBOLEYA (1973), BALDWIN (1975), BARROIS (1882), CRIMES (1987), CRIMES *et al.* (1977), DEBRENNE y ZAMARREÑO (1975), DROT y MATTE (1976), FARBER y JARITZ (1964), JARITZ y WALTER (1970), LOTZE (1956), MARCOS (1973), MARCOS y PÉREZ-ESTAUN (1981), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992), NOLLAU (1966), PEREJÓN (1984), PÉREZ-ESTAUN (1978), PÉREZ-ESTAUN *et al.* (1990), PÉREZ-ESTAUN *et al.* (1992), SZUY (1961), ZAMARREÑO *et al.* (1975), ZAMARREÑO Y PEREJÓN (1976)

#### **II.3.1.3 ZONA CANTÁBRICA (ZC)**

En la Zona Cantábrica el Paleozoico inferior, al contrario de lo que ocurría en las zonas Centroeibérica y Asturoccidental-Leonesa, está más pobremente representado, acuñándose progresivamente hacia la parte interna del arco que forma esta zona (Rodilla Astúrica), aunque mantiene su carácter eminentemente detrítico. De este modo en la parte más próxima a la ZAOL (Unidad de Somiedo-Correcillas), donde la serie precarbonífera es más completa y potente, algo menos de 5.000 m (Fig. II.4), de los que aproximadamente 3.500 m corresponden al Paleozoico inferior (en su mayor parte materiales cambro-ordovícicos), la existencia de una importante laguna estratigráfica, permite apoyarse al Silúrico superior sobre el Ordovícico inferior. Dicha laguna se va ampliando hacia la parte más interna del arco de manera que en la parte frontal de la Unidad del Ponga, llega a situarse el Devónico superior sobre el Cámbrico inferior, quedando restringido el Paleozoico inferior a menos de 50 m.

Por el contrario la sucesión devónica del Paleozoico superior es mayoritariamente carbonatada. Aparece muy completa, sobre todo en la Unidad de Somiedo-Correcillas (1.500 m), disminuyendo de espesor, al igual que la del Paleozoico inferior, hacia el núcleo del arco (Unidad del Ponga); donde aparece restringida a unos pocos metros (menos de 10) de la parte alta del Devónico superior.

Todo esto nos restringe la sucesión precarbonífera en la parte más interna del Arco Astúrico a menos de 100 m.

#### *Formación Herrería (Precámbrico superior-Cámbrico inferior)*

El contacto de la Formación Herrería sobre la Formación Mora es una clara discordancia angular (observable claramente en Irede) (Foto 1), con rubefacción bajo esta discordancia.

Esta formación es fundamentalmente detrítica, con intercalaciones de carbonatos y lutitas concentradas fundamentalmente en su parte baja y superior (Fig. II.6). Se han separado tres miembros dentro de esta formación:

- El miembro inferior está formado por una alternancia de cuarzoarenitas (en la base microconglomeráticas), lutitas y carbonatos, destacando la presencia de glauconita y frecuentes «ripples» de oscilación. La potencia visible es de 100 a 200 m.
- El miembro intermedio constituido por cuarzoarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones cruzadas unidireccionales. Localmente podría formar una megasecuencia granodreciente. Tiene una potencia aproximada de 700 m.
- El miembro superior, consiste en una alternancia de cuarzoarenitas, lutitas y dolomias.

La Formación Herrería se ha interpretado en su conjunto como depósitos marinos someros, con influencia mareal, ciertos autores piensan que algunos tramos pudieron corresponder a un ambiente deltaico o incluso fluvial trenzado. Las dolomias del miembro inferior se han interpretado como de origen lacustres.

La edad admitida para esta formación abarca desde el Precámbrico superior (Vendiense) al Cámbrico inferior.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

ARAMBURU (1989), BOSCH (1969), COMTE (1938, 1959), CRIMES *et al.* (1977), DOZY (1983), EVERS (1967), JARITZ y WALTER (1970), JULIVERT *et al.* (1977), LEYVA *et al.* (1984), LOTZE (1961), MARTÍN PARRA, (1989), MEER MOHR (1983), OELE (1964), PARGA y LUQUE (1971), RUPKE (1965), SAVAGE y BOSCHMA (1980), SDZUY (1961), SJERP (1967), TRUYOLS (1969), VILAS (1971), WALTER (1966, 1968).

#### *Formación Láncara (Cámbrico inferior-medio)*

La Formación Láncara, en aquellos puntos en que aparece sobre la Formación Herrería, presenta una zona de tránsito caracterizada por la alternancia de areniscas y dolomias. Esta formación ha sido objeto de varias subdivisiones meramente litológicas, reflejando todas ellas la existencia de un intervalo inferior formado por dolomias amarillas, un intervalo medio de calizas grises y otro superior de calizas rojas nodulosas («griotte») con abundantes intercalaciones de lu-

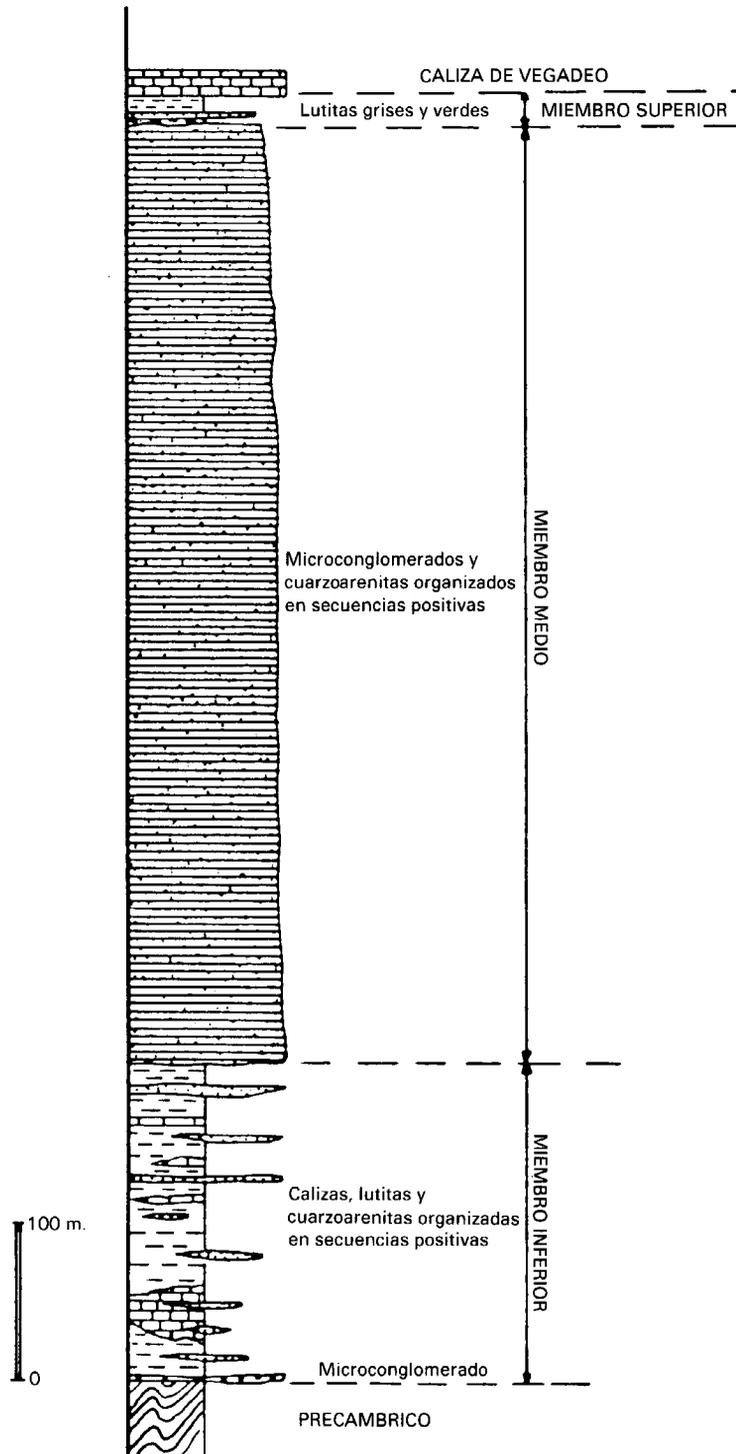


Fig.II.6. - Columna sintética de la Formación Herrería (Martín Parra, 1989).



titas rojas (Fig. II.7). Otros autores, en base a microfacies, establecen una división informal en dos miembros, que es más objetiva y refleja las diferencias en las características litológicas y en los ambientes sedimentarios:

- Miembro inferior, formado de modo general por dolomías a los que en ciertas localidades se les superponen calizas grises con «birdeseyes».
- Miembro superior, formado por biomicritas, grises en la base y de tonos rojos hacia el techo.

La potencia máxima para esta formación dentro de la provincia de León es de unos 150 m.

El miembro inferior ha sido interpretado recientemente como depositado sobre una rampa homoclinal de pendiente extremadamente baja hacia el oeste, asignando estos depósitos a ambientes litorales; mientras que en el inicio de la sedimentación del miembro superior se habría producido un hundimiento de la rampa homoclinal, depositándose las calizas grises bioclásticas basales. Posteriormente y en un periodo distensivo se habrían individualizado una serie de umbrales («horsts») en los que se habrían depositado las facies de calizas rojas nodulosas.

El origen de las calizas nodulosas y los nódulos de caliza en el miembro superior es atribuida a procesos de disolución, mientras que la hematites que da el color rojo a las calizas nodulosas probablemente derivó del área madre, esto indicaría un clima cálido, estacional húmedo. Las calizas con birdeseyes del miembro inferior indica para algunos autores la existencia de cavidades karsticas, sugiriendo una etapa de emersión y ausencia de sedimentación.

El miembro inferior dolomítico, solamente ha proporcionado arqueociatos en su parte alta, indicando una edad Cámbrico inferior. El miembro superior presenta un elevado contenido faunístico proporcionando sistemáticamente en todas partes formas del Cámbrico medio. El estudio detallado de los trilobites muestra un marcado diacronismo del techo de dicho miembro, observándose que el final de la sedimentación se verifica progresivamente a edades cada vez más altas hacia el oeste.

## BIBLIOGRAFÍA

ARAMBURU (1989), BOSCH (1969), COMTE (1937, 1959), DEBRENNE y ZAMARREÑO (1970), GIETELINK (1973), LOTZE (1954, 1961), MARCOS (1968), MEER MOHR (1969), MEER MOHR y SCHREUDER (1967), OELE (1964), SDZUY (1967, 1968, 1971), ZAMARREÑO (1972, 1975, 1978, 1981, 1983), ZAMARREÑO Y JULIVERT (1967).

### *Formación Oville (Cámbrico medio)*

La Formación Oville se dispone con contacto más o menos neto sobre la Formación Láncara, siendo el techo neto a escala de afloramiento y gradual a escala cartográfica con la Formación Barrios. A nivel de la ZC, el espesor de la formación aumenta de modo general desde el E al O, desde prácticamente desaparecer en las láminas frontales de la Unidad

del Ponga a los 810 m de la zona occidental de la Unidad de Somiedo-Correcillas.

En su parte baja predominan las pizarras y limolitas verdes con abundante fauna de trilobites. Por encima, el porcentaje de areniscas se incrementa hacia el techo de la serie, aunque con algunas recurrencias a términos más finos (Fig.II.8). Un hecho característico de esta formación es la presencia frecuente de glauconita en las areniscas.

Recientemente se han separado tres miembros a lo largo de toda la ZC en base a características litológicas y ordenación secuencial:

*Miembro Genestosa.* Pizarras verdes, localmente rojas hacia la base, con abundantes trilobites y braquiópodos, dispersos o formando lumaquelas.

*Miembro Adrados.* Macrosecuencia estrato- y granocreciente hacia el techo. La parte inferior es una alternancia de pizarras, limolitas y areniscas grises en capas delgadas, con «ripples» simétricos y frecuente bioturbación. La superior está formada por areniscas, comunmente galuconíticas, con «ripples» simétricos y estratificación cruzada a mediana escala en sets de poco espesor. Generalmente se desarrollan aquí secuencias estrato- y granocrecientes de orden menor similares, aunque menos completas y espesas a la que forma la totalidad del miembro.

*Miembro La Barca.* Está constituida por una alternancia de areniscas, más puras hacia el techo, limolitas y lutitas, con laminación paralela y cruzada de «ripples». No presentan una ordenación secuencial apreciable. Contiene glauconita y bioturbación aunque menos abundante que en el miembro precedente

Los materiales de la Formación Oville se consideran depositados en un medio somero en el que progradan sistemas deltáicos. Se han señalado dos etapas regresivas separadas por una fase transgresiva, que coincide aproximadamente con el techo del Miembro Adrados. Recientemente otros autores proponen un modelo sedimentario basado en un sistema deltáico trenzado («braid delta») o de llanura deltaica trenzada («braidplain delta»). Basándose en las asociaciones de facies y en las paleocorrientes, consideran que las facies de areniscas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (depósitos de playas y barras en el modelo deltaico mareal y de oleaje), corresponden en realidad a depósitos fluviales de «sheet flood», reflejando el conjunto la progradación de deltas trenzados o de deltas de llanura trenzada. El Miembro Genestosa estaría formado por sedimentos de plataforma marina externa, bajo el nivel de ola. El Miembro Adrados registra el paso a condiciones de plataforma interna, con secuencias de somerización. Finalmente el Miembro La Barca representaría un ambiente litoral de baja energía sometido a aportes aluviales periódicos («sheet flood») apenas retocados por la dinámica marina.

La procedencia de los materiales es del NNE, en base a la distribución de espesores, el tipo de medios y la dirección de las paleocorrientes.

La edad del muro de esta Formación es Cámbrico medio, en base a las faunas de trilobites, observándose claramente la diacronía de la base de la Formación. Mientras que su techo se sitúa en el Cámbrico medio en la mayor parte de la ZC, alcanza el Cámbrico superior o el Tremadoc en la parte norte de la banda que bordea el Antiforme del Narcea, donde su parte alta es equivalente lateral de la parte baja (Miembro La Matosa) de la Formación Barrios.

## BIBLIOGRAFÍA

ADRICHEM BOOGAERT *et al.* (1963), ARAMBURU (1989), ARAMBURU y GARCÍA-RAMOS (1984, 1988), BARROIS (1882), BOSCH (1969), COMTE (1937, 1938, 1959), GIETELINK (1973), LOTZE (1961), OELE (1964), SDZUY (1968, 1971), SJERP (1967), VANGUESTAINE y ARAMBURU (1988), ZAMARREÑO (1972), ZAMARREÑO y JULIVERT (1967).

### *Formación Barrios (Cámbrico medio-Ordovícico inferior)*

La Formación Barrios (Foto 7) está compuesta mayoritariamente por cuarzoarenitas blancas con intercalaciones de lutitas grises, negras, rojas y verdes (Fig. II.8) y abundantes rocas vulcanoclásticas. La base de la formación es gradual o neta con la infrayacente pero sin representar ninguna discontinuidad importante.

Se han establecido diferentes miembros, en base a la existencia de discontinuidades a nivel regional dentro de la formación:

*Miembro La Matosa.* Cuarzoarenitas blancas; el tamaño de grano aumenta hacia el techo. En algunas localidades con lingúlidos, acritarcos e icnofósiles. Presenta intercalaciones volcánicas en la parte alta. Se identifica a lo largo de toda la ZC; en la parte más occidental pasa lateralmente a la parte alta de la Formación Oville.

*Miembro Ligüeria.* Formado por conglomerados (parte oriental), areniscas y lutitas. Este miembro está presente únicamente en la parte oriental de la ZC, desapareciendo progresivamente hacia el O de la misma. En su base se sitúa una importante discontinuidad estratigráfica asimilable a la discordancia Sárdica.

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

El espesor de la Formación Barrios aumenta de modo marcado desde el borde O de la ZC (más de 700 m) hacia la concavidad del arco (1020 m), salvo en los casos de espesor nulo provocado por la erosión pre-fameniense.

En la rama sur de la ZC (provincia de León) son frecuentes las intercalaciones volcánicas en el Miembro La Matosa. Estas manifestaciones volcánicas aparecen: a) bajo la forma de delgados (30 cm.) niveles de caolín (Capa Valverdin) que son

interpretados como producto de alteración de capas de «tonstein» (cenizas volcánicas de transporte eólico) y, b) como intercalaciones más o menos potentes y de geometría variable (desde estratiforme hasta de cono invertido) de rocas vulcanodetríticas con niveles subordinados de coladas de lavas y de «sills» traquíticos, concordantes con la estratificación. Las rocas vulcanoderivadas presentan contenidos variables en fragmentos volcánicos, existiendo todos los términos intermedios entre tufitas y litarenitas con fragmentos de rocas volcánicas. (Figs. IV.1 y IV.2).

Recientemente se ha interpretado la Formación Barrios como depositada por un delta trenzado («braid delta») o de llanura trenzada («braidplain delta»). En el Miembro La Matosa se continúa la tendencia regresiva que venía registrándose en la Formación Oville. Los depósitos aluviales («sheet flood») distales alternantes con episodios litorales de baja energía que aparecían en el Miembro La Barca de la Formación Oville, pasan a depósitos aluviales («sheet flood») dominantes y finalmente a depósitos más gruesos de canales fluviales trenzados. En esta tendencia se registran sucesivos episodios transgresivos de abandono aluvial, frecuentemente marcados por niveles bioturbados por *Skolithos*, algunos de gran constancia lateral.

En el Miembro Ligüeria existe una transición desde depósitos canalizados que por abandono pasan a lacustres y posteriormente a depósitos de «lagoon». El Miembro Tanes está formado por sedimentos fluviales que pasan a litorales o transicionales.

La Formación Barrios ha sido datada en base a icnofósiles, principalmente del género *Cruziana*. La base de la formación se sitúa en el Cámbrico medio en la mayor parte de la ZC y en el Cámbrico superior a Tremadoc en el área del Narcea, como se ha indicado anteriormente. El techo del Miembro La Matosa se sitúa entre el Cámbrico superior bajo y el Tremadoc. Por encima de la discontinuidad, las dataciones biostratigráficas más bajas proporcionan una edad Arenig para los Miembros Ligüeria y Tanes.

## BIBLIOGRAFÍA

ARAMBURU (1987, 1989), BALDWIN (1977), BOSCH (1969), COMTE (1937, 1959), CRIMES y MARCOS (1976), GIETELINK (1973), GUTIÉRREZ MARCO y RODRÍGUEZ (1987), JULIVERT y TRUYOLS (1972, 1983), OELE (1964).

### *Formación Getino (Cámbrico superior-Silúrico inferior)*

Constituye una secuencia granodecreciente de 8,9 m de espesor, observándose en la base pequeños canales rellenos de brechas polimícticas, incluyendo cantos redondeados de cuarzo. Siguen areniscas glauconíticas y limolitas rojas ferruginosas y galuconíticas muy bioturbadas, y por último, alternancia de pizarras verdes y rojas y capas delgadas «duras» de color rojo, que en la base son areniscas y limolitas dolomíticas ferruginosas y pasan gradualmente hacia el techo a dolomías ferruginosas sideríticas. En la parte media de estas alternancias se encuentran algunos protooides y

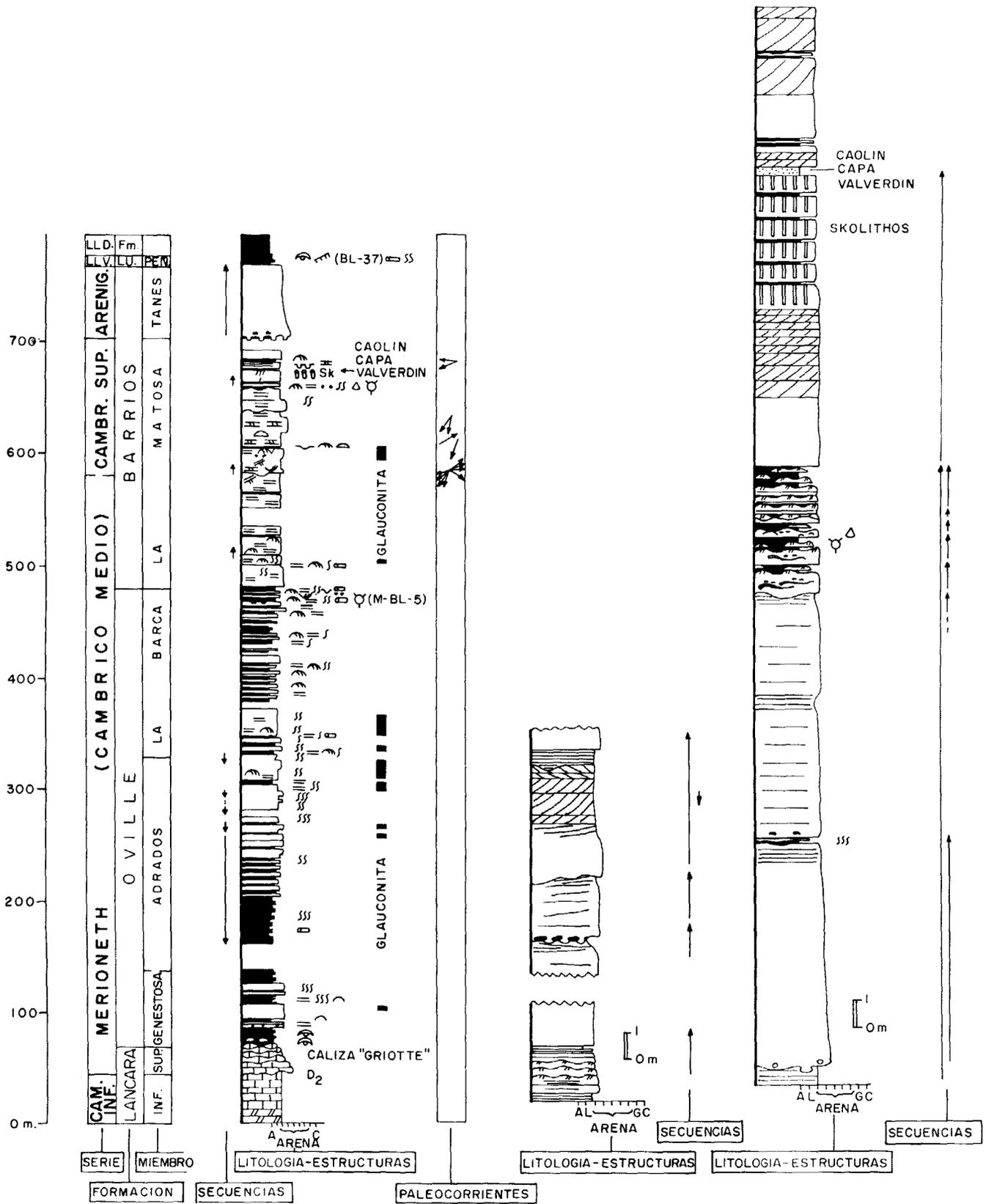


Fig. II. 8.- Columna estratigráfica de las formaciones Oville y Barrios en la localidad de Barrios de Luna (Aramburu, 1989).

ooides ferruginosos dispersos. El contacto basal es erosivo sobre la Formación Barrios y neto con la Formación Formigoso.

Se interpretan estos materiales como sedimentos condensados. Los sedimentos ferruginosos tendrían un origen por alteración, probablemente subaérea, del cemento de dolomita ferrosa o de materiales volcánicos básicos. La presencia de glauconita y la intensa bioturbación indican que se trata de un ambiente marino de condiciones variables, desde litoral restringido a plataforma interna. El área de depósito de la formación coincide con aquella donde se verifica una reducción espectacular del espesor de la Formación Barrios y el desarrollo de las facies de calizas rojas nodulosas de la Formación Láncara.

Esta formación tiene una edad, según los lugares, entre el Cámbrico superior y el Silúrico inferior.

#### *Formación Pizarras de Luarca (Ordovícico medio)*

Las Pizarras de Luarca constituyen una sucesión predominantemente lutítica que se dispone localmente sobre la Formación Barrios en la ZC. De unos 80 m de espesor, litológicamente consta de alternancia de cuarcitas, fangolitas y lutitas negras en capas de 15 a 25 cm las cuarcitas y de 5-60 cm las lutitas. La abundancia de detríticos gruesos disminuye hacia el techo. Las cuarcitas presentan mayor porcentaje de arcillas hacia el techo. Presentan estratificación lenticular, cruzada planar y «ripples» de oscilación. Las lutitas presentan laminación paralela y «pillows».

Unos autores han interpretado esta formación como reflejo de un medio euxínico, producto quizás de la existencia de umbrales que impidieron una circulación normal. Otros, por el contrario, como a un probablemente cese en los aportes de depósitos gruesos desde el continente, y el medio de depósito habría sido una plataforma externa, generalmente bajo el nivel de ola de tormenta.

En base a graptolites y trilobites se ha datado esta formación como del Llanvirn.

#### *Formación Viodo (Ordovícico superior-Silúrico inferior)*

Esta formación de espesor también muy reducido (hasta 10 m), está constituida litológicamente por calizas bioclásticas, situadas sobre las Pizarras de Luarca, tienen una edad que varía desde el Ordovícico superior al Silúrico inferior. Estas calizas son biomicruditas arenosas con estratificación masiva o difusa, con fauna de cistoideos, braquiópodos, fragmentos de trilobites, briozoos y otros restos no identificables. Han sido interpretadas como de origen arrecifal en base a la fauna y a su geometría lenticular; si bien, recientemente se interpreta como depositada en una plataforma marina somera, posiblemente en forma de barras bioclásticas.

#### BIBLIOGRAFÍA (Fms Luarca, Getino y Viodo)

ARAMBURU (1987, 1989), BARROIS (1882), BOSCH (1969), EVERS (1967), GUTIERREZ MARCO (1986), HERNANDEZ SAMPOLAYO (1941), JULIVERT y TRUYOLS (1972), KEGEL (1929), MATAS y FERNÁNDEZ (1982), MONTESINOS LÓPEZ (1981), PELLO y PHILIPPOT (1967), PRADO (1857), VILAS (1971).

#### *Formación Formigoso (Silúrico inferior)*

La Formación Formigoso, solamente representada en la Región de Pliegues y Mantos, está constituida por pizarras limosas negras y gris oscuras, con delgadas intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas en la parte alta. Su límite inferior, con los materiales infrayacentes es neto, existiendo una paraconformidad, mientras que el superior con la Formación San Pedro es gradual, con aumento progresivo de limos y areniscas.

Dentro de la formación, se han distinguido dos miembros: Pizarras del Bernesga, pizarras negras con abundante fauna de graptolites; y Capas de Villasimpliz, pizarras negras más compactas que las anteriores, con intercalaciones de capas de arenisca.

El espesor de la formación a escala regional varía entre 50 y 200 m.

El medio es reductor y hacia el techo se registra un paso hacia un ambiente de mar somero de fondo plano bajo condiciones menos reductoras (presencia de ooides de chamosita). Otros autores consideran para la parte superior un medio «offshore» o más proximal en áreas situadas entre bancos arenosos o distalmente a ellos y esporádicamente afectadas por tempestades. Si bien, su profundidad no es determinable, algunos autores estiman que la profundidad siempre debió mantenerse en valores parecidos variando únicamente la tasa de entrada de aportes terrígenos.

La abundante fauna de graptolites presente en la parte baja de la formación, indica una edad Llandoveryense medio y parte más alta del Llandoveryense inferior, mientras que el techo tiene una edad Llandoveryense terminal-Wenlockense inferior.

#### BIBLIOGRAFÍA

ALMELA *et al.* (1956), BOSCH (1969), COMTE (1937, COMTE (1959), KEGEL (1929), PELLO (1976), PÉREZ-ESTAUN (1978), SUAREZ de CENTI (1988), TRUYOLS *et al.* (1974), TRUYOLS *et al.* (1982), TRUYOLS y JULIVERT (1983).

#### *Formación San Pedro (Silúrico superior-Devónico inferior)*

La Formación San Pedro aflora en la Región de Pliegues y Mantos y aparece en continuidad estratigráfica con las formaciones situadas a muro y techo.

La formación consta de areniscas rojizas que en la base son a veces conglomeráticas, con ooides ferruginosos y frecuentes aportes volcánicos, localizadas en la parte baja, areniscas a

veces cuarcíticas o calcáreas (en la parte superior) además de limolitas y pizarras rojas, verdes o negras.

Dentro de esta formación se distinguen tres miembros (Fig. II.9):

- basal: potentes areniscas rojas oolíticas.
- medio: alternancia de pizarras verdes y areniscas rojas y verdes.
- superior: alternancia de cuarcitas blancas y pizarras negras.

El espesor de la formación aumenta desde las partes internas del arco hacia las externas, siendo los espesores más comunes entre 100 y 200 m. Las zonas con espesores menores de 50 m coincide con la aparición de las granulometrías más gruesas y con las mayores proporciones de clastos volcánicos y de intercalaciones vulcanosedimentarias.

Casi todos los autores coinciden en señalar un depósito en una plataforma litoral cercana a la costa (Foto 7) con un área madre de relieve senil y clima cálido y seco, con ambientes de mar más abierto hacia el O; el carácter de la icnofauna también indica ambientes someros próximos a la costa. La plataforma epicontinental, formaba parte de una cuenca sometida a un proceso de «rifting», asociado al cual existía un vulcanismo subaéreo de tipo básico.

La parte inferior de la formación de areniscas con ooides ferruginosos se habría depositado en un ambiente litoral de alta energía pasando hacia arriba a condiciones más tranquilas e incluso restringidas, depósitos de tipo deltaico o estuarino aparecen en la parte superior.

Se han propuesto dos modelos de sedimentación que se suceden en el tiempo repitiéndose y que responden a variaciones en la entrada de terrígenos desde el área madre, a su vez influenciadas por factores tectónicos, eustáticos y de variación del relieve.

1. Etapa de aportación arenosa activa. Durante esta etapa existiría una parte subaérea con depósitos eólicos y fluvial «braided» que enlazaría con ambientes de «shore-face» y distalmente de plataforma gradada dominados por bancos arenosos y depósitos tempestíficos.
2. Etapa de aportación arenosa limitada. Durante estas etapas el modelo anterior sería sustituido por una extensa plataforma mareal con «sand waves» y «sand ridges», que hacia las zonas internas pasaría a un sistema de llanura de mareas. Los ooides ferruginosos se habrían formado en áreas de baja tasa de sedimentación en momentos de interrupción de aportes arenosos y asociados a movimientos oscilatorios del agua.

El hierro que forma los ooides provendría de la alteración de material volcánico en condiciones subaéreas.

A esta formación se le atribuye una edad Wenlockiense superior-Gediniense inferior, si bien su base y su techo son diacrónicos, existiendo una gran irregularidad en la sedimentación tanto en el tiempo como en el espacio.

## BIBLIOGRAFÍA

BARROIS (1882), BOSCH (1969), COMTE (1937), CRAMER (1964), EVERS (1967), FÜHRER (1982), GARCÍA RAMOS *et al.* (1986), HELMIG (1965), JULIVERT (1976), KRANS (1982), LLOPIS (1960, 1967), LÓPEZ DÍAZ (1984), MEER MOHR (1983), POLL (1963), RODRÍGUEZ (1979), RUPKE (1965), SÁNCHEZ de la TORRE *et al.* (1984), STAALDUINEN (1973), SUÁREZ de CENTI (1988), VILAS (1971).

## DEVÓNICO

El Devónico de la ZC se presenta bajo dos aspectos diferenciados:

- 1) Facies astur-leonesa, caracterizada por una alternancia de formaciones terrígenas y carbonatadas, con abundancia de fauna, sobre todo bentónica, propia de un medio somero y aguas bien aireadas (faunas conchíferas de braquiópodos, faunas arrecifales). El Devónico en este tipo de facies se extiende por toda la Región de Pliegues y Mantos. Dentro de la Unidad del Ponga, Cuenca Carbonífera Central y Picos de Europa, está exclusivamente representado por un escaso espesor de areniscas pertenecientes al Devónico superior. En aquellas regiones donde aparece Silúrico y todo el Devónico estos se presentan en continuidad.
- 2) Facies palentina, caracterizada por una alternancia de niveles carbonatados (con frecuencia calizas nodulosas) y de pizarras. Se trata de un Devónico menos fosilífero que el correspondiente a la facies astur-leonesa: junto a una cierta fauna betónica presenta elementos pelágicos relativamente abundantes, propios de un medio tranquilo, aislado, pero más profundo y tal vez poco aireado, pero sobre todo, alejado de cualquier marcada influencia terrígena. el Devónico en este tipo de facies es propio de la Unidad del Pisuerga-Carrión.

## BIBLIOGRAFÍA

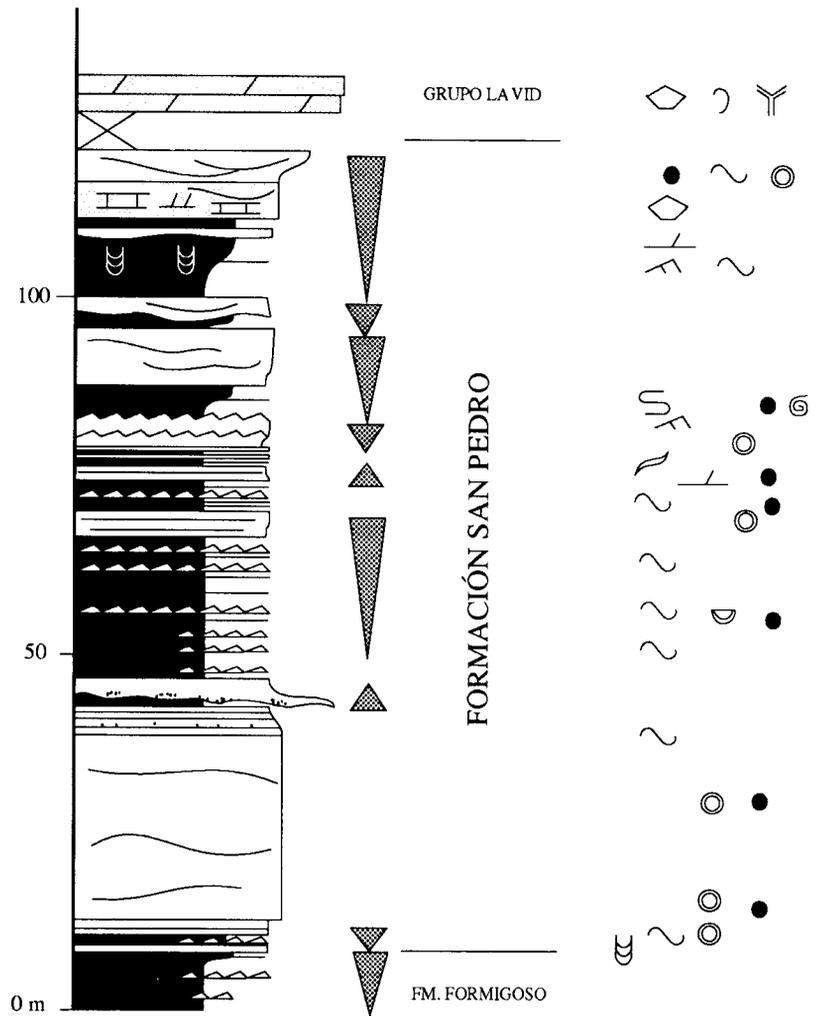
BROUWER (1964).

### *Devónico de «Facies Astur-leonesa»*

La definición de las grandes unidades litoestratigráficas con Facies Astur-leonesas, se ha realizado en su mayor parte en localidades situadas en el valle del río Bernesga (la Formación Portilla fue definida en el valle del Luna), ya que presenta las secciones más completas y buenos afloramientos.

### *Grupo La Vid (Devónico inferior)*

El Grupo La Vid comprende un conjunto de materiales calcáreos y terrígenos de aproximadamente 200 m de potencia, cuyo área de existencia se restringe a la Región de Pliegues y Mantos y que presentan tránsito generalmente gradual con las formaciones situadas a muro y techo.



### LEYENDA

- |  |                         |  |                      |  |            |
|--|-------------------------|--|----------------------|--|------------|
|  | BIOTURBACIÓN            |  | OOLITOS FERRUGINOSOS |  | CRINOIDEOS |
|  | PISTAS                  |  | CANTOS DE FOSFATO    |  | OSTRÁCODOS |
|  | PILLOWS                 |  | BRIOZOOS             |  | BRIOZOOS   |
|  | DESLIZAMIENTOS          |  | BRIOZOOS             |  | BRIOZOOS   |
|  | ESTRATIFICACIÓN CRUZADA |  | BRIOZOOS             |  | BRIOZOOS   |
|  | LAMINACIÓN DE RIPPLES   |  | BRIOZOOS             |  | BRIOZOOS   |
|  | LAMINACIÓN LENTICULAR   |  | BRIOZOOS             |  | BRIOZOOS   |

Fig. II. 9.- Columna estratigráfica de la Formación San Pedro en la localidad de Beberino (Suarez de Canti, 1988).

Se diferencian 4 formaciones (Fig.II.10):

Las *Dolomías de Felmín* están formadas por dolomías grises o amarillentas, mudstone, wackestone y en menor medida packstone de bioclastos, intraclastos, peloides y granos de cuarzo y feldespato. Presentan laminaciones de «ripples» además de laminaciones de algas, porosidad fenestral, grietas de desecación, escasos moldes de evaporitas y escasa bioturbación. Alternan con margas bioturbadas con escasa fauna y lentes de «ripples»; en menor medida aparecen niveles de arenisca o limolitas con cicatrices erosivas, «ripples» de ola y corriente y pistas y niveles de brechas dolomíticas.

Las *Calizas de La Pedrosa* son calizas y calizas margosas, wackestone y packstone fosilíferas y bioclásticas, con fauna variada, superficies erosivas, laminación de bajo ángulo, «ripples», flaser y bioturbación moderada. Alternan con margas y lutitas carbonatadas fosilíferas y bioturbadas, más importantes en la parte superior.

Las *Pizarras de Valporquero*, de base y techo gradual, constan de lutitas pardo-verdosas, microlaminadas, con algunas intercalaciones delgadas de calizas bioclásticas y margas fosilíferas y bioturbadas.

Las *Calizas de Coladilla*, de base gradual, constan de margas fosilíferas con delgadas intercalaciones calcáreas, de color rojizo. Las calizas son wackestone, ocasionalmente con pequeños biostromos de tabulados ramificados, y más raramente packstone a «grainstone» encriníticas con superficies erosivas, laminación de «ripples» y estratificación cruzada. El techo de la formación se toma cuando las calizas pierden el carácter encrinítico y color rosado pasando a las calizas grises de la Formación Santa Lucía.

El medio de depósito de estos materiales ha sido considerado como marino somero intermareal y sublitoral, observándose unas condiciones más litorales hacia la parte interna del arco. Recientemente se ha propuesto un modelo de plataforma epicontinental en rampa en la que están representados desde ambientes de rampa profunda a sistemas de llanura de mareas carbonatada. Dentro de este modelo se identifican dos variantes, el primero con orlas de bancos calcareníticos que hacia la costa pasan a un sistema de llanura de mareas sin apenas desarrollo de facies de «lagoon» y que corresponde a las Dolomías de Felmín-Calizas de La Pedrosa. En el segundo modelo se desarrollan complejos de isla-barrera que individualizan por detrás áreas de «lagoon»; en este segundo modelo se encuadran las Pizarras de Valporquero-Calizas de Coladilla. El área madre estaría situada al E, siendo su naturaleza exclusivamente sedimentaria y de morfología senil. En base a diversos criterios se postula una zona tropical a subtropical con clima semiárido, y dominio de las corrientes mareales y de tormenta. Los organismos bentónicos indican aguas claras, oxigenadas y de salinidad normal en las zonas de plataforma; ligeramente hipersalinas en las zonas costeras y empobrecida en oxígeno en las zonas de rampa más profunda.

Las Dolomías de Felmín tienen una edad Gedinense a Siegeniense superior; las Calizas de la Pedrosa corresponderían al Siegeniense Superior a Emsiense inferior, mientras que las Pizarras de Valporquero y las Calizas de Coladilla se situarían en el Emsiense superior. Si bien los tramos lutíticos basales no han proporcionado fauna su continuidad con la Formación San Pedro conlleva a considerar una edad Gedinense (probablemente superior) para la parte basal de este Grupo.

## BIBLIOGRAFÍA

ARBIZU (1972), BOSCH (1969), BROUWER (1964), COMTE (1936, 1959), GARCÍA-ALCALDE et al. (1979), GARCÍA-ALCALDE y RACHEBOEUF (1978), LEWEKE (1980), POL (1976), SÁNCHEZ de la TORRE et al., (1984), TRUYOLS y JULIVERT (1976), VERA (1975, 1988), VILAS (1971)

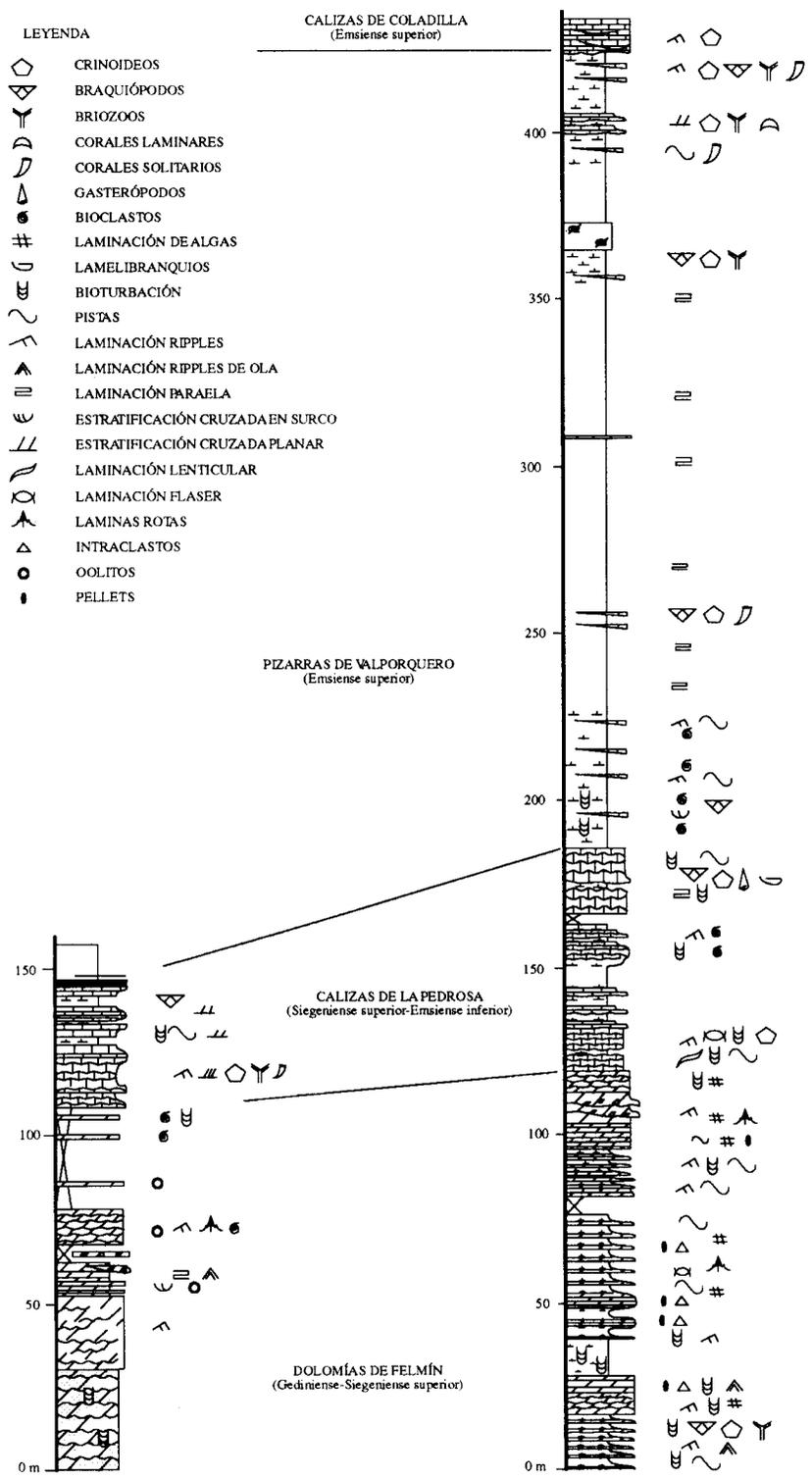
### *Formación Santa Lucía (Devónico inferior-medio)*

La Formación Santa Lucía, aflora solamente en la Región de Pliegues y Mantos, siendo el espesor en el área tipo de 240 m. Presenta tránsito gradual con las unidades limítrofes, siendo el techo en ocasiones neto; en los casos en que los términos superiores han sido erosionados y por encima aparecen las Areniscas de la Ermita el techo de la formación es erosivo. Se trata de una formación arrecifal compuesta por calizas gris claras, algunos tramos dolomíticos y en mucha menor proporción niveles margosos. Las calizas son masivas a bien estratificadas y en muchas zonas presentan dolomitización secundaria (Fig.II.11).

Se han distinguido a grandes rasgos tres tipos de sucesiones o facies (facies de birdeseyes, facies «packstone» y facies «grainstones»), que corresponden a tres posiciones distintas dentro de la misma cuenca. El depósito de la formación tuvo lugar en la cuenca concéntrica al Arco Astúrico, en cuyo núcleo estaría situada un área emergida, presentando en la zona más interna del arco facies supra e intermareales, con calizas birdeseyes, laminaciones y «mud-crack»; la zona intermedia tendría facies biostrómicas en la parte inferior, con laminaciones y birdeseyes en la media y una superior con fauna bentónica; en la parte más externa calizas margosas encriníticas con algunos bancos biostrómicos y calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica al techo, que corresponderían a medios de plataforma abierta de gran energía. Existen además sucesiones de carácter intermedio, dependiendo de la situación con respecto al arco.

En la zona de Caldas de Luna (Manto de Bodón) el límite superior de la formación es muy característico, faltando las formaciones suprayacentes de Hurgas y Portilla, situándose directamente las areniscas ferruginosas de la Formación Ermita. En este contacto se observan señales de paleokarst muy marcadas, cuyas depresiones están rellenas por areniscas con cantos.

La edad de la formación fue establecida en un principio como Emsiense-Eifeliense, posteriormente se demostró que prácticamente toda la sucesión pertenece al Eifeliense inferior salvo los tramos basales que deben ser incluidos todavía en el Emsiense superior, siendo su muro y techo normalmente diacrónicos.



**SERIE DE MILLARO**  
(Unidad de la Sobia-Bodon)

**SERIE DE LA VID**  
(Unidad de Somiedo-Correcillas)

Fig. II. 10.- Columnas estratigráficas del Grupo La Vid en las unidades de la Sobia-Bodón y Somiedo-Correcillas (Vera, 1975).

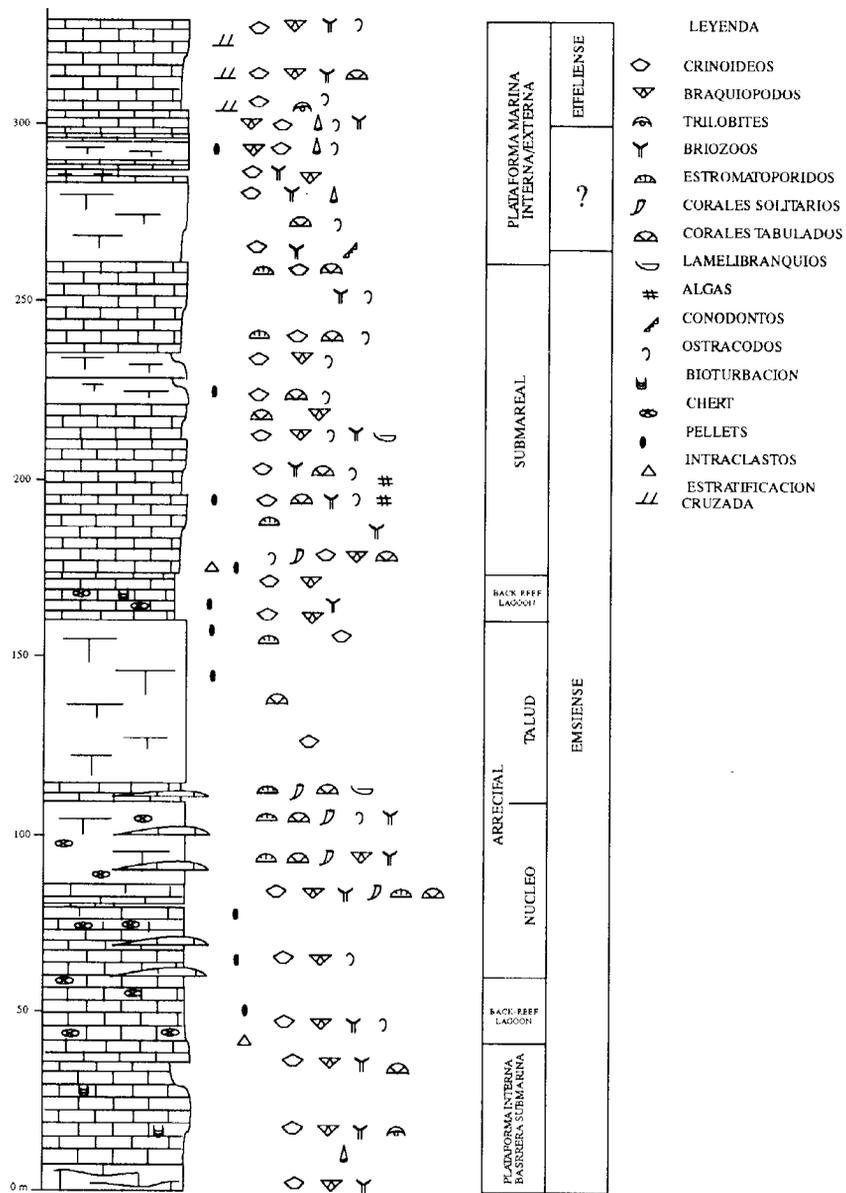


Fig. II. 11.- Columna estratigráfica de la Formación Santa Lucía en la localidad de Vega de Gordón (Manjón, 1973).

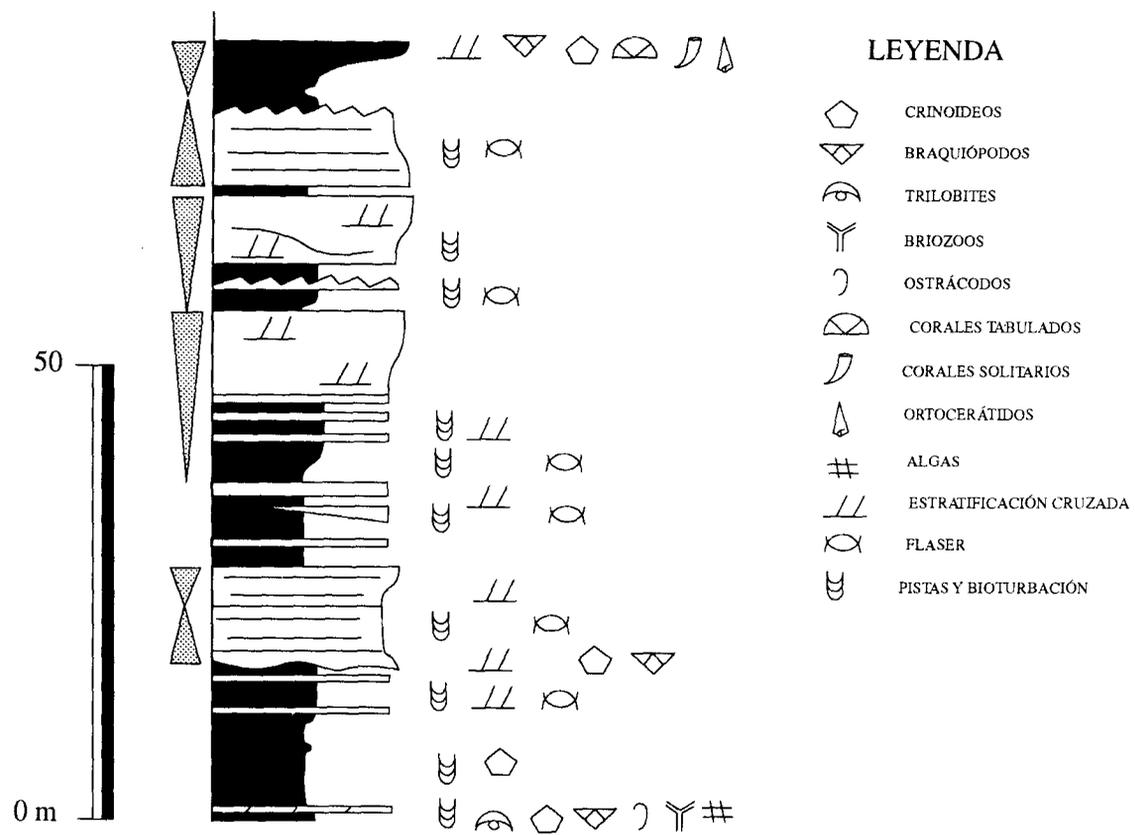


Fig. II. 12.- Columna estratigráfica de la Formación Huergas en la localidad de Ciñera (García Ramos, 1977).

## BIBLIOGRAFÍA

BARROIS (1882), BOSCH (1969), BROWER (1964), COMTE (1936, 1959), COO (1974), COO et. al. (1971), GARCÍA ALCALDE et. al. (1979), LEYVA et al. (1984), MANJÓN (1973), MÉNDEZ BEDIA (1971, 1976), SMITS (1965), TRUYOLS et. al. (1984), VILAS (1971).

### *Formación Hurgas (Devónico medio)*

La Formación Hurgas presenta transito gradual con la Formación Santa Lucía, aunque supone un cambio litológico notable al predominar la sedimentación terrígena (Fig.II.12), formada por varios cientos de metros de pizarras negras fibiles, generalmente ricas en nódulos. La aparición local de lentejones calcáreos e intercalaciones de areniscas con cemento calcáreo dificulta a veces el establecimiento exacto de la base.

Se ha establecido que la Formación Hurgas se depositó en una plataforma inestable y rápidamente subsidente, sujeta a condiciones ligeramente reductoras, algo más oxidantes en las zonas más próximas a la costa con un área fuente situada al NE. Se han separado dos modelos distintos de sedimentación en la plataforma. Estos dos modelos tienen diferente desarrollo en cada vertiente de la ZC y se suceden en el tiempo. El modelo I corresponde a una plataforma marina gradada de energía media a alta y se desarrolla en la parte inferior de la sucesión. El siguiente estadio (modelo II) comienza con una transgresión importante y un descenso brusco en la cantidad y granulometría de los aportes estableciéndose un modelo de costa baja e irregular con notable influencia mareal y desarrollo de bancos y «shoals» arenosos poco lavados (escasa influencia del oleaje) que protegen y distalmente gradan a áreas de sedimentación lutítica con alta actividad orgánica (bioturbación). Este conjunto se ve cortado por canales posiblemente relacionados con bocas de estuarios y ocasionalmente se veía afectado por tempestades. Hacia la vertiente leonesa se verifica una progresiva profundización (o restricción) de la plataforma con desarrollo de facies más distales y sustitución de la fauna bentónica por fauna pelágica.

La fauna es poco abundante, identificándose braquiópodos, trilobites, corales, lamelibranquios, goniatites, tentaculites, etc. que permiten establecer una datación para toda la formación. Así en las capas calcáreas de la parte inferior, la fauna indica una edad Eifeliense. En las areniscas interstratificadas con las primeras pizarras de la parte alta, se presenta una fauna todavía Eifeliense y algo más arriba indicaría ya la proximidad del límite con el Givetiense. El límite Eifeliense-Givetiense discurre, pues, por el interior de la formación.

## BIBLIOGRAFÍA

ADARO y JUNQUERA (1916), BARROIS (1882), BOSCH (1969), COMTE (1959), COMTE (1936), DELEPINE (1928), GARCÍA-ALCALDE y ARBIZU (1976), GARCÍA-RAMOS (1978), GARCÍA-RAMOS (1977), GARCÍA-RAMOS et al. (1984).

### *Formación Portilla (Devónico medio-superior)*

La Formación Portilla solamente aflora en la Unidad de Somiedo-Correcillas, su espesor varía desde 35 m a unos 190 m (Fig.II.13). La base de la formación presenta un transito gradual sobre la Formación Hurgas si bien, localmente, puede ser neto, mientras que el techo es neto o gradual según las localidades y localmente ligeramente erosivo.

Se han diferenciado según diversos autores tres o cuatro miembros, correspondientes a las alternancias de tramos de calizas bioclásticas, frecuentemente arcillosas con margas y pizarras con otros tramos de calizas más puras y masivas («boundstone» y bioclásticas) y que destacan claramente en el relieve.

El contenido en areniscas de los miembros con más terrígenos aumentan desde el S hacia el N, estando situada el área fuente terrígena al NE.

Esta formación se ha interpretado sedimentológica y ambientalmente como correspondiente a una plataforma marina somera con aguas claras, de salinidad normal y bien oxigenadas, con grados de turbulencia variables ligados a la profundidad relativa del medio, controlada por la topografía de la superficie deposicional, determinada a su vez por la existencia de edificios arrecifales (s.l.): biostromos y biohermos en cuyas crestas las condiciones serían de aguas agitadas. Estas facies arrecifales delimitaban un área de «lagoon» con sedimentación tranquila, de calizas arcillosas margas y a veces pizarras. Por delante de la barrera biogénica se desarrollaría un ambiente de plataforma somera abierta. Su terminación se produjo por un fuerte incremento del aporte terrígeno que llevó al depósito de la Formación Nocedo.

La edad de esta formación es Givetiense-Frasniense, citando diversos autores una base diacrónica.

## BIBLIOGRAFÍA

BARROIS (1882), BOSCH (1969), COMTE (1936), CRESPO ZAMORANO (1982), GARCÍA-ALCALDE et al. (1979), GARCÍA-ALCALDE y ARBIZU (1976), MOHANTI (1972), REIJERS (1972), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ et al. (1985), TRUYOLS et al. (1982)

### *Areniscas del Devónico Superior (Formaciones Nocedo, Fueyo y Ermita). (Devónico superior)*

En el valle del Bernesga (Unidad de Correcillas), se han distinguido sobre la Formación Portilla tres formaciones: las Areniscas de Nocedo, las Pizarras de Fueyo y las Areniscas de la Ermita (Fig.II.14). De todas ellas, la Formación Ermita es la que presenta una distribución más amplia. La Formación Nocedo aflora en las partes más meridionales de la Unidad de Somiedo-Correcillas. La Formación Fueyo presenta un área de afloramientos aún más restringida; circunscrita al Sinclinal de Alba, donde se alcanzan las ma-

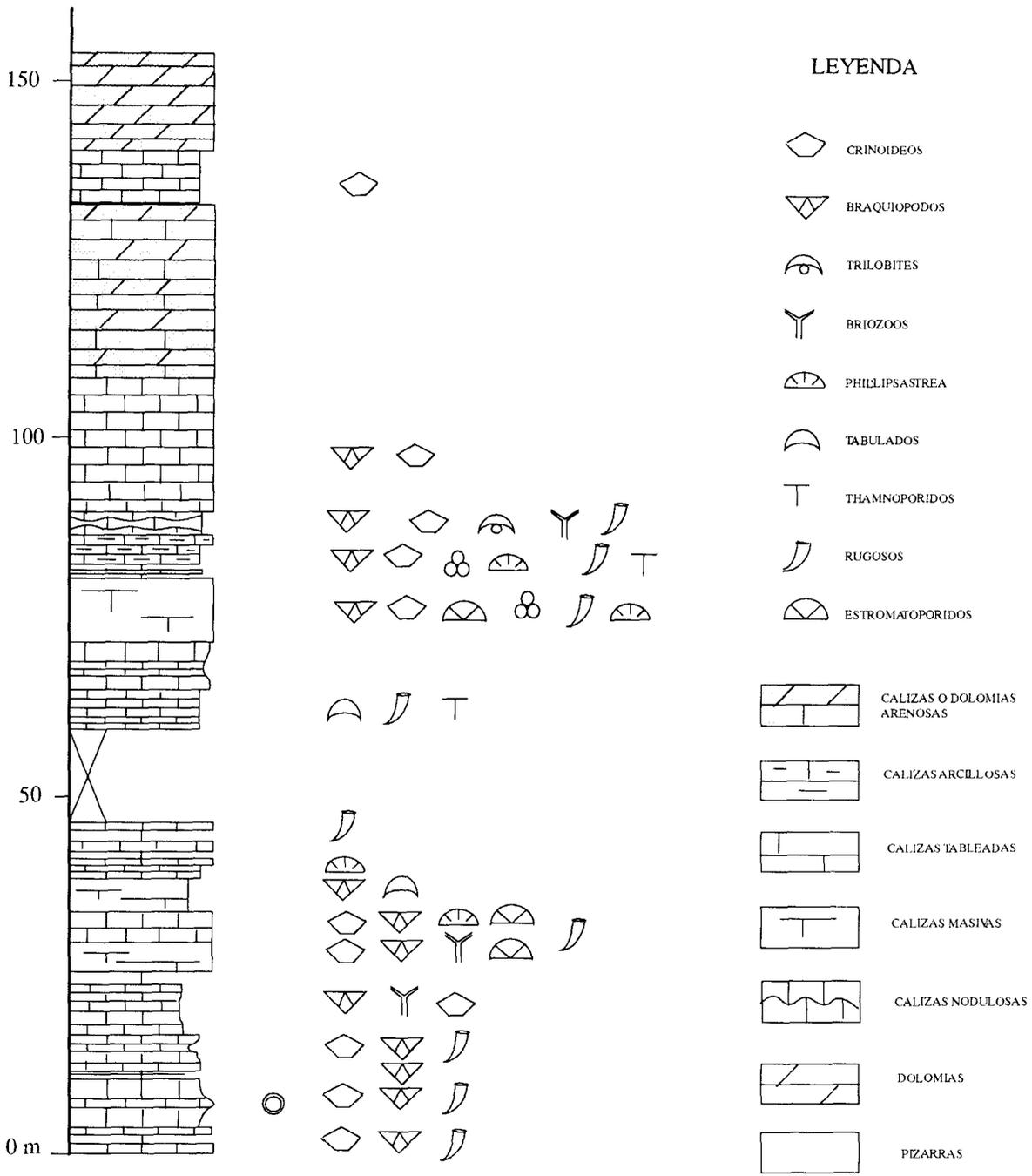


Fig. II. 13.- Columna estratigráfica de la Formación Portilla en la localidad de Vega de Gordón (Mendez Bedia y Soto, com. per.).



yores potencias para el conjunto de Devónico Superior. En la mayor parte de la Unidad de Somiedo-Correcillas las formaciones Nocedo y Ermita aparecen en contacto siendo en muchas ocasiones difícil o imposible el establecimiento de su límite por lo que se utiliza el término informal de «areniscas del Devónico Superior» para referirse al conjunto. No obstante, cuando el espesor que presentan es muy reducido y se apoyan sobre unidades más antiguas que la Formación Portilla, se las considera como asimilables exclusivamente a la Formación Ermita.

El conjunto de estos materiales (areniscas del Devónico Superior) presenta un acusado adelgazamiento en dirección E y N (siendo el espesor máximo de 500 m) aunque las variaciones de espesor en sentido lateral son también importantes (Fig.II.14).

Respecto a la interpretación sedimentaria de estos depósitos, todos los autores están de acuerdo en asignar a la Formación Nocedo un carácter regresivo con evolución tanto en la vertical, como lateralmente desde depósitos de llanura arenosa mareal a depósitos de «lagoon», aluviales e incluso eólicos.

La Formación Fueyo, representa un episodio transgresivo en el que se pasa al depósito de turbiditas proximales y lutitas de plataforma externa y talud con depósito de conglomerados resedimentados. Otros autores suponen la existencia de una plataforma submareal que evoluciona, en secuencia regresiva, a ambientes más someros, representando los conglomerados depósitos fluviodeltaicos o fan-deltas. La aparición de fragmentos de rocas metamórficas en los conglomerados de la Formación Fueyo indica un área de aportes occidental o suroccidental lo que implica un cambio radical en las direcciones de aportes de todo el Paleozoico, procedentes constantemente del E y NE.

El episodio superior (Formación Ermita) tiene también para todos los autores un carácter regresivo y esta representado por depósitos costeros (inter y supramareales) de alta energía, barras y playas e incluso episodios aluviales, que paran en zonas más externas a submareales.

A la Formación Ermita se le atribuye una edad Fameniense superior.

## BIBLIOGRAFÍA

COLMENERO (1976), COMTE (1936), COMTE (1959), FRANKENFELD (1982), GARCÍA-ALCALDE *et al.* (1979), JULIVERT *et al.* (1968), LEYVA *et al.* (1984), LOEVEZIJN (1983), LOEVEZIJN y RAVEN (1983), PELLO (1968, 1972, 1976), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1985), TRUYOLS *et al.* (1982).

### *Devónico en «Facies Palentina»*

Los devónicos en facies palentinas son típicos de la Unidad del Pisuerga-Carrión, habiendo sido definidas sus formaciones en valles subsidiarios de los citados ríos, ya dentro de la Provincia de Palencia.

Antes de pasar a describir las diferentes formaciones, debemos de precisar que los Devónicos Palentinos no son exactamente materiales autóctonos de la unidad del Pisuerga-Carrión, ya que aparecen formando parte de grandes unidades cabalgantes que se han emplazado sobre dicha unidad, pero que proceden de áreas paleogeográficas situadas al S o SO de esta. Esto, unido a sus facies características, algo más profundas, ha llevado a pensar a diversos autores que su procedencia ha de buscarse en zonas más internas de la cadena pero próximas a la ZC, como la ZAOL, cuyos devónicos, aunque incompletos, presentan unas facies similares, lo que implicaría un acortamiento mayor de la cadena en esta transversal (Rama sur). Sin embargo debe de tenerse en cuenta que su grado metamórfico no lo justifica y que la plataforma precarbonífera y en concreto la Devónica, no tiene porque tener una pendiente homogénea en toda su sección (como ya vimos en el Paleozoico inferior). En base a esto último, dicha plataforma podría ganar profundidad rápidamente en su borde SE, quedando en él más restringidas, o incluso ausentes, las Facies Asturleonesas. Esto permitiría que los cabalgamientos pudiesen emplazar ambas facies sobre la unidad más externa de la ZC, sin necesidad de acortamientos tectónicos radicalmente dispares en ambas ramas de la cadena.

En la Provincia de León no afloran todos los materiales devónicos de estas facies, ya que no aflora la Formación Carazo, dentro de la cual se produce el tránsito Silúrico-Devónico, existiendo incluso sedimentos más antiguos pertenecientes a la Formación Arroyacas, cuya base se sitúa en el Silúrico inferior. Los mejores afloramientos de estos devónicos así como la serie más completa (Fig.II.15), se sitúa en la Unidad del Gildar-Montó (Valle de Valdeón).

### *Formaciones Abadía y Palentinos (Devónico inferior-medio)*

Dentro de la Formación Abadía se diferencia un tramo inferior de unos 50 m de potencia, constituido por alternancias de lutitas, margas y limolitas que evolucionan a areniscas y lutitas calcáreas, lutitas margosas y calizas mudstone de color verdoso, con estratificación cruzada en surco y retoque de «ripples» de oleaje al techo de cada banco; es frecuente, así mismo, la presencia de estructuras de deformación. En este tramo aparece algún braquiópodo y *Zoophycos*. Por encima aparece un tramo de unos 30 m de potencia de alternancias de lutitas margosas y calizas en estratos centimétricos, ondulados, en los que llega a individualizarse un litosoma de unos 15 m de calizas grisáceas nodulosas. Este tramo presenta fauna de trilobites, ammonoideos, ortocerátidos, corales coloniales y corales solitarios. Por encima, se desarrolla una secuencia (80-100 m) de lutitas margosas, con algunos niveles discontinuos calcáreos. Los 15 o 20 m superiores de esta formación están constituidos por alternancias de lutitas margosas, margas y calizas, con bioturbación y fauna de braquiópodos que en conjunto, evidencian una edad Emsiemse.

Desde un punto de vista sedimentario el conjunto de la Formación Abadía representa condiciones con baja tasa de sedimentación y escaso gradiente energético de los depósitos.

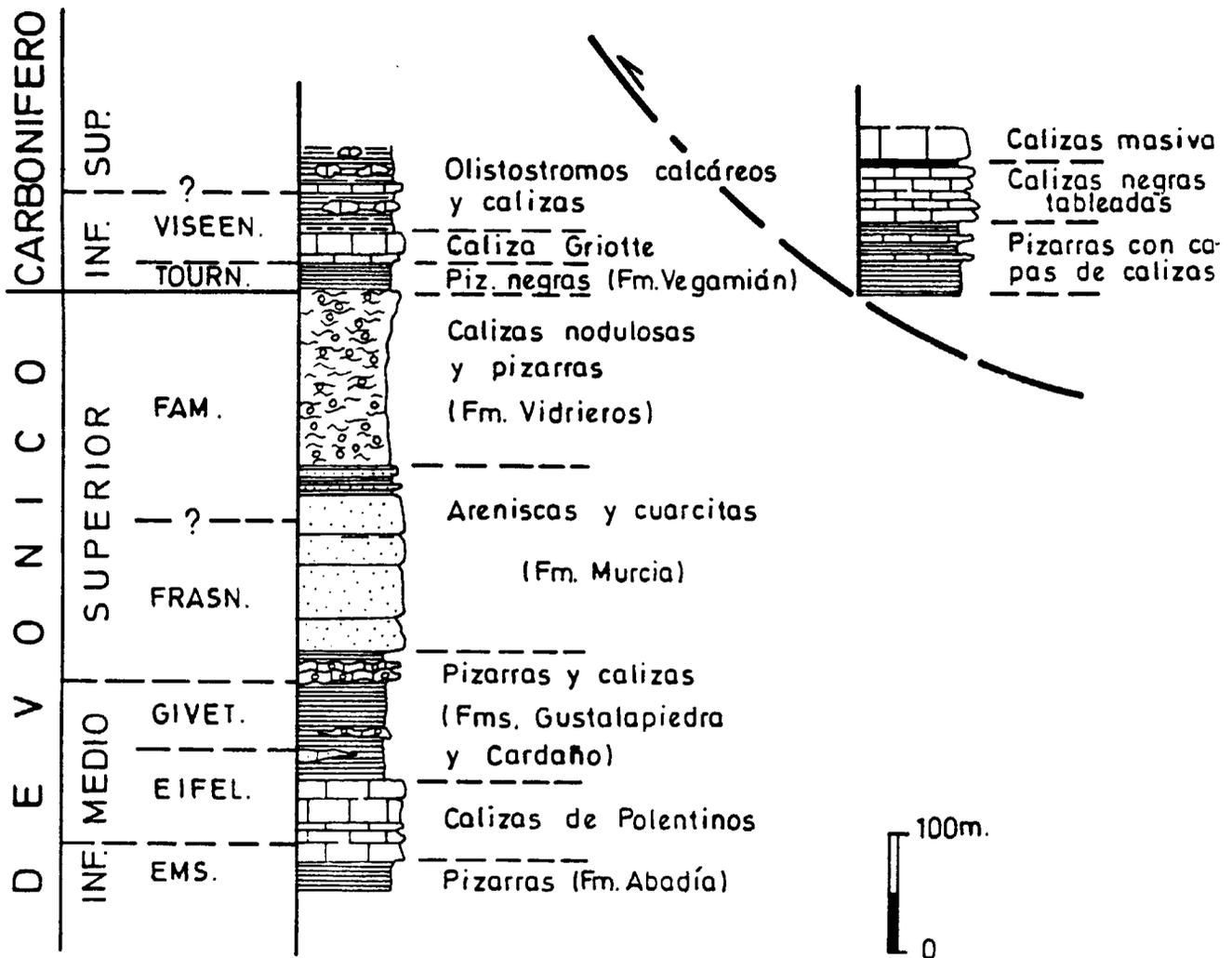


Fig. II. 15.- Sucesión estratigráfica devónica de la Unidad del Gildar-Montó (Marquínez y Marcos, 1984).

La Formación Polentinos está constituido por calizas grises, a veces fétidas, en bancos de 20 a 40 m tableadas, en muchos casos, con aspecto noduloso. En la parte media alternan niveles calcáreos, a veces bioclásticos o bioconstruidos, con niveles margosos con fauna de braquiópodos, trilobites, corales, ammonoideos y dacrioonáridos.

Desde el punto de vista sedimentario representa la reinstalación de condiciones sedimentarias sublitorales. La existencia de calizas fétidas indica la presencia, en algunos casos, de condiciones restringidas, sin embargo la abundancia de trilobites y otras faunas bentónicas en la parte media indican condiciones sedimentarias oxigenadas con una escasa lámina de agua. La presencia de calizas nodulosas en el techo y en el muro evidencia la existencia de ambientes sedimentarios con mayor lámina de agua y menor gradiente energético.

Respecto a la edad, existen en la base ammonoideos y conodontos del Emsiense superior; mientras que en el techo se registra la aparición de ammonoideos, dacrioonáridos y conodontos del Eifeliense.

#### BIBLIOGRAFÍA

BINNEKAMP (1965), GARCÍA ALCALDE (1971-73), GARCÍA ALCALDE *et al.* (1988), JAHNKE *et al.* (1983), MONTESINOS y TRUYOLS-MASSONI (1987), VEEN (1965).

#### *Formaciones Gustalapedra y Cardaño (Devónico medio-superior)*

La Formación Gustalapedra está constituida por unos 50 m de lutitas negras, generalmente muy tectonizadas, con escasos lentejones de calizas negras y de calizas nodulosas, bioturbadas.

En base a ammonoideos se obtiene una edad Eifeliense con exclusión de la parte inferior del mismo.

La Formación Cardaño está constituida por unos 75 m de alternancias de calizas arcillosas y calizas nodulosas con lutitas oscuras, dominando hacia la mitad superior de la unidad éstas sobre aquellas. Las faunas de ammonoideos, conodontos y entomozoidos permiten asignar una edad Frasnense a esta formación.

#### BIBLIOGRAFÍA

AMBROSE (1972), GARCÍA ALCALDE *et al.* (1988), HENN (1984), HENN y JAHNKE (1984), JAHNKE *et al.* (1985), LOBATO (1977), MAAS (1974), VEEN (1965), WAGNER *et al.* (1984).

#### *Formación Murcia (Devónico superior)*

Está constituida por areniscas más o menos cuarcíticas de grano fino a medio, gris oscuras a blanquecinas, ocasionalmente con interestratos de pizarras negras. En general los 20 m basales de la formación están formados por una alternancia de bancos cuarcíticos (con un espesor medio de 30 cm) con delgados niveles pizarrosos (5-10 cm). La cuarcitas son de co-

lor gris, de grano fino, y presentan frecuentemente secuencias granodecrecientes y laminación cruzada. En los muros de las capas son frecuentes estructuras de carga.

El resto de la formación la constituyen bancos de cuarcita, de color algo más claro, con un espesor medio de 1 a 2 m. Estos bancos suelen estar amalgamados y la presencia de pizarras interestratificadas es mucho más escasa que la que se encuentra en la parte inferior de la formación. En general, la cuarcita es de grano más grueso en las partes media y alta de la formación que en su parte inferior.

En base a la aparición de lamelibranquios se propone para esta formación una edad Frasnense Superior, mientras que en base a conodontos se sitúa el límite Frasnense-Fameniense unos metros por debajo del techo de esta Formación.

#### BIBLIOGRAFÍA

ARBIZU *et al.* (1986), KOOPMANS (1962), VEEN (1965), WAGNER *et al.* (1984), WAGNER y WAGNER GENTIS (1963).

#### *Formación Vidrieros (Devónico superior)*

Litológicamente está constituida por una alternancia de calizas, generalmente nodulosas y arcillosas, con pizarras calcáreas. Estos materiales se sitúan concordantemente sobre las cuarcitas de la Formación Murcia y el paso entre ambas formaciones es gradual. El espesor máximo alcanzado por esta formación es de unos 33 m.

Mediante ammonoideos (Foto 9) se obtiene una edad Fameniense inferior, mientras que, mediante fauna de conodontos, una edad Fameniense medio y Fameniense superior.

#### BIBLIOGRAFÍA

ADRICHEM BOOGAERT (1967), KULLMAN (1960), LOBATO (1977), MAAS (1974), VEEN (1965), WAGNER y WAGNER GENTIS (1963)

#### II.3.2. CARBONÍFERO (DEPÓSITOS SINOROGÉNICOS HERCÍNICOS)

Una de las características más notables del carbonífero es el hecho de que la sedimentación se produce al mismo tiempo que el levantamiento de la Cordillera Hercínica, proceso conocido como condiciones de sedimentación sinorogénicas. El levantamiento de esta cordillera se produce ya en sus zonas más internas (próximas al lugar de la colisión continental), en el Devónico superior, evento del que no queda apenas registro sedimentario en estas zonas, debido a la erosión prácticamente total de los sedimentos de esta edad. Sin embargo esto queda reflejado en las zonas más externas (Zona Cantábrica), en las que todavía se mantienen las condiciones preorogénicas, por un cambio en la dirección de aporte de los materiales, que hasta entonces provenían de una zona continental situada en la parte interna del arco, y que a partir de ese momento pasaría a situarse hacia su parte externa o convexa (ver Formación Fueyo).

En estas condiciones, por delante del área emergida en cada momento, y debido al reajuste isostático que se produce en la corteza para compensar el engrosamiento que se produce en ese área, se origina una gran, «cuenca de antepaís», de carácter marino, que va a ser rellenada principalmente por los aportes provenientes del área o «traspais» elevado. Dicha cuenca presentara cerca del borde del orógeno (traspais) un gran surco que se ira atenuando hacia la zona no deformada o antepaís. El surco corresponde a la zona de máxima subsidencia e inestabilidad y por lo tanto donde mayor espesor de sedimentos (detríticos) van a depositarse. Por el contrario, la zona de la cuenca de antepaís más alejada del surco mantendrá, mientras tanto, unas ciertas condiciones de estabilidad que permitirán la existencia de extensas acumulaciones de carbonatos y/o series condensadas.

Al migrar el frente orogénico sobre el área no deformada, migran también los surcos y en general toda la cuenca de antepaís. Parte de la primitiva cuenca de antepaís se eleva junto con los sedimentos preorogénicos; siendo erosionada y sus sedimentos en parte incorporados a los nuevos surcos y así sucesivamente hasta el final del proceso orogénico.

Sin embargo, debe de precisarse que también en el traspais elevado se producen pequeñas cuencas intramontañosas, generalmente limitadas por fallas y en ocasiones conectadas con el antepaís, que aparecen rellenas generalmente por sedimentos con clara afinidad continental.

En este contexto tecto-sedimentario pueden distinguirse dentro del mapa Geológico de León tres grandes tramos:

- Un tramo en el Carbonífero inferior, que únicamente aflora en la Zona Cantábrica. En él, todavía se conservan ciertas condiciones preorogénicas, depositándose series de características muy uniformes, en ocasiones condensadas, litología predominantemente carbonatada, y gran extensión lateral.
- Un tramo en el Carbonífero medio, también restringido a la Zona Cantábrica, caracterizado por la presencia de potentes series sinorogénicas siliciclástico-carbonatadas, que se depositan sobre una amplia cuenca de antepaís.
- Un tramo en el Carbonífero superior en el que la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica se encuentra ya muy restringida y compartimentada, a veces formando pequeñas subcuencas aisladas en las que se depositan sedimentos predominantemente siliciclásticos. Mientras en el traspais, formado por la ZAOL y zonas ya elevadas de la ZC, se generan cuencas intramontañosas que están rellenas por materiales exclusivamente siliciclásticos que fosilizan claramente las estructuras hercínicas principales.

### II.3.2.1. El Carbonífero inferior (Tournaisiense-Namuriense A)

Este primer tramo se caracteriza por estar poco marcadas todavía las condiciones sinorogénicas, debido a la lejanía del frente orogénico en elevación. En esta posición dentro de la cuenca de antepaís, alejada de los grandes aportes de

tríticos, se produce una sedimentación fundamentalmente carbonatada, de gran extensión lateral, en la que se intercalan algunos episodios detríticos de grano fino. Este tramo abarca desde el Tournaisiense hasta el Namuriense (360-315 m.a.).

#### *Formación Baleas (Tournaisiense)*

La Formación Baleas constituye un delgado nivel de calizas detríticas, bioclásticas y a veces microconglomeráticas de grano grueso y generalmente recristalizadas. Su base es erosiva existiendo una disconformidad, siendo el techo neto.

Esta formación representa un proceso transgresivo, que se interpreta como ligado a un basculamiento orogénico. Dicho basculamiento, habría llevado al antiguo área madre a constituir una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje. Bajo estas condiciones se habría producido una removilización de sedimentos previos y erosión parcial del sustrato rocoso; estos productos se mezclarían con los restos de la fauna que habría colonizado el área en un régimen de plataforma carbonatada de baja productividad. Dichos materiales se habrían organizado en barras con un contenido en bioclastos generalmente alto.

La edad de esta formación ha sido establecida como Tournaisiense.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

BOSCH (1969), COLMENERO (1976), COLMENERO *et al.* (1988), GARCÍA ALCALDE Y MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1988), LEYVA *et al.* (1984), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1985), SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983), SJERP (1967), WAGNER *et al.* (1971)

#### *Formación Vegamián (Tournaisiense medio-superior)*

La Formación Pizarras de Vegamián es un equivalente lateral de la Formación Baleas. Su espesor es en menor de 15 m. Litológicamente está constituida por pizarras gris oscuras y limolitas con nódulos de fosfato, manganeso y chert, localmente aparecen delgados niveles areniscosos y lentejones carbonatados. Los límites son en general netos, si bien, el paso a la Formación Alba, puede ser transicional.

El medio de depósito invocado para estos materiales es de una plataforma situada por debajo del nivel de ola, con baja intensidad de sedimentación y sujeta a unas condiciones anóxicas, debido a una circulación restringida.

La edad de esta formación oscila entre el Tournaisiense medio y el superior.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

ADRICHEM BOOGAERT (1967), COMTE (1959), GINKEL (1965), HIGGINS (1971, 1974), HIGGINS *et al.* (1964), RAVEN (1983), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1985), WAGNER *et al.* (1971).

### *Formación Alba o Genicera (Viseense)*

Sobre las formaciones Ermita, Baleas o Vegamián se apoya de forma neta la Formación Alba. Litológicamente son calizas rojas tableadas (Foto 10), nodulosas, de facies muy características en la sucesión paleozoica de la ZC. Su potencia es variable siendo de unos 28 m en su localidad tipo.

Esta formación se ha subdividido de muro a techo en tres miembros:

El *miembro Gorgera* está constituido por calizas wackestone bioclásticas, nodulosas rojizas, con algún nivel mudstone y dolomitización local en el techo. Predominan bioclastos de ostrácodos, goniatites, gasterópodos y trilobites. Los terrígenos son escasos, interestratos de pizarras rojas.

El *miembro Lavandera* está constituido por radiolaritas alternando con pizarras silíceas y pizarras arcillosas hacia el techo. Los bioclastos son fundamentalmente radiolarios, espículas y faunas de conchas finas orientadas paralelamente a la estratificación. El cemento silicio es predominante, disminuyendo hacia el techo.

El *miembro Canalón* consiste en una alternancia de caliza nodulosas rojas y calizas grises con interestratos pizarrosos rojizos y verdes. La textura es mudstone y en menor proporción wackestone, de ostrácodos, trilobites, entre otros bioclastos.

Esta formación representa el comienzo de la uniformización de la topografía de la plataforma, aunque continua la redistribución de sedimentos con intensidades de sedimentación muy bajas, mínimas en el Miembro Gorgera. El Miembro Lavandera indica aportación pelágica y el Miembro Canalón corresponde al tránsito de un ambiente prácticamente no deposicional, serie condensada, a otro de condiciones normales de plataforma carbonatada, representando por la Formación Barcaliente. Los colores rojizos típicos de esta formación se debieron, posiblemente, a la existencia de condiciones oxidantes en la interfase agua-sedimento.

La base de la formación tiene una edad Tournaisiense alto a Viseense, siendo el techo Viseense alto.

### **BIBLIOGRAFÍA**

ADRICHEN BOOGAERT (1967), BARROIS (1882), BOSCH (1969), BUDINGER y KULLMAN (1964), COMTE (1959), GINKEL (1965), HIGGINS (1971, 1974), HIGGINS, *et al.* (1964), KULLMAN (1961, 1963), LEYVA *et al.* (1984), PRADO y VERNEUIL (1850), RAVEN (1983), SÁNCHEZ de la TORRE *et al.* (1983), TRUYOLS *et al.* (1984), WAGNER (1963), WAGNER *et al.* (1971), WAGNER-GENTIS (1963), WINKLER PRINS (1968).

### *Formación Barcaliente (Namuriense A)*

La Formación Barcaliente presenta tránsito gradual sobre la Formación Alba (Foto 10) y el techo en general neto con la Formación Valdeteja mediante las «Brechas del Porma (Foto 11)» o con diferentes formaciones terrígenas (formaciones

Ricacabiello o Beleño en la Unidad del Ponga, paquete Fresnedo en la Cuenca Carbonífera Central). La potencia de la Formación varía entre 200 y 350 m.

Litológicamente consta de calizas grises oscuras en estratos decimétricos a centimétricos, tabulares u ondulantes, con laminación paralela u ondulante, a veces gradación positiva con acumulaciones bioclásticas en la base de las capas. Más raro en la presencia de estratificación cruzada y de laminación de «ripples». Texturalmente las calizas son mudstone o «mudstone-wackestone», más raramente wackestone o packstone, localmente es frecuente la aparición de calizas con pseudomorfo de cristales de yeso o anhidrita. El contenido en fósiles y bioclastos es generalmente muy bajo y se reduce a ostrácodos, calcisferas, equinodermos y lamelibranchios de concha fina además de algas cianofíceas,

Esta formación se interpreta bajo un modelo en el que distingue un área con calizas autóctonas de medio marino somero a «lagoon» (borde E de la Cuenca Carbonífera Central, Unidad del Ponga y Picos de Europa) bordeada por O y S (Región de Pliegues y Mantos) por una rampa con calizas alodálicas que finalmente enlazaría con las zonas más profundas de cuenca cuyos sedimentos son predominantemente lutitas. Las «brechas del Porma» han sido interpretadas por un lado como brechas de disolución cuando están asociadas a niveles con pseudomorfo de yeso o anhidrita o a brechas de deslizamiento originadas en los taludes de zonas deprimidas.

El escaso contenido paleontológico de la Formación Barcaliente hace que la determinación de su edad deba basarse en la de las unidades infra y suprayacentes. En este sentido su base se sitúa en el Namuriense A (E2) y el techo de la formación es considerado como isócrono y se sitúa probablemente también dentro del E2, en su parte alta, muy cerca del límite E2-R1.

### **BIBLIOGRAFÍA**

BOWMAN (1980, 1982), COLMENERO *et al.* (1988), EICHMÜLLER (1986), EICHMÜLLER y SEIBERT (1984), GONZÁLEZ LASTRA (1978), HEMLEBEN y REUTHER (1980), MOORE *et al.* (1971), REUTHER (1977), TRUYOLS *et al.* (1984), TRUYOLS y SÁNCHEZ de POSADA (1983), WAGNER *et al.* (1971).

### *Formación Cuevas (Namuriense A-B)*

En los sinclinales de Alba y Peña Corada, sobre la Formación Alba y lateralmente a la Formación Barcaliente, se desarrolla una potente serie detrítica denominada Formación Cuevas, donde se pueden distinguir tres «miembros»: uno basal definido formalmente como Formación Olleros, en tránsito gradual con las pizarras rojas, correspondientes a las «Capas de Olaja», compuesto por una alternancia de lutitas, areniscas, microconglomerados, y calizas micríticas, con estructuras típicas de facies turbidíticas, siendo su espesor de 518,4 m.

El segundo «miembro» lo constituyen calizas tableadas muy replagadas, presentando estructuras de deslizamiento, el es-

pesor de este miembro es variable, pudiendo llegar a los 300 m, lateralmente (hacia el este) es sustituido por varios horizontes carbonatados con intercalaciones lutíticas.

El tercer «miembro» está constituido por lutitas gris oscuras con niveles de paraconglomerados, con clastos redondeados de menos de 2 cm de cuarcita y liditas con matriz de areniscas; sublitarenitas y litarenitas de grano fino; «pebbly mudstone» con clastos subangulosos de calizas y de litarenita; niveles de calizas micríticas laminadas, bioturbadas y en estratos de menos de 10 cm.

En el Sinclinal de Alba, las «Capas de Olaja» han suministrado fauna de goniatites que confirman la edad Namuriense A (E1) para la base. Por otro lado, muestras por debajo del «miembro» carbonatado han proporcionado esporas que indican una edad Namuriense B.

## BIBLIOGRAFÍA

BECKER (1976), BECKER *et al.* (1975), BOSCHMA y STAAL-DUINEN (1968), EVERS (1967), GANDL (1977), KULLMAN (1979), RUPKE (1965), SÁNCHEZ de la TORRE *et al.* (1983), SITTER (1962), WAGNER y FERNÁNDEZ GARCÍA (1971).

### II.3.2.2. El Carbonífero medio (Namuriense B-Westfaliense)

En este periodo comienzan las condiciones claramente sinorogénicas, fruto de su coetaneidad con el emplazamiento de la ZAOL y unidades más internas de la ZC (Esla, Somiedo-Correcillas y Bodón). Las plataformas carbonatadas aunque pueden llegar a ser muy potentes tienen un ámbito geográfico más restringido. Predominan los sedimentos detríticos, a veces muy gruesos (lo que indica la presencia de relieves enérgicos cercanos) y dentro de estos los siliciclásticos. Otras características de los periodos sinorogénicos son las grandes variaciones de facies y potencias, las elevadas tasas de sedimentación y la relativa proliferación de discordancias, aunque de extensión e importancia desigual. En este periodo se incluye también la parte alta del Carbonífero inferior, a partir del Namuriense E2.

#### *Formación Valdeteja (Bashkiriense)*

La Formación Valdeteja presenta una distribución más restringida que la Formación Barcaliente sobre la que se sitúa encontrándose de modo discontinuo en la mitad oriental y septentrional de la Región de Pliegues y Mantos, en la de Picos de Europa y Cuenca Carbonífera Central. La geometría de la formación, lenticular a escala cartográfica con base plana y techo monticular, ilustra claramente la diacronía de su techo observándose su paso lateral a los materiales detríticos.

Litológicamente esta formación está constituida por calizas grises claras masivas con algunos intervalos más estratificados e intervalos margosos (Foto 11). Está compuesta por un amplio abanico de depósitos calcáreos: «boundstone» de al-

gas y más raramente de corales, correspondientes a los cuerpos masivos lenticulares; calizas (mudstone a «grainstone») bioclásticas y fosilíferas, oolíticas, peloidales, oncolíticas; espiculitas y depósitos de brechas calcáreas (Fig. II.16).

Esta formación constituye una serie de plataformas carbonatadas aisladas y libres de influjo terrígeno, donde se diferencian distintos ambientes desde «lagoon», cuenca de intra-plataforma y plataforma marina abierta con construcciones algales. Los márgenes de plataforma vendrían constituidos por barras de calcarenitas y construcciones algales y en dirección a la cuenca pasarían a depósitos de talud (hemipelagitas, turbiditas y brechas calcáreas) y finalmente a los propios de la cuenca consistentes en depósitos similares a los del talud con características más distales y por turbiditas terrígenas. Posteriormente la plataforma carbonatada sería progresivamente sustituida por términos siliciclásticos a consecuencia del avance del frente de deformación hercínica.

La edad de la base de la formación es considerada isócrona y se sitúa en el Namuriense A-B (E2 ó E2-R1). El techo de la formación es en cambio fuertemente diacrónico, y oscila entre el Bashkiriense inferior y el superior.

## BIBLIOGRAFÍA

ÁGUEDA *et al.* (1991), COLMENERO *et al.* (1988), EICHMÜLLER (1985, 1986), EICHMÜLLER (1986), FERNÁNDEZ *et al.* (1988), JULIVERT (1978), LEYVA *et al.* (1985), RIDING (1979), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1983), SÁNCHEZ de la TORRE *et al.* (1983), TRUYOLS *et al.* (1982), TRUYOLS *et al.* (1984), VILLA (1982), WAGNER *et al.* (1971).

#### *Las Series Detríticas del Sinclinal del Pedroso (Namuriense B)*

En el Sinclinal del Pedroso, por encima de la Formación Barcaliente, se desarrolla una serie detrítica, con un espesor de 106 m visibles, constituida por lutitas margosas laminadas, intercalaciones escasas de calizas y alternancias de lutitas más o menos limosas y areniscas con secuencias de Bouma Tb-e, Tc-e y Td-e, las areniscas presentan espesores de hasta 70 cm siendo más frecuentes los inferiores a 20 cm, de base erosiva con estructuras de arrastre y erosión, dando direcciones de paleocorrientes desde el SO y O. Localmente a techo de las secuencias aparecen pequeños niveles de hasta 5 cm de calizas micríticas laminadas.

Las secuencias de Bouma pueden presentarse ordenadas en secuencias mayores grano y estratodecreciente y en menor número de caso grano y estratodecreciente, interpretándose como originados por la progradación de lóbulos turbidíticos en sus partes más distales, en área de «basin plain». Algunas secuencias grano estratodecrecientes intercaladas se interpretan como rellenos de canales submarinos, también en áreas muy distales, como indican su reducido espesor.

En el Sinclinal del Pedroso la base de esta serie terrígena presenta goniatites del piso R1, Namuriense B inferior.

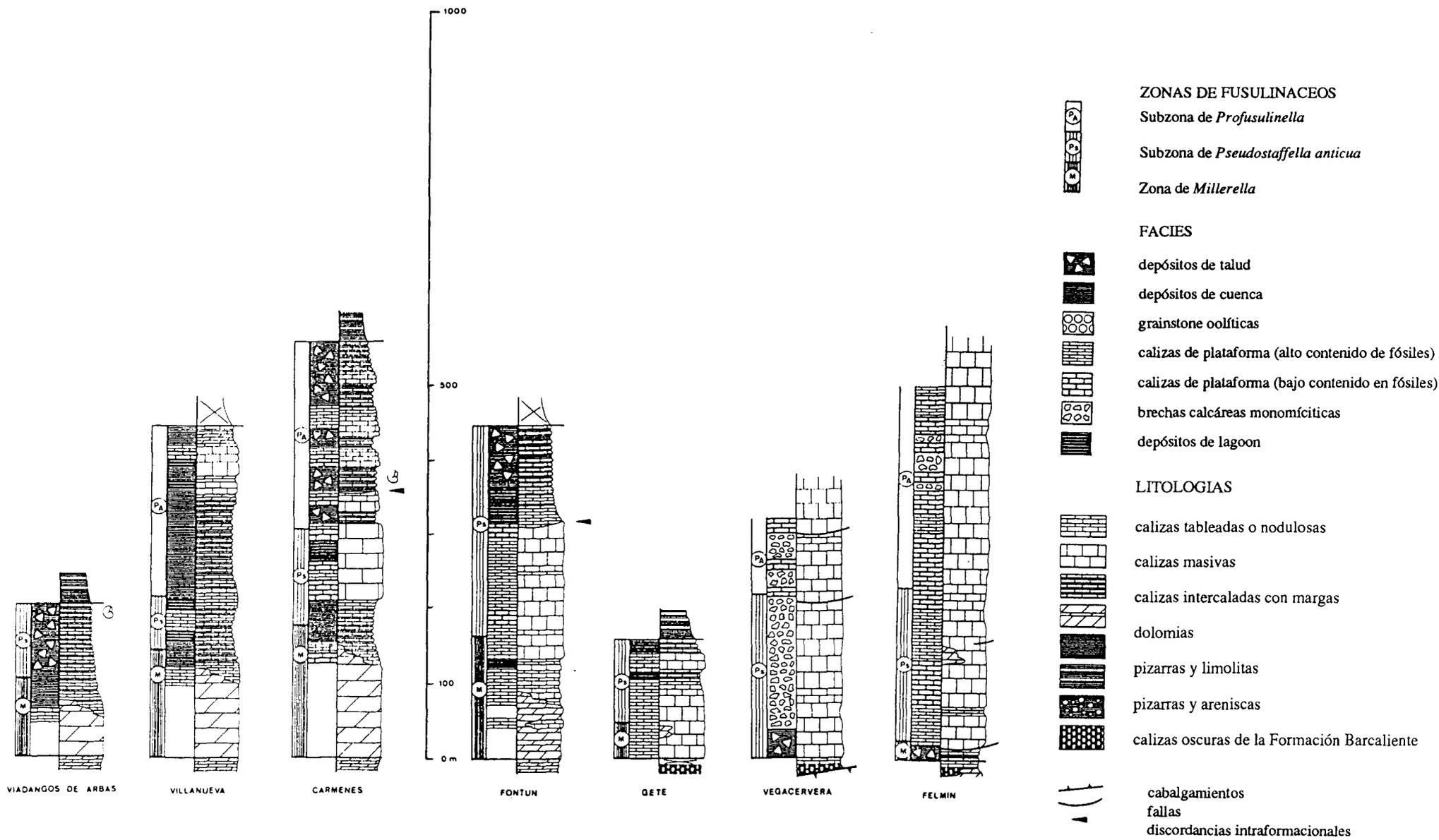


Fig. II. 16.- Columna sintética y correlación de la Formación Valdeteja (Eichmüller, 1985).

### *Formación San Emiliano. (Bashkiriense-Moscoviense-inferior)*

En la Unidad de la Sobia-Bodón, sobre y lateralmente a la Formación Valdeteja aflora una sucesión terrígena con intercalaciones calcáreas (Foto 12) y algunas capas de carbón hacia el techo. A esta sucesión se la denomina Formación San Emiliano, donde se han separado tres miembros (Pinos, La Majúa y Candemuella). En la rama S de la Unidad de la Sobia-Bodón se han distinguido dos partes: la inferior denominada capas de Villanueva y la superior capas de Villamanín, separadas ambas por un nivel calcáreo discontinuo («caliza masiva»).

En el área de San Emiliano, la formación constituye una potente (1800 m) sucesión detrítica con intervalos calcáreos y algunas capas de carbón en la parte alta. El **Miembro Pinos**, con un espesor mayor de 300 m, está formado por pizarras negras con briznas vegetales y fauna escasa; en la parte baja con endolistolitos derivados de la Formación Valdeteja y algunos exolistolitos. Dentro de esta sucesión pizarrosa aparecen niveles de turbiditas tanto calcáreas como terrígenas. En la parte superior del miembro, las pizarras pasan a limolitas bioturbadas con fauna dispersa y con delgadas intercalaciones arenosas de bases netas y, hacia el techo, localmente, un nivel de calizas con algas. El **Miembro La Majúa**, de 1050 m de espesor, está formado por una alternancia de intervalos terrígenos y calcáreos. Los intervalos terrígenos forman secuencias granocrecientes, desde pizarras con fauna marina, hasta areniscas, a veces canalizadas. En la parte alta del miembro y a techo de los intervalos terrígenos aparecen algunas capas de carbón. Las calizas son wackestone y packstone bioclásticas y de algas que llegan a formar construcciones. El **Miembro Candemuella** tiene 500 m de espesor mínimo y su techo está cubierto discordantemente por los materiales estefanienses. Está formado por depósitos terrígenos, organizados en secuencias tanto granodecrescentes como granocrecientes. Las capas de carbón, de baja calidad y espesor reducido, son aquí más frecuentes, mientras que por el contrario los niveles calcáreos son delgados y discontinuos.

En la rama S de la Unidad de la Sobia-Bodón las capas de Villanueva presentan un espesor variable y forman una sucesión lutítica con intercalaciones de turbiditas y capas de «debris flow» calcáreos en la parte baja, y de turbiditas terrígenas en la parte baja y media. La parte alta de la sucesión está constituida por lutitas con escasas intercalaciones de areniscas. Las capas de Villamanín constituyen el intervalo superior de la formación; el nivel calcáreo basal («caliza masiva») se presenta con un espesor máximo de 150 m y es lateralmente discontinuo, estando constituida por un complejo de montículos con *Donezella*, lenticulares y masivos, separados por intervalos tableados. El resto de las capas de Villamanín presentan un espesor aproximado de 500 m, pues su techo aparece cortado por la escama de Villafeliz. Básicamente está formada por una sucesión terrígena con niveles calcáreos más o menos abundantes y alguna capa de carbón intercalada, en sus afloramientos más orientales, la sucesión es predominantemente pizarrosa con escasas intercalaciones calcáreas (Fig. II.17).

La historia sedimentaria de la Formación San Emiliano se desarrolla según un modelo evolutivo somerizante, desde un medio de cuenca profunda-talud, hasta un medio marino somero y finalmente deltaico.

La edad de la formación ha sido determinada, en base a la fauna marina y la flora continental, como comprendida entre el Namuriense C superior, que proporciona el Miembro Pinos, y el Westfaliense A, si bien es posible que la parte superior del Miembro Candemuella pertenezca ya al Westfaliense B.

### **BIBLIOGRAFÍA**

BOSCH (1969), BOWMAN (1979, 1980, 1982, 1985), BROUWER y GINKEL (1964), CARBALLEIRA *et al.* (1985), EICHMÜLLER (1985), HORVATH (1985), MOORE *et al.* (1971), SÁNCHEZ de la TORRE *et al.* (1983), TRUYOLS y SÁNCHEZ de POSADA (1983), VILLA *et al.* (1988)

### *Grupo Lena (Bashkiriense-Myachkovsky)*

Los materiales westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central presentan frecuentes intercalaciones carbonatadas y detríticas en series eminentemente lutíticas. Las primeras se hallan concentradas fundamentalmente en la parte inferior de la sucesión (Grupo Lena) y las segundas, junto a frecuentes capas de carbón explotables, en la unidad superior de la misma (Grupo Sama). Existe una progresiva disminución de oeste a este en el espesor de la serie carbonífera, al tiempo que, en este mismo sentido, se evidencia un aumento del porcentaje de calizas (Fig. II.18).

Dentro de la Cuenca Carbonífera Central se han diferenciado varios sectores denominados de O a E: Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo, Lois-Ciguera y Porma.

En el Mapa de León y dentro del sector Aller-Nalón, solamente aflora el techo del Grupo Lena, estando constituido por secuencias de somerización desde lutitas de plataforma externa con fauna marina e intensa bioturbación, a barras submareales de litarenita y sublitarenitas, culminando a techo con niveles de calizas generalmente wackestone bioclásticas y bioconstrucciones de algas.

En el sector de Piedrafita-Lillo, la potencia del Grupo Lena es de unos 2600 m, donde se han diferenciado tres Unidades: Lena I (*paquete* Fresnedo), Lena II y Lena III.

La Unidad Lena I se apoya sobre la Formación Barcaliente, con una potencia no superior a los 400 m. Litológicamente, son lutitas con finas intercalaciones de litarenitas. En las proximidades al puerto de Vegarada, se observa la presencia de olistolitos calcáreos, mientras que hacia Puebla de Lillo aparecen intercalaciones de calizas wackestone bioclásticas de hasta 15 m de potencia y niveles de brechas calcáreas asociados lateralmente. También se han observado litarenitas de grano medio a fino, dispuestas en capas de hasta dos metros de potencia, con base erosiva e internamente masivas, ordenadas en secuencias granodecrescentes.

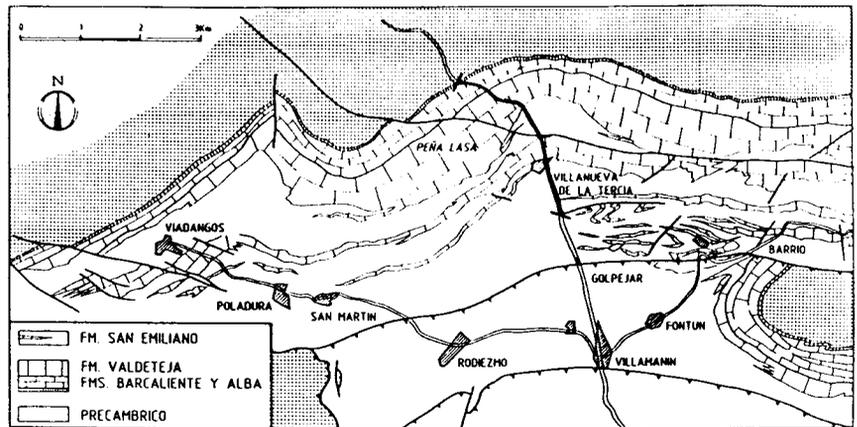
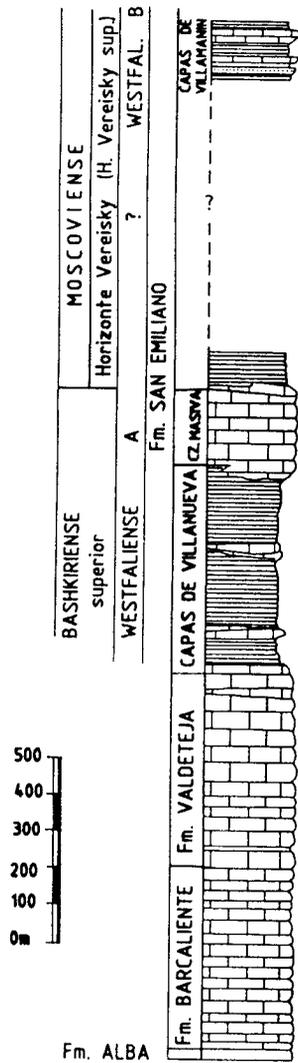


Fig. II. 17.- Columna sintética de la Formación San Emiliano en la rama sur de la Unidad de la Sobia-Bodón (Moore et al., 1971; Alonso et al., 1991).

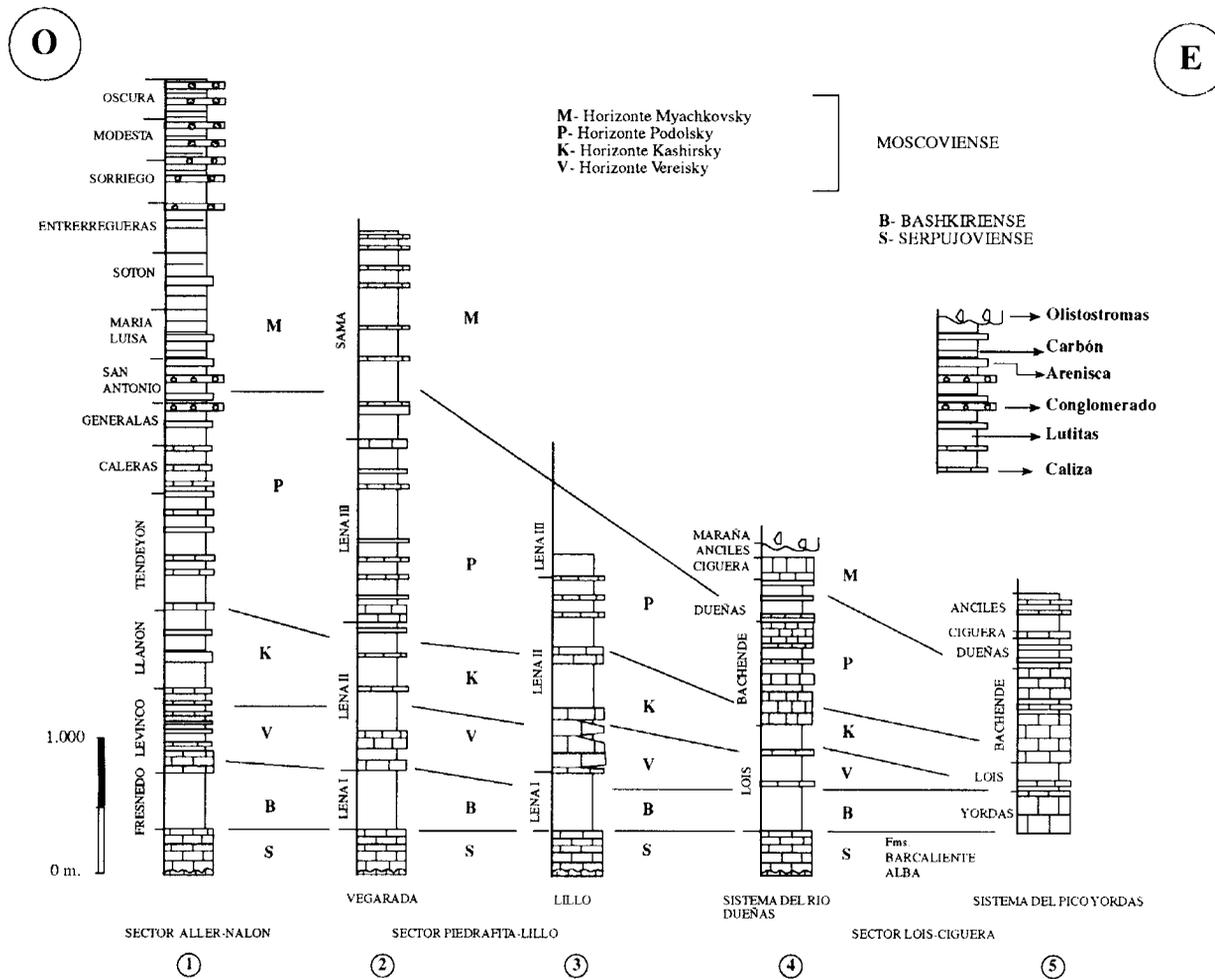


Fig. II. 18.- Columna sintética y correlación de la sucesión carbonífera de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (Barba et al., 1991).

La Unidad Lena II, con una potencia de unos 1.000 m, está constituida por alternancias de lutitas, litarenitas y calizas. Dentro de ella se diferencian dos tramos. El inferior formado por lutitas bioturbadas, con fauna marina, en las que existen intercalaciones delgadas de litarenitas de grano fino, y calizas wackestone bioclásticas e intraclásticas (nivel basal) que localmente forman bioconstrucciones de algas. El tramo superior está formado por lutitas y areniscas ordenadas en secuencias grano y estratocrecientes de hasta 80 m de espesor en cada uno de los cuales, las lutitas del muro poseen fauna y son más o menos margosas, y las litarenitas de los techos poseen grano medio y pueden alcanzar espesores de hasta 20 m, presentando canalizaciones y ordenamiento granodecreciente. Cuando existen calizas intercaladas, estas son generalmente wackestone bioclásticas, si bien localmente están constituidas por baffles de algas filoides.

En el área de Puebla de Lillo (Pico Susarón), está constituida fundamentalmente por calizas, lateralmente con intercalaciones lutíticas de hasta 80 m de espesor.

La Unidad Lena III tiene una potencia de unos 1.200 m, está constituida por alternancias de lutitas, areniscas litareníticas y calizas. La base y el techo han sido fijados en dos potentes niveles calcáreos. Las características litológicas de la misma son similares a las existentes en el tramo superior del Lena II, si bien, la potencia y proporción de los niveles de areniscas es algo mayor.

En el borde más occidental de la CCC (sector de Lois-Ciguera) toda la sucesión westfaliense presenta un carácter predominantemente calcáreo, siendo su espesor de hasta 1.400 m, donde se han distinguido de muro a techo las siguientes unidades litoestratigráficas con carácter informal: «calizas de Yordas», «lutitas de Lois», «calizas de Bachende», «areniscas y lutitas de Dueñas», «calizas de Ciguera» y «pizarras y calizas de Anciles».

Las calizas, tanto masivas como tableadas, son grises «wackestone-packestone» bioclásticas, «wackestone-packestone» de intraclastos, «grainstone» de oolitos y «boundstone» de algas. En general se trata de calizas masivas y tableadas. Las lutitas son grises a marrones, bioturbadas, con bioclastos de braquiópodos, equinodermos, briozoos fenestélidos, etc., y finas intercalaciones de areniscas laminadas por «ripples». Las litarenitas se encuentran en bancos que pueden alcanzar, en las «areniscas y lutitas de Dueñas», hasta 37 m de espesor, con estratificación plano-paralela a ligeramente cruzada, laminación paralela y abundantes restos vegetales.

La edad del Grupo Lena en base a la presencia de fusulínidos, va desde el Bashkiriense hasta el Podolskiense en el borde más occidental, y hasta el Myachkovsky en el oriental.

En el sector del Porma (situado al sur de la falla de León) el espesor de la sucesión ha sido cifrado en unos 2.200 m, estando constituida por lutitas, con olistolitos calcáreos, conglomerados polimícticos, dominando los clastos de caliza,

capas deslizadas e intercalaciones de litarenitas de grano grueso y fino en niveles de centimétricos a métricos con bases erosivas y estructuras de arrastre de objetos y erosión (*groove y flute casts*). Las capas areniscosas más delgadas poseen secuencias de Bouma del tipo Tc-e, mientras que las más potentes aparecen como capas amalgamadas, masivas o con laminación paralela, con cantos de lutita.

Los olistolitos calcáreos situados en la parte inferior de la sucesión tienen una edad límite Bashkiriense-Vereisky, mientras que los superiores pertenecen al Podolsky.

#### *Grupo Sama (Myachkovsky)*

El Grupo Sama solamente se ha individualizado en los sectores de Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo, siendo la potencia visible es de unos 1.500 m. Los ciclotemas observables en el sector Aller-Nalón corresponden a secuencias deltaicas, desde lutitas de prodelta y frente deltaico inferior, a areniscas de barras de desembocadura y canales de llanura deltaica que evolucionan a niveles lutíticos bioturbados por raíces y a capas de carbón.

En el sector de Piedrafita-Lillo la serie está constituida litológicamente por alternancias de lutitas, areniscas litareníticas, calizas y escasas y delgadas capas de carbón. Los bancos carbonatados son discontinuos, de menos de 10 m de potencia y poco abundantes, siendo común de ellos la presencia de algas filoides.

La edad del Grupo Sama dentro del Mapa de León es... en base a fusulínidos y macroflora, Myachkovsky (Westfaliense D).

#### **BIBLIOGRAFÍA (Grupos Lena y Sama)**

ALLER (1986), ARQUER *et al.* (1988), BARBA REGIDOR (1984), BARBA REGIDOR (1990), BARBA y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1985), BARROIS (1882), FERNÁNDEZ ARANGO y NAVAL BALBÍN (1985,1987), GINKEL (1964).

#### *Formación Ricacabiello (Bashkiriense)*

En la Unidad del Ponga sobre la Formación Barcaliente y localmente en el Manto de Forcada, se sitúa concordantemente la Formación Ricacabiello.

Su espesor es de 30 m en su localidad tipo (pico Ricacabiello), y litológicamente está constituida por lutitas grisáceas, rojizas con tramos verdosos, nódulos de siderita y Mn e intercalaciones carbonatadas, con fósiles y bioclastos en la base y bioturbación moderada.

Se pueden diferenciar dos facies: Una de alternancia de lutitas y calizas que representa la transición de una sedimentación carbonatada somera (Formación Barcaliente) a una sedimentación lutítica en una plataforma relativamente profunda. La segunda facies diferenciada es la de lutitas con nódulos polimetálicos, es la más característica y ocupa la mayor parte de la formación, situándose en la parte media y

superior. Corresponde a depósitos en las zonas más externas y distales de la plataforma, en donde el escaso aporte de material terrígeno fino supone una velocidad de sedimentación muy baja. Esta formación representa un periodo de muy bajo índice de sedimentación, en las zonas más alejadas de una plataforma marina abierta.

En cuanto a la edad esta formación abarca desde el Namuriense B hasta el Westfaliense A, ocupando por tanto todo el Bashkiriense.

## BIBLIOGRAFÍA

BAHAMONDE *et al.* (1987), EICHMÜLLER (1986), EICHMÜLLER y SEIBER (1984), JULIVERT (1960), MANJÓN y FERNÁNDEZ ARANGO (1985), CHACÓN *et al.* (1985), MARTÍNEZ CHACÓN y WINKLER PRINS (1977), MÉNDEZ y MENÉNDEZ ÁLVAREZ (1985), SJERP (1967), VILLA (1981, 1985).

### *Formación Beleño (Vereisky-Kashirsky)*

En la Unidad del Ponga, sobre la Formación Ricacabiello, se sitúa la Formación Beleño, con un espesor en la Provincia de León de unos 700 m en el área de San Isidro, donde se han diferenciado cuatro grandes «miembros»:

El basal, de 315 m de potencia, constituido por alternancias de lutitas gris oscuro y areniscas litareníticas de grano medio y fino, ordenadas en secuencias tanto grano y estratodecrecientes como crecientes de hasta 40 m de potencia. Las areniscas en estratos delgados, de bases erosivas con estructuras de erosión y estrias de arrastre e impacto. Internamente secuencias de Bouma Tb-e y Tc-e fundamentalmente.

A techo un «miembro» de 45 m de potencia constituido por lutitas gris oscuro con intercalaciones de calizas grises mudstone de hasta 4 m de espesor, tableadas e internamente con laminación paralela y bioturbación. Son frecuentes también orto y paraconglomerados de matriz lutítica con clastos calcáreos y olistolitos calcáreos.

Le sigue otro «miembro» de al menos 100 m espesor. Litológicamente son lutitas grises, con delgadas intercalaciones de litarenitas de grano fino, laminadas por «ripples» y bioturbadas; localmente alcanzan hasta 3 m de potencia con estructuras de arrastre en el muro y laminación de «ripples» hacia el techo.

El «miembro» de techo está constituido por alternancias de lutitas bioturbadas con intercalaciones de litarenitas en estratos de hasta 60 cm y estratificación «*hummocky*», laminación paralela y de «ripples» de ola; entre las que se encuentran intercalados dos niveles discontinuos de hasta 60 m de potencia de calizas wackestone y packstone bioclásticas y localmente «grainstone» oolíticas o «boundstone» de algas.

Se observa una megasecuencia de somerización, desde ambientes profundos dominados por abanicos submarinos y ta-

lud, hasta plataformas marinas someras carbonatadas y terrigenas.

La Formación Beleño, al igual que las restantes de la Unidad del Ponga, es más moderna hacia el E. En el Manto de Rioseco es Bashkiriense superior-Vereisky. En los mantos de Caso y Beleño, Vereisky-Kashirsky; en el de Sebarga llega incluso hasta el Podolsky.

## BIBLIOGRAFÍA

BAHAMONDE (1985), BAHAMONDE *et al.* (1987), FERNÁNDEZ R.-ARANGO y NAVAL (1984), GINKEL (1965), JULIVERT (1960), MANJÓN y FERNÁNDEZ R.-ARANGO (1985), MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1962), SJERP (1967). VILLA y HEREDIA (1988).

### *Formación Escalada (Kashirsky-Podolsky)*

La Formación Caliza de la Escalada tiene un espesor próximo a los 200 m. Está constituida por gruesos bancos calcáreos masivos con rápidos acuñamientos laterales, entre los que pueden desarrollarse niveles detríticos.

Volumétricamente, dominan las facies de acumulaciones bioclásticas y de fango carbonatado, estando relacionado su origen con ambientes someros, submarinos a intermareales de baja energía, pudiendo interpretarse como montículos de fango en sentido amplio. Su origen y desarrollo fue debido a construcciones algales y a acumulaciones por corrientes de fango carbonatado y bioclastos. Otra de las facies frecuentes son las alternancias de calizas bien estratificadas y fangos carbonatados, caracterizadas por la gran abundancia de algas y la gran variedad de fauna marina bentónica, en general poco fragmentada que nos hace pensar en depósitos someros de baja energía, en relación con construcciones orgánicas de algas, en áreas protegidas por ellas dentro de «lagoons». Este tipo de sedimentación en finas capas pudo haberse originado por la acción de tormentas.

La Formación Escalada posee una edad que va desde el Vereisky hasta el Myachkovsky inferior, situándose en la provincia de León entre el Kashirsky y Podolsky.

## BIBLIOGRAFÍA

BAHAMONDE *et al.* (1987), BLESS y WINKLER PRINS (1973), GINKEL (1965), JULIVERT (1960), LEYVA *et al.* (1984), MANJÓN y FERNÁNDEZ R.-ARANGO (1985), MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1962), TRELLE *et al.* (1984), TRUYOLS (1983), TRUYOLS y SÁNCHEZ de POSADA (1982), VILLA (1981, 1985, 1989), VILLA y HEREDIA (1988)

### *Formación Picos de Europa (Moscoviense-Kasimoviense inferior)*

En la Unidad de Picos de Europa a techo de la «Caliza de Montaña» continúa la sucesión carbonatada carbonífera correspondiente a la Formación Picos de Europa, donde se ha diferenciado un miembro inferior tableado y otro superior

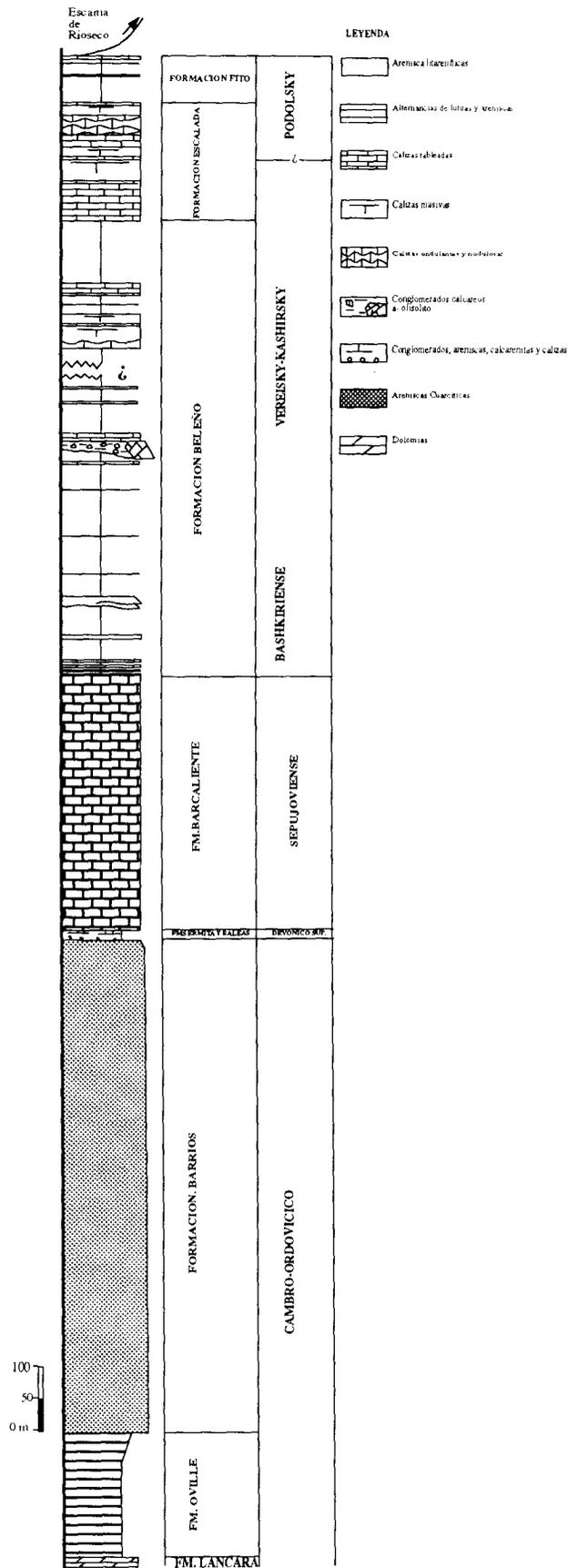


Fig. II. 19A.- Columna sintética de la Unidad del Ponga

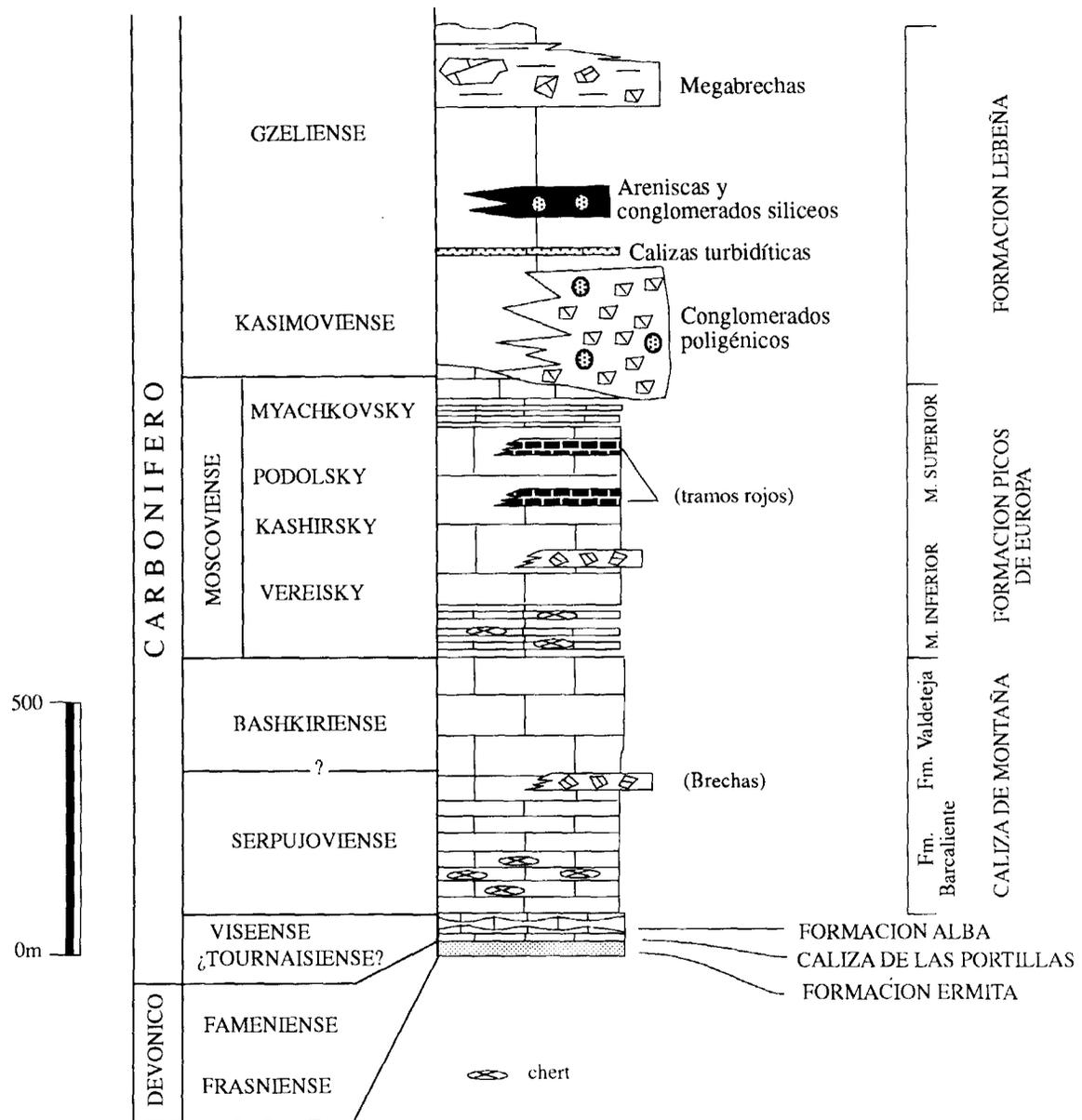


Fig. II. 19B.- Columna sintética de la sucesión de la Unidad de Picos de Europa (Marquinez, 1978).

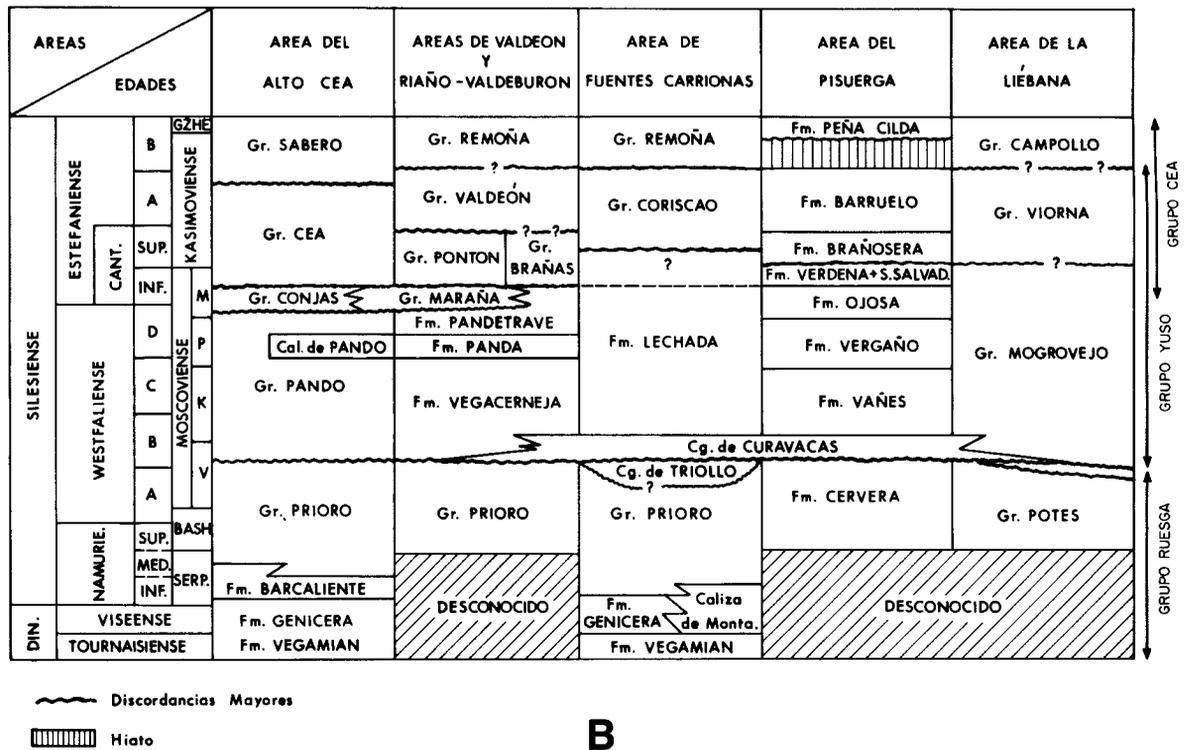
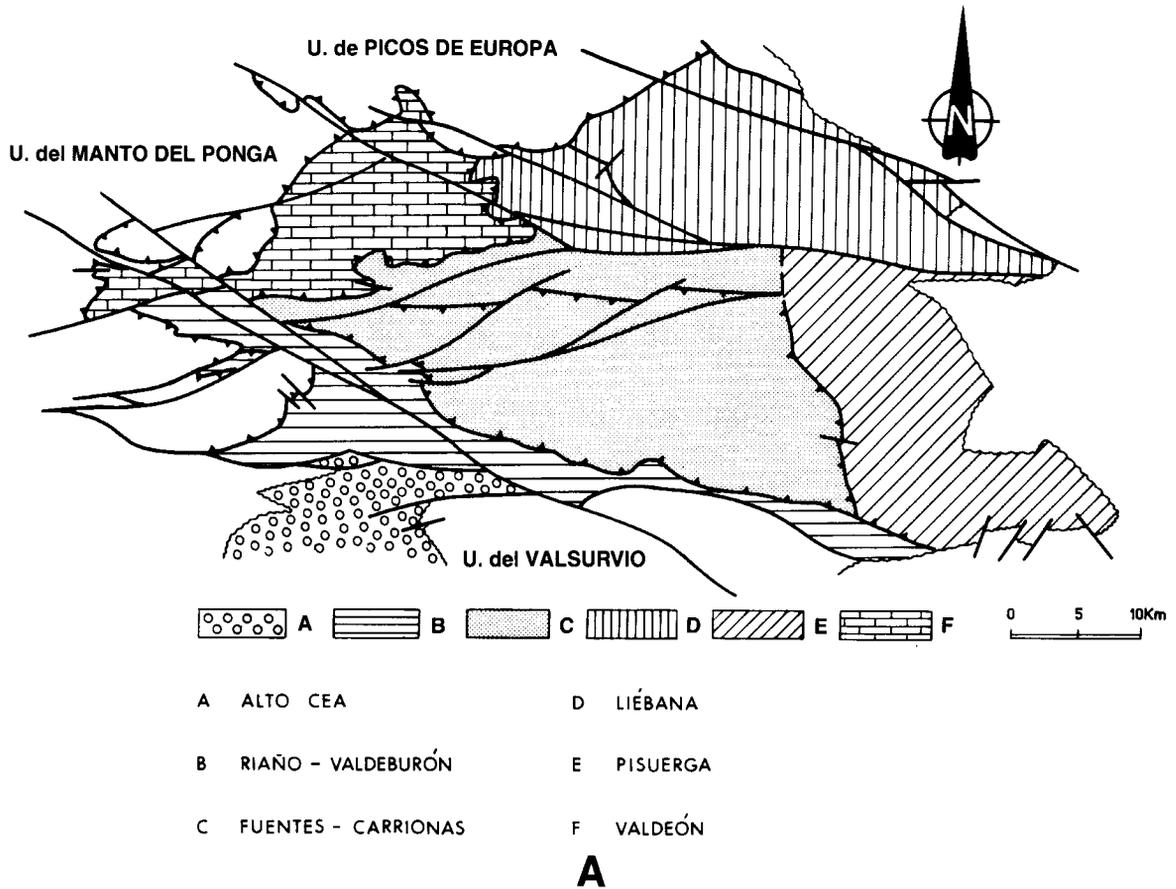


Fig. II. 20.- A.- Esquema geológico simplificado de las diferentes áreas y dominios paleogeográficos de la Unidad del Pisuerga-Carrión, basado en HEREDIA (1991), modificado.  
 B.- Unidades litoestratigráficas de la Unidad del Pisuerga-Carrión; basado en ALONSO (1987) para el Area del alto Cea y en RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1987) y HEREDIA *et al.* (1990) para las demás áreas.

masivo, asignando una potencia a esta formación de unos 300 m (Fig. II. 19 y Foto 14).

El miembro inferior son calizas oscuras, tableadas y bioclásticas con delgadas capas de pizarras y calizas margosas intercaladas de potencias variables. Las calizas bioclásticas son «grainstone» a «packstone», biomicrorruditas y biosparruditas, aunque también aparecen como aloquímicos pellets y oolitos. Es frecuente la presencia de concrecciones de chert, tanto continuas como discontinuas, así como en parches irregulares. En el borde más occidental de la Unidad de Picos de Europa, se observa que de oeste a este las intercalaciones pizarrosas disminuyen progresivamente hasta prácticamente desaparecer.

El miembro superior masivo está constituido por calizas claras bioclásticas (foraminíferos, corales, algas, braquiópodos, crinoideos, etc.) con texturas «packstone», «grainstone» y «boundstone» de algas en la parte superior. Son frecuentes los tramos brechoides y hacia el techo aparecen también tramos rojizos y nodulosos. Localmente se cita la presencia de espículas de esponjas.

El miembro inferior se origina bajo condiciones ambientales de baja energía en una plataforma profunda (alrededor de 150 m), mientras que para el miembro superior en condiciones ambientales inter a submareales.

En cuanto a la edad de la formación, su base es diacrónica variando desde el Vereisky superior al Podolsky inferior pudiendo llegar en el techo hasta el Kasimoviense inferior.

## BIBLIOGRAFÍA

FARIAS (1982), MAAS (1974), MARQUÍNEZ (1978), TRUYOLS *et al.* (1984).

### *Grupo Prioro (Serpujoviense-Moscoviense inferior)*

En la Unidad del Pisurga-Carrión (UPC), sobre la «Caliza de Montaña», o allí donde no existe sobre la Formación Alba, se sitúan series predominantemente siliciclásticas (Fig. II.20), constituidas por lutitas grises oscuras con brizas vegetales y escasos fósiles. Intercalados entre las lutitas se encuentran areniscas, conglomerados, brechas, margas, y olistolitos aislados o formando olistostromas.

Las areniscas aparecen formando secuencias estratocrecientes y estratodecrescentes de orden métrico y decamétrico, que en la mayor parte de los casos tienen caracteres turbidíticos. Las capas tienen base neta y techo gradacional e internamente están ordenadas según la secuencia de Bouma, formando generalmente secuencias incompletas de los tipos Tb-e y Tc-e, apareciendo las Ta-e de forma muy subordinada. Las estructuras de muro son escasas y están formadas principalmente por estrías de arrastre y de impacto.

En otros, el término inferior areniscoso, posee base neta y erosiva con estructuras de muro. Internamente muestran laminación paralela y de «ripples» de corriente y ocasional-

mente «ripples» de ola y probables estructuras «hummocky», así como algunos cantos blandos. La parte superior de las secuencias están formadas por lutitas entre las cuales se intercalan delgadas lentes de areniscas, conectadas o no, en las que existe laminación de «ripples» de corriente y oleaje. El espesor medio de estas secuencias raramente sobrepasa 1 m y en ocasiones se hallan amalgamadas.

Los conglomerados forman niveles lenticulares de hasta 10 m de espesor. La naturaleza de los clastos puede ser calcárea, silíceo o más comunmente polimíctica, conteniendo incluso fragmentos lutíticos y areniscosos. La fábrica dominante es masiva y la granulometría oscila entre tamaño bloque hasta gránulo. La redondez es muy variable, estando siempre los clastos cuarcíticos más redondeados que los calcáreos, que pueden incluso ser angulosos. El empaquetamiento varía desde ortoconglomerados, paraconglomerados y «pebbly mudstones» (conglomerados ricos en matriz lutítica). Los ortoconglomerados frecuentemente son bimodales y de matriz litarenítica. Por el contrario, los paraconglomerados suelen ser polimodales, con matriz y clastos difícilmente diferenciables. Los «pebbly mudstone» comunmente acompañan a los otros dos tipos, situándose preferentemente al techo de los mismos.

Las brechas intraformacionales son relativamente abundantes en los afloramientos localizados al norte de Ferreras, junto con olistolitos, lutitas con cantos y horizontes de deslizamiento. Litológicamente están formados por fragmentos angulosos de areniscas y de caliza envueltos de forma caótica en una matriz lutítica. Los niveles en que se encuentran alcanzan espesores de hasta 10-15 m de espesor y su continuidad lateral es escasa.

Los olistolitos están aislados o formando horizontes olistostromáticos con bloques de naturaleza muy diversa. Cuando constituyen horizontes olistostromáticos, a los bloques calcáreos les acompañan otros de naturaleza lutítica y areniscosa.

Los depósitos de este grupo poseen caracteres sedimentarios que indican deposición en una cuenca marina, fuertemente controlada por la actividad tectónica coetánea, relacionada principalmente con los procesos de emplazamiento de los Mantos Palentinos. En esta cuenca las facies acumuladas tienen en su mayor parte caracteres marinos profundos, entendiéndose como tales aquellos depósitos sedimentados por debajo del nivel de base efectivo de olas y tormentas. En esas condiciones, la sedimentación estuvo gobernada por decantación de material pelítico y por el transporte en masa de material más grueso a través de deslizamientos gravitacionales, flujos turbidíticos y «debris flows» subacuáticos, originados por procesos catastróficos. La resedimentación de este material ocurrió desde los márgenes de la propia cuenca sedimentaria, caso de los olistolitos procedentes de la Formación Barcaliente y de parte de los conglomerados, o desde áreas inestables y con pendientes altas de la misma cuenca. La plataforma en esta cuenca debió de estar muy restringida o incluso no existir en determinados momentos, como se deduce de la poca importancia que adquieren las facies someras.

### *Grupo Pando (Vereisky-Myachkovsky)*

Los sedimentos del Grupo Pando se sitúan sobre los del Grupo Prioro separados por la discordancia de Curavacas (Fig. II.20) y localmente sobre materiales más antiguos. En su techo son cubiertos también discordantemente por la siguiente unidad (Grupo Conjas-Mental) o por el Grupo Cea. El grupo Pando es coetáneo del emplazamiento de la Unidad del Esla, presentando diferente estratigrafía a lo largo de la UPC. Esto ha permitido, en algunos puntos, debido a la presencia de niveles litológicos muy característicos y continuos, su subdivisión en diferentes formaciones. Así, en las áreas del Yuso-Carrión y Valdeón se han separado respectivamente, las formaciones Curavacas y Lechada merced a la presencia de un potente y continuo conglomerado basal, y las formaciones Vegacerneja, Panda y Pandetrave gracias a la presencia de un nivel carbonatado muy continuo en su parte intermedia. Por el contrario, en las áreas del Alto Cea y Vadeburón no se han hecho nuevas subdivisiones dentro de este potente grupo.

#### *El Grupo Pando del Alto Cea y Valdeburón*

El Grupo Pando está formado por una sucesión de más de 1000 m, predominantemente lutítica con intercalaciones discontinuas de conglomerados, areniscas y carbonatos. Estos últimos se hallan concentrados en la parte media-alta de la serie (Calizas del Pando).

Los tramos lutíticos se pueden diferenciar en dos facies: lutitas grises oscuras y masivas, localizadas en la parte baja y media de la sucesión, y lutitas alternando con limolitas y areniscas laminadas situadas en la parte alta de la misma. La primera de las facies forman tramos de hasta más de 100 m de espesor y ocasionalmente contienen bloques de caliza y cantos de calizas y cuarcitas dispersos o concentrados en determinados horizontes. En la segunda, en las lutitas son relativamente abundantes los niveles en los que existe fauna y frecuente la bioturbación. Las limolitas y areniscas suelen encontrarse formando horizontes, alternando entre sí; siempre están bien estratificadas, con laminación paralela y «ripples» de corriente y localmente con estructuras de tipo «hummocky». En otras ocasiones existe deformación por escape de fluidos y por deslizamiento gravitacional.

Los conglomerados llegan a constituir horizontes cartográficos importantes en el Grupo Pando. Texturalmente son orto y paraconglomerados polimícticos con clastos de naturaleza cuarcítica y carbonatada. Se pueden distinguir dos asociaciones diferentes: a) Ortoconglomerados en capas menores de 1 m, con matriz areniscosa, bien a moderadamente clasificados, masivos o, más frecuentemente, con una grosera gradación vertical (normal, inversa o inversa-normal), imbricación y a veces estratificación cruzada en surco. Aparecen interestratificados con litarenitas de grano fino a microconglomeráticas en las que se encuentran bien desarrolladas la laminación paralela, laminación de «ripples» y más raramente laminación «hummocky» de mediana escala. b) Ortoconglomerados polimícticos desorga-

nizados que suelen gradar verticalmente a paraconglomerados ricos en matriz («pebbly mudstone») y a lutitas con clastos, en tramos que llegan a alcanzar espesores de 10-15 m y en los que son frecuentes los fragmentos de areniscas y lutitas.

Las areniscas constituyen en la parte superior de la sucesión un importante tramo. Son litarenitas organizadas en secuencias granodecrecientes de hasta 5 m de espesor hasta lutitas, superpuestas de forma repetitiva y a veces amalgamadas. Cada secuencia comienza con una base neta y erosiva, en ocasiones con marcas de muro, sobre la que se desarrolla un intervalo con laminación paralela y de «ripples» o laminaciones del tipo «hummocky» de mediana escala, completada en algunos casos con «ripples» de ola. Hacia el techo se intercalan lutitas y areniscas de grano muy fino, laminadas por «ripples» de corriente y ola y en algún caso bioturbadas. Estos intervalos pueden mostrar procesos de deslizamiento, así como contener restos fósiles o porosidad biomóldica.

Los niveles calcáreos constituyen dos niveles principales, localizados al NO y NE de Prioro, lateralmente equivalentes entre sí y separados por lutitas con turbiditas calcáreas y algunos olistolitos calcáreos. Las litofacies más abundantes en los carbonatos son las wackestone bioclásticas y las wackestone de algas y como subordinadas: packstone intraclásticas y bioclásticas, «boundstone» de dasicladáceas, *Tubiphytes* y briozoos, «boundstone» de filoides; «boundstone» de *Tubiphytes* y briozoos, wackestone de oncoides, «grainstone» de ooides, «packstone-grainstone» litoclásticas, «grainstones» intraclásticas y capas turbidíticas.

El Grupo Pando presenta caracteres sedimentarios que reflejan una sedimentación de relleno de una cuenca inestable. En esta macrosecuencia de somerización se identifican en la parte baja y media depósitos con dominio de decantación de fangos en una cuenca profunda a la que ocasionalmente llegan olistolitos y materiales gruesos transportados por flujos gravitativos de sedimentos. Esta dinámica sedimentaria con mayor aporte que subsidencia en la cuenca, llevó progresivamente la sedimentación a zonas más someras hasta generalizarse en ambientes de plataforma. En ella, como indican las facies existentes en la parte superior de la unidad, la sedimentación detrítica fue dominante y estuvo controlada por tormentas. No obstante, determinadas áreas de la misma y durante ciertos intervalos de tiempo, estuvieron libres de influjos terrígenos con lo tuvo lugar una colonización orgánica que conllevó la sustitución de la plataforma terrígena por otra carbonatada, discontinua y muy somera. Dentro de ella se diferenciarían zonas de surcos, utilizados posiblemente como vías de paso para los terrígenos y donde se acumularon derrubios carbonatados procedentes de los márgenes de los bancos carbonatados.

La edad de su base es desconocida, aunque se han identificado fusulinidos del Kashirsky inferior en niveles bioclásti-

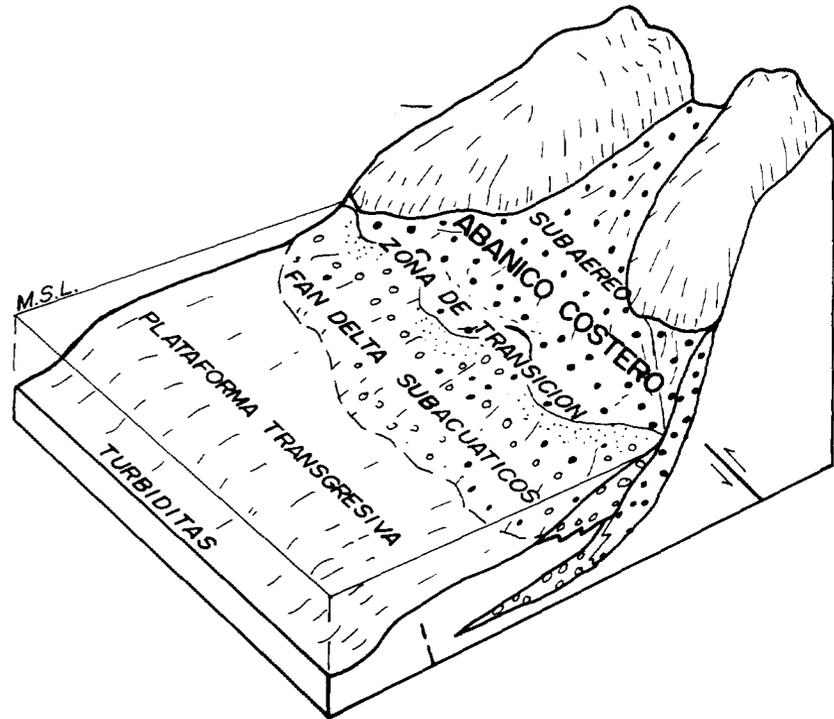
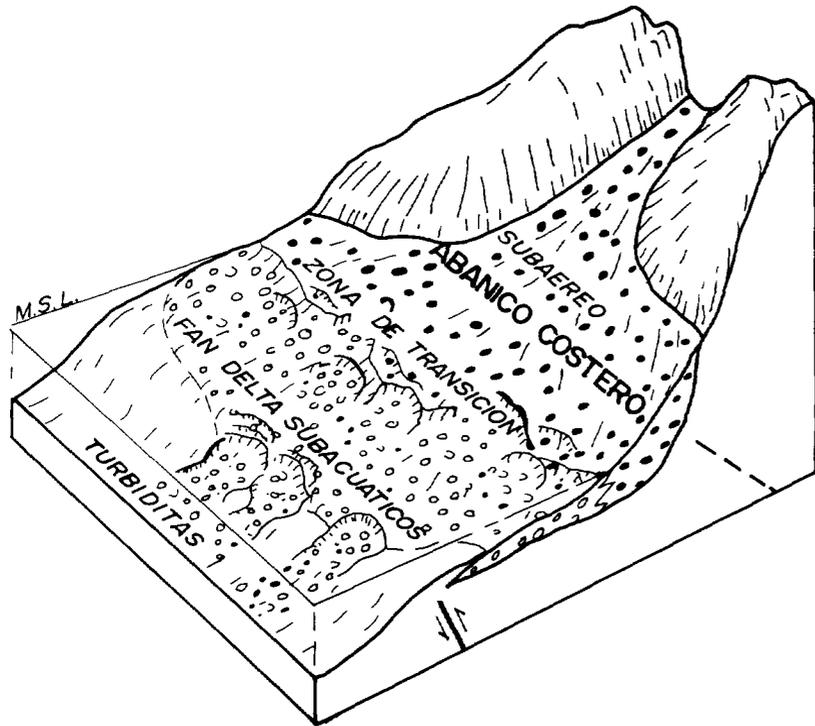
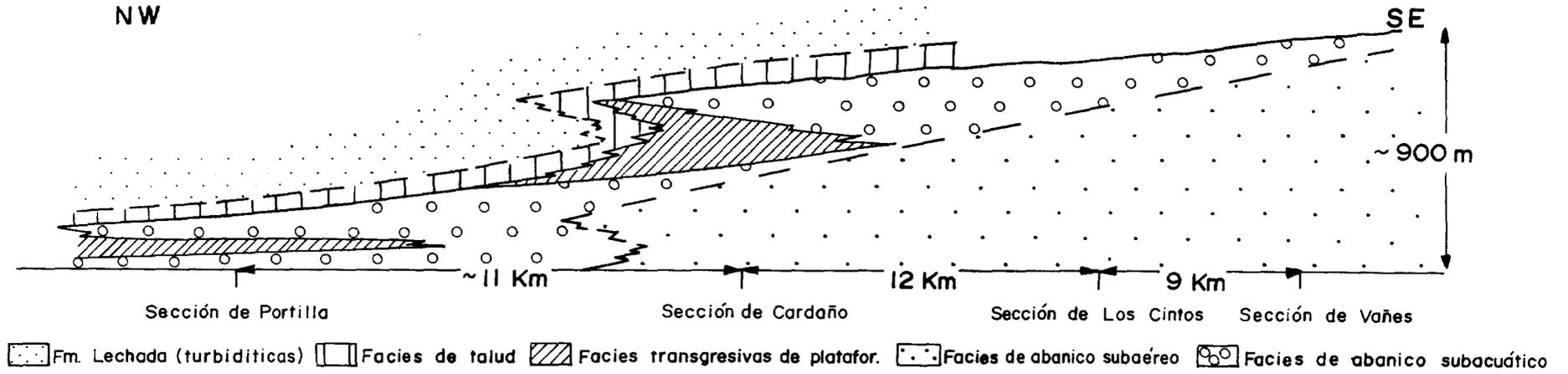


Fig. II. 21.- Sección del "fan-delta" de Curavacas mostrando la distribución de algunas asociaciones de facies. Los bloques diagrama muestran la evolución de este fan-delta (Colmenero et al. 1988).

cos con fauna arrastrada de la parte inferior de la serie. En las calizas existentes en la parte media-alta apareció fauna del Podolsky; y más arriba se ha citado fauna del Podolsky superior o Myachkovsky inferior. En términos de la escala continental, a 250 m de la base, se identificó flora del Westfaliense C y flora con edad Westfaliense D (probablemente medio), bajo una capa de carbón que aflora en la parte alta de la unidad.

### **BIBLIOGRAFÍA (Grupos Prioro y Pando)**

ALONSO (1985), BROUWER y GINKEL (1964), KANIS (1956), KOOPMANS (1962), LOON (1971), WAGNER (1984), WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952)

#### *Formación Conglomerado de Curavacas (Westfaliense A-B)*

Por encima de la discordancia de Curavacas (o Palentina), aparece localmente el Conglomerado de Curavacas (Foto 14), que hacia el techo y lateralmente se indenta en la serie arenoso-pélica denominada Formación Lechada.

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

Se ha contemplado para esta formación un medio sedimentario correspondiente a la progradación de lóbulos coalescentes de un abanico aluvial costero («fan-delta») en un surco subsidente. El área fuente deducida a partir de la naturaleza cuarcítica de los cantos, mapa de paleocorrientes y forma de la cuñas conglomeráticas, esta localizada hacia el SE. La madurez mineralógica y alto redondeamiento de los cantos sugiere un origen policíclico para estos depósitos. Se observa una evolución cíclica del complejo de «fan-delta», observándose la existencia de cuñas conglomeráticas con intervalos de grano fino intercalados, reflejando la alternancia de fases de progradación activa del fan-delta con otras pasivas y transgresivas (Fig. II.21). Esta disposición cíclica está controlada por el suministro de sedimentos de grano grueso, como consecuencia de procesos tectónicos y subsidencia de la cuenca. La progradación activa del «fan-delta» aparece en episodios de alta descarga; bajo estas condiciones los conglomerados transportados por «mass-flow» forman la parte submarina del sistema que gradá transicionalmente a sistemas turbidíticos profundos. Durante las fases relativamente pasivas, las facies transgresivas de grano fino «onlapan» la base de la cuenca y ambientes marinos someros se establecen al techo de lóbulos conglomeráticos abandonados. La deposición de conglomerados, se restringe a ambientes subaéreos y marinos costeros de poca profundidad durante esta fase. Las facies proximales, en fases acti-

vas y pasivas, están dominados por flujos tractivos, dando secuencias de mas de 500 m de potencia en áreas situadas mas al este (sinclinal de los Cintos).

En base a flora, encontrada en facies de llanura de inundación, se ha datado esta formación como correspondiente al Westfaliense A-Westfaliense B.

#### *Formación Lechada (Westfaliense A-D)*

La Formación Lechada, sucede verticalmente a los Conglomerados de Curavacas con los que se interdigitan en su base a través de un cambio lateral de facies, siendo la separación entre el conglomerado y la alternancia de areniscas y pizarras no siempre clara, y existiendo cuñas de una facies dentro de la otra. Lo más característico de esta unidad son los frecuentes cambios de espesor y facies que presenta, así como la geometría lenticular de muchos de sus depósitos.

En su localidad tipo (valle de Lechada) presenta una potencia de 1.500 m (Fig. II.22). La litología fundamental, es una alternancia de areniscas litareníticas y pizarras, observándose grano-clasificación, superficies de reactivación, «ripples» de corriente a techo de las capas, láminas convolutadas y estructuras abundantes, donde son susceptibles de ser medidas paleocorrientes, tales como «flutes» y estrias de corriente. Hacia la base, son frecuentes las intercalaciones calcáreas que en muchos casos presentan evidencias de constituir olistolitos, «pebbly-mudstone», y conglomerado calcáreos, pudiendo estar contaminados por cantos cuarcíticos del Conglomerado de Curavacas; a estos niveles se les ha denominado «Calizas de El Vés» y «Calizas de El Vés y Vallines». Litológicamente son calizas claras, bioclásticas, a veces bioconstruidas. Estos materiales carbonatados proceden de una plataforma en la que habrán disminuido los aportes continentales y en la que se desarrollaba una sedimentación carbonatada en algunas áreas.

Se ha considerado un origen turbidítico para esta formación; en general, pasa de muro a techo de ambientes turbidíticos proximales a distales, este cambio, proximal-distal, también se encuentra arealmente desde las series más meridionales a las más septentrionales. Se pasaría de una zona de talud con canales hacia el muro de la serie, a depósitos de «suprafanlobes» dentro del «mid-fan» y de «lower-fan» hacia el techo. Las intercalaciones de areniscas de granulometría gruesa y aspecto masivo, podrían ser interpretadas como rellenos de canales, que podrían conectar los lóbulos deposicionales con la zona interna del abanico submarino.

En los niveles olistostrómicos calcáreos de la base de la formación se citan foraminíferos y algas de edad Kashiriense, posiblemente superior (Moscoviense).

#### *Formación Vegacerneja (Westfaliense A-C)*

La Formación Vegacerneja corresponde al conjunto de materiales, fundamentalmente lutíticos y más o menos limosos, que se dispone con base neta sobre la Formación

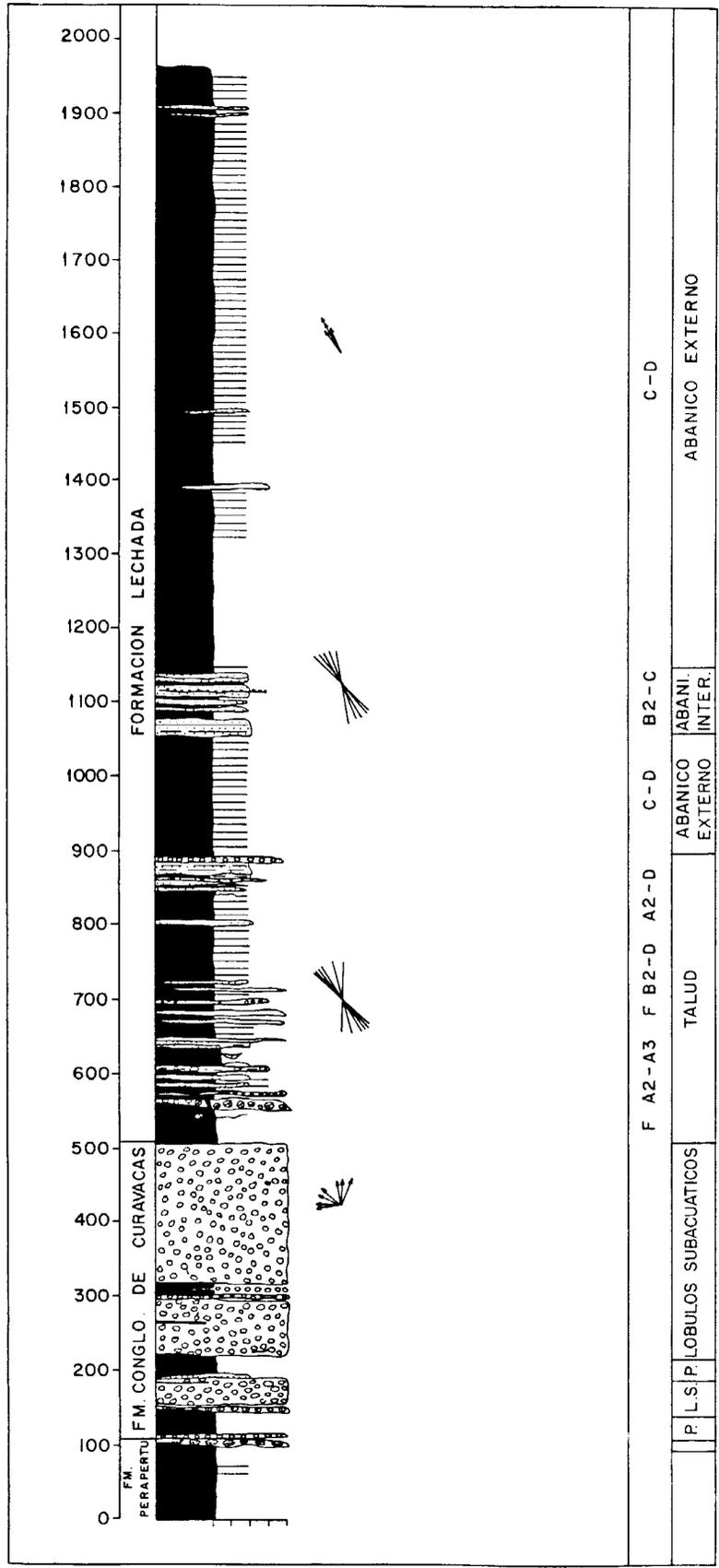


Fig.II.22.- Columnas sintéticas de las formaciones Curavacas y Lechada en el Sinclinal de Lechada.

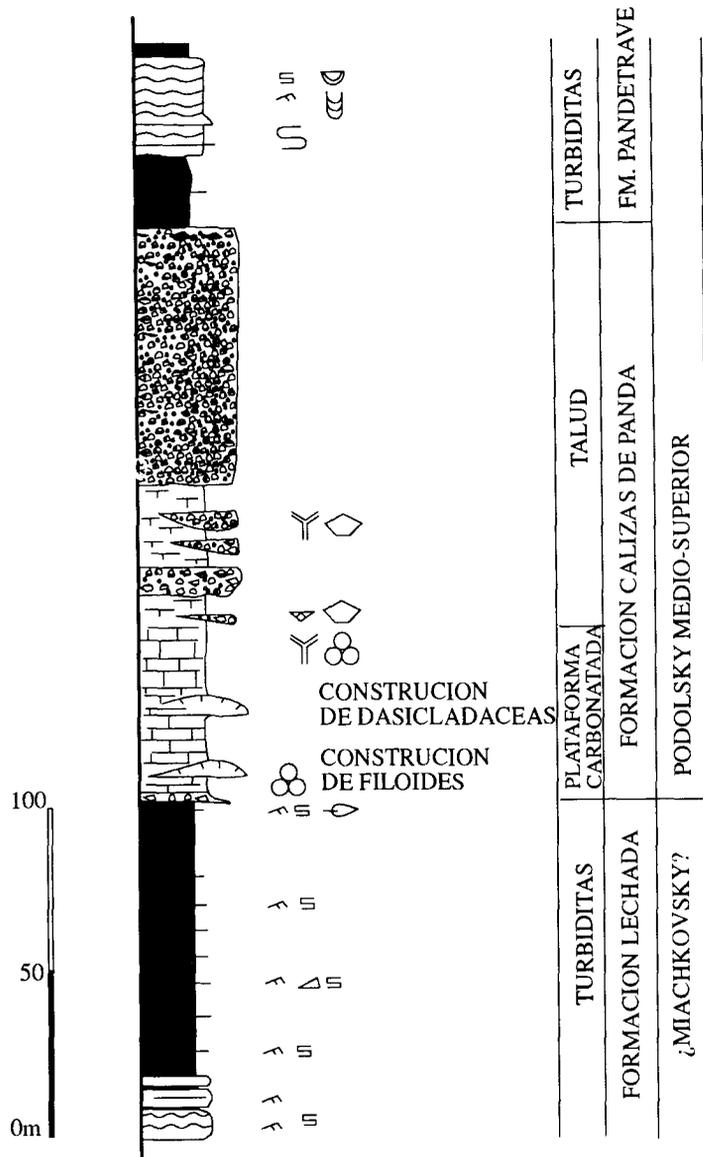


Fig. II. 23.- Columna sintética de la Formación Panda en la carretera del Puerto de Pandetrave.

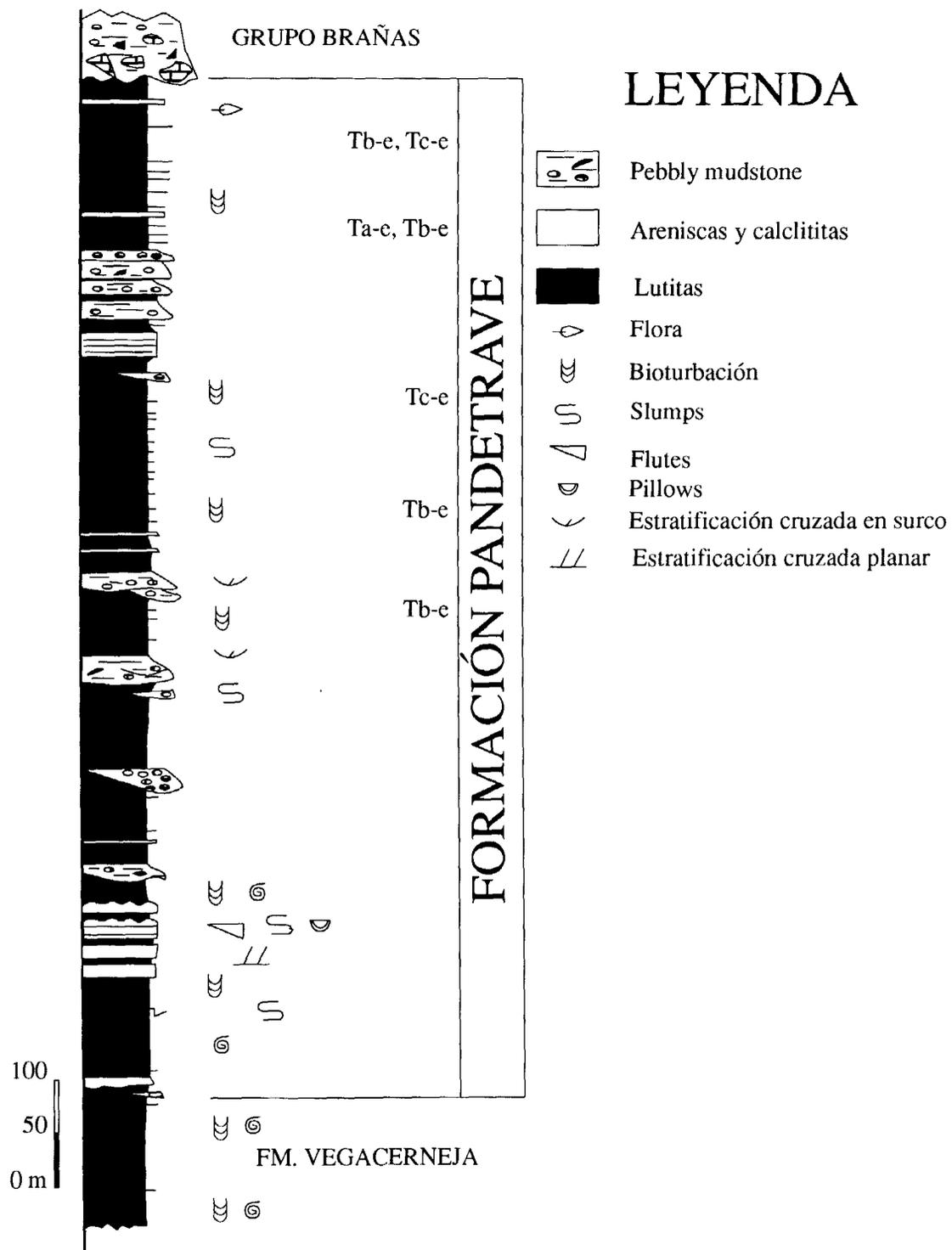


Fig. II. 24.- Columna sintética de la Formación Pandetrave en el Puerto de Pandetrave.

Conglomerado de Curavacas en el Manto de Panda; los mejores afloramientos se sitúan en las proximidades de la carretera del Puerto del Pontón entre los puntos kilométricos 11 y 12. El techo de la Formación Vegacerneja es bastante neto, situándose sobre ella la Formación Pandetrave.

En la carretera entre Acebedo y La Uña afloran los 300 m. superiores de la formación, estando la base cortada por un cabalgamiento y situándose el techo en un potente litosoma de areniscas perteneciente al Grupo Coriscao. En general forma una megasecuencia granodecreciente, estando constituida el tercio inferior por una alternancia rítmica de limolitas y lutitas, siendo más abundantes las lutitas hacia el techo.

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

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

#### **BIBLIOGRAFÍA (Formaciones Conglomerado de Curavacas, Lechada y Vegacerneja)**

BROUWER Y GINKEL (1964), COLMENERO *et al.* (1988), GINKEL (1965), KANIS (1956), KOOPMANS (1962), LOBATO (1977), MAAS (1974), ORIOL (1876 a,b), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1985 b), SAVAGE (1967), STOCKMANS y WILLIERE (1965), VEEN (1965), WAGNER (1959), WAGNER (1960)

#### *Formación Calizas de Panda y Calizas del Pando (Podolsky)*

Dentro de la sucesión carbonífera del sector aflorante de la UPC dentro de la Provincia de León, aparecen dos importantes litosomas carbonatos denominados Formación Calizas de Panda y Calizas del Pando (estas ya tratadas dentro del Grupo Pando) de edad Podolsky (Moscoviense superior).

La potencia de la Formación Caliza de Panda es de unos 176 m, en su localidad tipo (carretera de Portilla de la Reina al Puerto de Pandetrave) (Fig. II.23). Litológicamente se diferencia un tramo inferior de 53,7 m caracterizado por facies carbonatadas de acumulación mecánica (wackestone bioclásticas y/o de algas) y facies bioconstruidas («boundstone» de algas) que indican ambientes típicos de plataforma carbonatada de escasa profundidad y baja energía (bajo el nivel de ola). Un tramo superior de ortoconglomerados de clastos calcáreos (Foto 15), cuyas características indican que estos depósitos han sido transportados por «debris flows», localizados en zonas próximas de taludes deposicionales, co-

rrespondientes a la destrucción de una plataforma carbonatada. Entre ambos tramos existe un tramo intermedio de características intermedias entre los anteriormente descritos.

#### *Formación Pandetrave (Podolsky- Myachkovsky)*

Se aplica el nombre de Formación de Pandetrave a la serie detrítica existente a techo de la Formación Calizas de Panda e infrayacente a los materiales discordantes del Grupo Brañas. Siendo su potencia de 800 a 1000 m.

Litológicamente consta de lutitas gris oscuras, con intercalaciones, de diferente entidad, de areniscas, conglomerados y brechas (Fig. II.24).

Las areniscas forman secuencias estratocrecientes y estratodecrescientes de orden métrico y decamétrico, con caracteres turbidíticos. Las capas tienen base neta con estructuras de muro y techo gradacional e internamente están ordenadas según las secuencias de Bouma Tb-e, Tc-e y Ta-e. Los conglomerados calcáreos, brechas y megabrechas, corresponden a depósitos de pendiente y talud carbonatado y se caracterizan por clastos heterométricos, pobremente clasificados, desorganizados, en una matriz fangosa abundante. Los bloques más grandes llegan a medir más de 20 m, pudiendo ser de calizas westfalienses, lutíticos, de areniscas, de alternancias lutitas/arenisca, y de brechas calcáreas. La base del depósito es fuertemente erosiva, observándose cicatrices erosivas internas. Puede observarse una grosera gradación granodecreciente.

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

#### **BIBLIOGRAFÍA (Formaciones Panda y Pandetrave)**

BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), GINKEL (1965), KAMERLING (1962), KUTTERING (1966), LOBATO (1977), MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987)

#### **II.3.2.3.- El Carbonífero superior (Estefaniense)**

El tramo sedimentario del carbonífero superior es coetáneo al emplazamiento de las unidades del Ponga y Picos de Europa, y mantiene por lo tanto las condiciones sinorogénicas que caracterizaron al tramo anterior, sin embargo este presenta algunas peculiaridades que lo distinguen. Por un lado la cuenca de antepaís se ha reducido bastante y se encuentra en algunos casos compartimentada en subcuencas de menor tamaño. Los carbonatos que tanto proliferaron en el tramo anterior se ven restringidos prácticamente a la unidad de Picos de Europa, que se mantiene hasta el Estefaniense B, en el margen pasivo del antepaís. Se produce un espectacular aumento de las facies olistostrómicas fruto de la elevación y desmantelamiento de los numerosos horizontes carbonatados, depositados durante el tramo anterior sobre la cuenca de antepaís. Por último en el área elevada se generan cuencas intramontañosas (cuencas de traspáis), que fosilizan claramente a los mantos hercínicos y que en ocasio-

nes se encuentran conectadas con las de antepaís. Estas cuencas suelen estar limitadas por fallas, fruto en su mayor parte del rejuego de estructuras previas, apareciendo rellenas principalmente de materiales continentales con abundantes y a veces potentes depósitos de carbón. La génesis de estas cuencas, es sobre todo característica del Estefaniense B, encontrándose tanto sobre la ZC como sobre la ZAOL.

En la descripción de este tramo distinguiremos entre los sedimentos de antepaís y los de traspais, estableciendo la correlación entre ambos.

#### *Cuenca de Antepaís*

Los sedimentos depositados sobre cuencas de Antepaís aparecen relacionados con el emplazamiento de la Unidad del Ponga-Cuenca Carbonífera Central, una lámina cabalgante relacionada con esta, el Manto de Valdeón de la UPC (Westfaliense D superior-Estefaniense A), y la Unidad de Picos de Europa (Estefaniense B). Se distinguen respectivamente las siguientes unidades litoestatigráficas (Fig. II.20):

- Grupos Maraña, Pontón, Valdeón, relacionados con la Unidad del Ponga y Cuenca Carbonífera Central.
- Brañas y Coriscao, con el Manto de Valdeón.
- Grupo Remoña y Formación Lebeña con la Unidad de Picos de Europa.

#### *Grupo Maraña (Westfaliense D-Cantabriense)*

El Grupo Maraña se dispone sobre el Grupo Pando (Fig. II.20) mediante una discordancia progresiva que se atenúa desde las regiones más occidentales de la Unidad del Pisuerga-Carrión, donde ambos grupos son claramente discordantes, hacia las orientales en que pasan a ser concordantes.

Litológicamente está formada por lutitas, litarenitas, brechas calcáreas y olistolitos, aislados o formando horizontes olistotrómicos. El espesor total de la sucesión varía notablemente, no pudiendo precisarse debido a la escasez de afloramientos y a la complejidad tectónica del área, aunque es superior a varios cientos de metros (100-800 m).

Las lutitas son dominantes en la serie. Son grises oscuras, sin fósiles y en ocasiones pasan a ser margosas. Intercaladas aparecen litarenitas de grano fino, micaceas y con restos vegetales fragmentados. Las capas, con potencias de hasta 30 cm, poseen bases netas, muchas veces erosivas; los techos pueden ser igualmente netos o graduales.

Las brechas son relativamente frecuentes y sus clastos son de naturaleza calcárea, bastante heterométricos y se hallan generalmente desorganizados; en otros casos muestran gradación normal o grosera laminación paralela. Las capas suelen poseer bases erosivas y tienen un desarrollo lateral muy irregular, alcanzando potencias desde pocos metros hasta más de 300 m.

Los olistolitos tienen dimensiones de hasta un kilómetro (Foto 16). Estos se disponen más o menos aislados, subparalelos a la estratificación, deformando los sedimentos lutíticos y margosos circundantes.

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

Los olistolitos constituyen testigos de la destrucción total o parcial, de una o varias plataformas calcáreas adyacentes a la cuenca, durante las etapas iniciales de la generación de la misma.

En el Sector de Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central, dentro del Sinclinal de Ciguera, aparece de forma discordante. Esta sucesión, de al menos 100 m de espesor, es eminentemente lutítica, con alguna intercalación de limolitas muy ricas en braquiópodos, hacia la base un nivel discontinuo de brechas calcáreas con algún clasto silíceo y esporádicamente olistolitos, por lo general calcáreos, aunque localmente puede observarse un bloque cuarcítico que podría proceder de la Formación Barrios.

En cuanto a la edad de este grupo, una asociación de flora fósil recolectada en la parte basal, proporciona una edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

ALONSO HERRERO (1981), BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), HEREDIA (1991), MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987)

#### *Grupo Pontón (Cantabriense)*

Se superpone al Grupo Maraña (Fig. II.20) mediante una discordancia progresiva que se atenúa hacia el núcleo del Sinclinal de Valdeón. El espesor de la sucesión es difícil de precisar, siendo de más de 1.000 m.

La base de dicha sucesión está formada por un conglomerado poligénico de unos veinte metros de potencia. El resto lo constituyen potentes tramos lutíticos entre los que se intercalan limolitas, litarenitas y conglomerados. Las lutitas son más o menos limosas, grises oscuras y frecuentemente están bioturbadas. Pueden contener láminas y lentes milimétricos arenosos o limosos a veces bioturbados. Las litarenitas son de grano fino y medio, más raramente grueso a microconglomerático. Forman capas de espesor centimétrico a decimétrico, de base neta y frecuentemente erosiva, y techo neto o gradual. Aparecen tanto interestratificadas

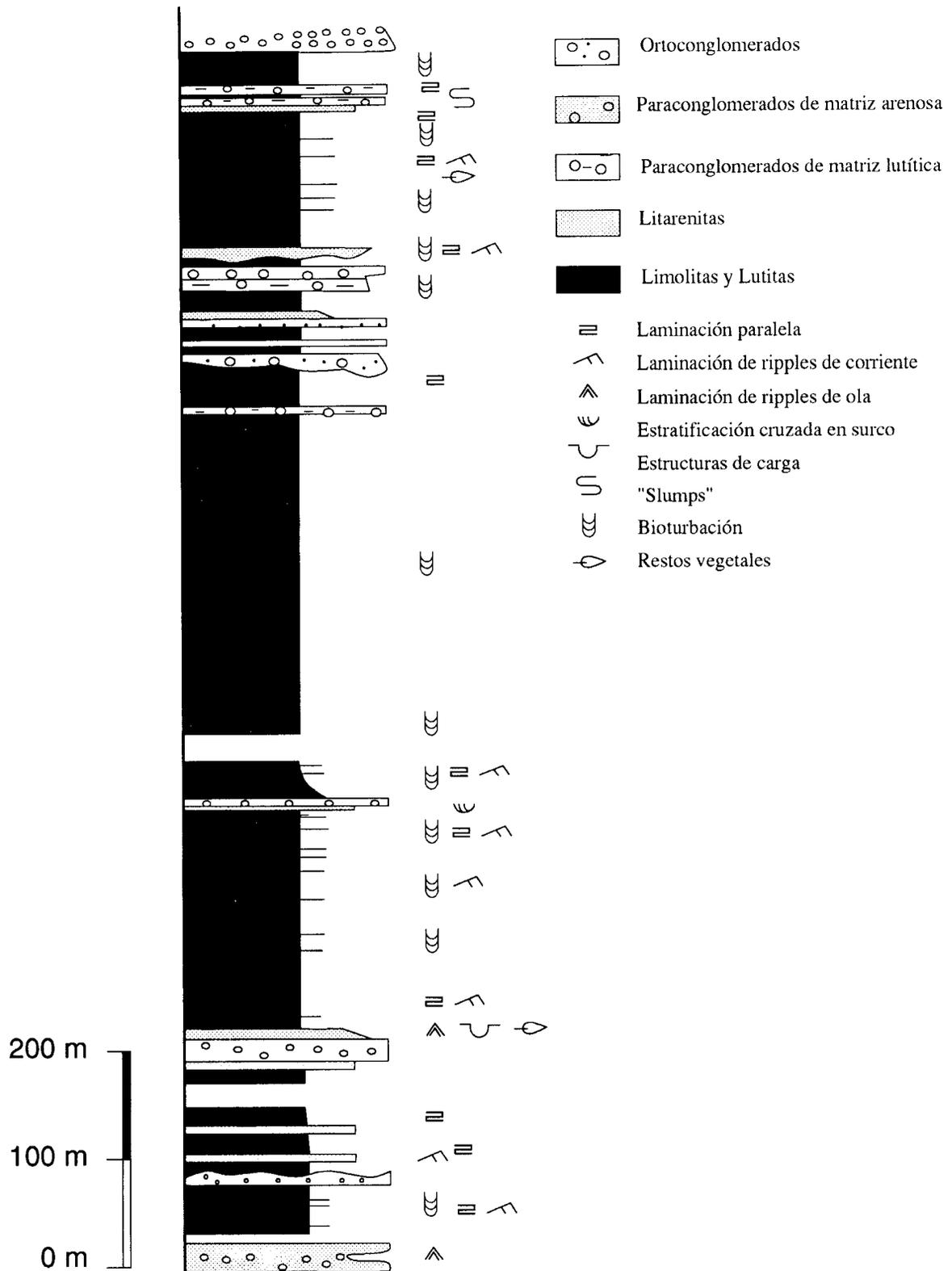


Fig. II. 25.- Columna sintética del Grupo Pontón.

con las lutitas o como asociadas a los tramos conglomeráticos. En el primer caso, las capas más potentes contienen clastos cuarcíticos e intraformacionales en la base que a veces está canalizada; las más delgadas internamente presentan laminación paralela y de «ripples» de corriente con los techos a veces retocados por «ripples» de ola. En la mitad de la sección existe un intervalo de alternancias en el que las capas de arenisca presentan secuencias de Bouma. La bioturbación en las capas arenosas delgadas es en ocasiones intensa. En el segundo caso forman secuencias estrato y granodecrecientes cuya base suele estar canalizada y que están constituidas por capas irregulares y masivas en la parte baja, con grano grueso o microconglomerático y algunos clastos cuarcíticos, de pizarra y de siderita; en la parte alta las capas están laminadas y son de grano fino. Los conglomerados (ortoconglomerados y más raramente paraconglomerados) son generalmente monomícticos con clastos cuarcíticos redondeados. Esporádicamente, sobre todo en la parte basal de la sucesión, son polimícticos y contienen, de forma dispersa, clastos calcáreos con mayor tamaño y menor redondeamiento que los silíceos. En menor medida aparecen, especialmente en los conglomerados polimícticos, clastos intraformacionales de pizarras y siderita. La estratificación varía entre capas de espesor de menos de 2 m, aisladas entre otras litologías, o bien constituye niveles potentes formados por amalgamación de las anteriores y en las que internamente no se discriminan capas individuales. Texturalmente los conglomerados monomícticos son bimodales a polimodales mientras que los polimícticos son generalmente polimodales. Los clastos pueden aparecer desorganizados, paralelos a la estratificación o más raramente imbricados. En este caso, las imbricaciones más abundantes son las del eje a, mientras que las del eje b son raras y aparecen en el techo de las capas. En los niveles más delgados pueden aparecer todos los tipos de gradación mientras que los más potentes presentan generalmente secuencia inversa-normal. Los conglomerados polimodales presentan un mayor grado de desorden en la fábrica. La matriz puede ser litarenítica, lutítica y en ocasiones calcárea. Los conglomerados con matriz litarenítica presentan frecuentemente en su techo un delgado (30 cm máximo) intervalo de litarenitas laminadas. Por su parte los que tienen matriz lutítica suelen gradar a paraconglomerados ricos en matriz («pebbly mudstone») y finalmente a pizarras (Fig. II.25).

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

La existencia de pendientes deposicionales altas y de inestabilidades en la cuenca favorecerían el desarrollo de incursiones aisladas de flujos turbidíticos y «debris flows» en

zonas de prodelta y talud desde las áreas laterales de dichos abanicos costeros. Estos procesos de resedimentación ocasionarían los cambios en la fábrica (conglomerados con soporte de clastos que evolucionan a soporte de fango) tan comunes en esta unidad. En otros casos, la existencia de un intervalo arenoso con laminación de «ripples» tapizando las capas conglomeráticas estaría generado por el retrabajamiento marino de las mismas.

La base de este grupo tiene una edad Cantabriense inferior, mientras que para el techo se ha apuntado una edad Cantabriense superior.

#### *Grupo Valdeón (Cantabriense-Estefaniense A)*

El Grupo Valdeón aparece en el Sinclinorio del mismo nombre, cuyo núcleo ocupa. Se encuentra dispuesto con ligera discordancia sobre el Grupo Pontón. El espesor visible de esta unidad supera los 1200 m.

Está formado por ortoconglomerados monomícticos de clastos cuarcíticos (aunque en la base existe localmente algún clasto calcáreo), bimodales, moderadamente a mal clasificados y con matriz litarenítica. Los clastos aparecen dispuestos paralelamente a la estratificación o imbricados, en este caso dominan la imbricación según el eje b. Existen escasos niveles paraconglomeráticos que lateralmente pasan de modo gradual a ortoconglomerados.

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

Los depósitos de esta unidad representan la fase final del relleno de la cuenca sinorogénica y están formados por las facies subaéreas de los abanicos aluviales costeros. El material clástico se halla ordenado en forma de coladas, cuya ordenación inversa-normal parece ser el resultado de los procesos de progradación y retrogradación asociados a su desarrollo. El transporte parece haber ocurrido por movimientos en masa dentro de corrientes «braided» proximales dando lugar a barras longitudinales de escaso relieve y, en otras ocasiones, mediante un transporte tractivo, dando lugar tam-

bién a barras conglomeráticas de mayor relieve y ordenación. Las etapas de menor régimen de flujo están marcadas por la presencia de intercalaciones areniscosas delgadas, en las que las estructuras tractivas por transporte acuoso ya son muy notorias.

Mediante flora se ha determinado una edad Estefaniense para la parte alta de la unidad, dado que el Grupo Remoña es Estefaniense B es posible que el Grupo Valdeón tenga una edad Cantabriense-Estefaniense A.

#### BIBLIOGRAFÍA (Grupos Pontón y Valdeón)

HEREDIA (1991), KUTTERINK (1966), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987)

##### *Grupo Brañas (Cantabriense)*

El Grupo Brañas, con una potencia de 500-1.000 m, se sitúa discordante sobre la Formación Pandetrave. Litológicamente se caracteriza por tener una matriz lutítica margosa brechoide, soportando olistolitos de calizas westfalienses. Hacia el techo la matriz consiste en removilizados y «slumps» siliciclásticos, y se reconocen grandes olistolitos calcáreos constituidos por partes fosilíferas de la «Caliza de Montaña» y una acumulación de olistolitos de un conglomerado calcáreo polimíctico, constituido por cantos bien redondeados de una caliza negra laminada (Formación Barcaliente), cantos de la Formación Alba, cantos de calizas nodulosas del Devónico Superior, (Formación Vidrieros) y cantos conglomeráticos y cantos cuarcíticos, que pueden derivar de la Formación Murcia.

Este grupo está ligado con los movimientos hacia el este de la Unidad del Gildar-Montó y emplazamiento del Manto de Valdeón, originándose un surco «foredeep» fuertemente subsidente e inestable cuyos primeros depósitos de relleno (y en este caso los únicos conservados) tienen características litológicas similares a los de los grupos Maraña y Coriscao, y los mecanismos de transporte idénticos a los propuestos para estas formaciones.

La edad mínima obtenida para estos depósitos es Myachovsky inferior mediante foraminíferos en muestras de olistolitos y teniendo en cuenta su posición estratigráfica, se admite para este grupo una edad Cantabriense.

#### BIBLIOGRAFÍA

MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987)

##### *Grupo Coriscao (Cantabriense superior)*

El Grupo Coriscao aparece discordante sobre la Formación Lechada, siendo su techo no visible al estar cobijado por el Manto de Panda. Con una potencia superior a los 500 m en el Pico Coriscao, está constituido por un tramo basal de lutitas con olistolitos aislados o formando horizontes olistos-

trómicos, fundamentalmente de Caliza de Panda, si bien, puede aparecer alguno de Caliza de Montaña y Calizas de Vidrieros. Por encima, se desarrolla una secuencia grano y estrato decreciente de 75-80 m, constituida por secuencias granodecrecientes de hasta 2,5 m, en sus bases fuertemente erosivas, aparecen orto o paraconglomerados de clastos calcáreos y matriz lutítica, que gradualmente pasan a lutitas gris oscuras con finas intercalaciones de litarenitas de grano fino. El techo de la sucesión suele estar constituido por lutitas más o menos limosas, bioturbadas y con fauna de braquiópodos, equinodermos, briozoos y gasterópodos. En ocasiones aparecen intercalaciones de litarenitas con laminación cruzada de «ripples» de ola a techo y fuerte bioturbación. En la sección del Pico Coriscao hacia el techo de la sección y sobre lutitas fuertemente bioturbadas por raíces aparece una capa de carbón de 60 cm. En otras localidades llegan a desarrollarse «boundstone» de algas filoides.

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

Una muestra de flora en el Pico Coriscao ha indicado una edad por encima del Westfaliense D mientras que muestras co-fusulínitas en abilolido, proporcionan una edad mínima Kasimoviense. En base a esto y teniendo en cuenta las relaciones con las unidades litoestratigráfica circundantes se propone para esta una edad Cantabriense superior.

#### BIBLIOGRAFÍA

KAMERLING (1962), MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983), SAVAGE (1961)

##### *Grupo Remoña (Estefaniense B)*

Estos materiales se sitúan discordantes sobre todo tipo de materiales desde materiales ordovícicos de Formación Cuarcita de Barrios, hasta materiales de edad Estefaniense (Grupo Valdeón), con una potencia aproximada de 900 m (Fig. II.26).

Este grupo está constituido fundamentalmente por lutitas con intercalaciones de ortoconglomerados calcáreos y con matriz lutítica, «pebbly mudstones» (ambos más abundantes hacia la base del grupo), ortoconglomerados de clasto cuarcíticos (muy escasos), niveles de calclititas, areniscas sublitareníticas, y niveles olistostrómicos calcáreos (a techo del grupo).

Tanto su situación geológica y geográfica, direcciones de paleocorrientes, naturaleza de los clastos y distribución areal de

ALTO DE REMOÑA

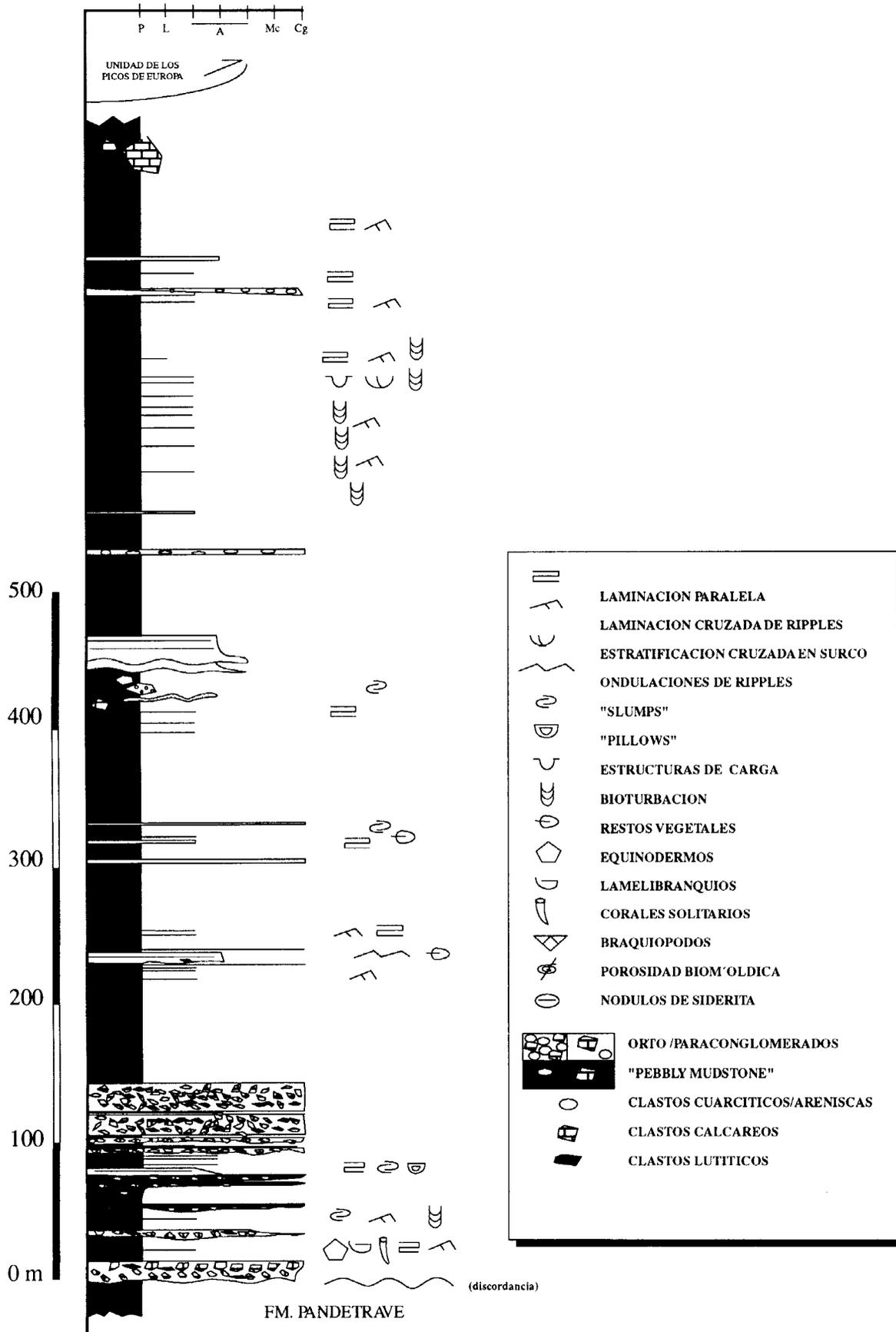


Fig. II. 26.- Columna sintética del Grupo Remoña en su localidad tipo en la pista del Puerto de Pandetrave al Collado de Remoña (Heredia, 1991).

las facies indica que los relieves activos que originaron la formación de estos depósitos fue el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa. Esta unidad originó otro surco «foredeep» subsidente en su frente, que se rellenó fundamentalmente por sedimentos lutíticos transportados por suspensión. La concentración de conglomerados fundamentalmente a muro, y de olistolitos a techo parece indicar la existencia de dos pulsos distintos de mayor subsidencia dentro de este surco.

En este grupo no han aparecido restos fósiles que permitan su datación, si bien, debe de ser Estefaniense B dado que se encuentra relacionado con el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa, en la que la edad de los materiales sinorogénicos presentes es Kasimoviense superior (Estefaniense B).

## BIBLIOGRAFÍA

MAAS (1974), MAAS y GINKEL (1983), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1986), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987)

### *Formación Lebeña (Kasimoviense Superior)*

En la Unidad de Picos de Europa y discordante sobre la Caliza de Montaña o sobre la Formación Picos de Europa se apoya localmente una sucesión, denominada Formación Lebeña (Fig. II.19), y constituida por limolitas y pizarras, ocasionalmente alternando con capas de calizas detríticas y restos de calizas del techo de los miembros tableado y masivo de la Formación Picos de Europa. Dentro de las capas detríticas de calizas se diferencian dos tipos, unas constituídas por capas continuas de 5-30 cm de espesor, de bases erosivas con «groove cast», continuidad lateral, espesor constante e internamente secuencia de Bouma, y otras constituyendo capas de 0,5-5 m, lenticulares, consistentes en brechas de clastos de calizas en secuencia granodecreciente, con la matriz arcillosa. Localmente existen olistolitos calcáreos, así como lentes de areniscas con estratificación cruzada.

Las capas detríticas más delgadas se han interpretado como originadas por corrientes turbidíticas, mientras que las brechas calcáreas son interpretadas como depósitos de borde de talud carbonatado.

En cuanto a la edad, el problema radica en que los fusulínidos estudiados proceden de clastos reciclados, siendo la edad mínima obtenida Kasimoviense superior (Estefaniense B).

## BIBLIOGRAFÍA

MAAS (1974), MARQUINEZ (1978), MARTÍNEZ GARCÍA y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1984)

### *Cuencas de Traspais*

Son eminentemente continentales y se encuentran representadas por los Grupos Conjas y Cea, de la cuenca de Prado-Cervera, equivalentes de los grupos relacionados con el em-

plazamiento de la Unidad del Ponga y por los depósitos de las cuencas de Sabero, Canseco-Salamón, Ciñera-Matallana, La Magdalena, Villablino y Bierzo, contemporáneas del Grupo Remoña y del emplazamiento de los Picos de Europa. Estas unidades son claramente discordantes sobre su sustrato, ya que se depositan sobre áreas previamente deformadas, fosilizando claramente la principal estructuración hercínica (debida a los cabalgamientos), estando deformadas únicamente por los movimientos hercínicos más tardíos. Contienen los mayores recursos de carbón de la Provincia de León, y en el caso de la Cuenca de Prado-Cervera, existía comunicación con la de antepais, encontrándose un tránsito gradual entre los depósitos de ambos tipos de cuencas.

### *Grupo Conjas-Mental (Westfaliense D-Cantabriense)*

El Grupo Conjas-Mental se dispone sobre el Grupo Pando mediante la discordancia denominada Conjas-2 y a su vez, en el techo, está truncada por la discordancia Leónica sobre la cual se desarrolla el Grupo Cea. En el desfiladero de las Conjas está constituido fundamentalmente por ortoconglomerados cuarcíticos organizados en capas potentes, con matriz arenosa y clastos paralelos a la estratificación o imbricados. Hacia el NO de este afloramiento, las capas pierden espesor y se interdigitan con areniscas alternantes con pizarras, que presentan cantos esporádicos, algunos lentejones conglomeráticos en la zona basal y algún olistolito calcáreo.

Esta unidad constituye el proceso final de relleno de una cuenca sinorogénica, cuando un conjunto de abanicos aluviales costeros o «fan deltas» progradaron sobre las áreas litorales de la misma. La naturaleza cuarcítica de la mayor parte de los clastos, unido al buen redondeamiento de los mismos y a su grado metamórfico, indica un origen policíclico de los mismos, transportados desde zonas internas del orógeno.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO (1985), WAGNER *et al.* (1971), WAGNER y WINKLER PRINS (1979)

### *Grupo Cea (Cantabriense inferior-superior)*

La estructura del Grupo Cea está estrechamente relacionada con la estructura del basamento. Después del depósito del Grupo Conjas-Mental se registra en el área una interrupción en la sedimentación y un corto periodo de erosión, reanudándose la sedimentación con el Grupo Cea. A diferencia de los depósitos anteriores, el Grupo Cea está constituido por sedimentos predominantemente continentales, aunque en sus afloramientos más orientales existen esporádicos tramos marinos en la sucesión. Estos depósitos se disponen tanto por delante del Manto del Esla, como sobre él. La discordancia basal del Grupo Cea («Leónica»), es menos pronunciada en relación con el Grupo Conjas-Mental. Litológicamente el Grupo Cea está constituido por conglomerados monomícticos cuarcíticos, conglomerados polimícticos

ticos (clastos de cuarcita, de caliza de naturaleza variada y más raramente pizarrosos), areniscas, pizarras y carbón. Excepcionalmente presenta niveles margosos.

Hacia el borde más occidental del área de afloramientos de este grupo, se han separado las siguientes unidades litoestratigráficas:

*Unidad Basal:* Constituida por tres abanicos aluviales coetáneos que no tienen otra cosa en común que sus límites inferior (discordancia «Leónica») y superior (conglomerados polimícticos de las Capas de Tejerina), estos tres abanicos van a definir tres unidades litoestratigráficas que son:

- Capas del Duerna: Constituidos por conglomerados de tono rojo muy mal clasificados polimícticos con clastos de caliza, areniscas y lutitas.
- Conjunto Peña Verde-Remolina: Constituido por conglomerados monomícticos de clastos cuarcíticos muy bien redondeados, conglomerados polimícticos con clastos subangulosos mayoritariamente calcáreos, areniscas, pizarras y carbón.
- Capas de Ocejo: Constituida por areniscas generalmente cuarzosas, pizarras y capas de carbón, localmente con intercalaciones de conglomerados y margas. Corresponde a los productos más distales de los abanicos anteriores.

*Capas de Tejerina:* Constituida esencialmente por conglomerados polimícticos con cantos mayoritariamente calcáreos y matriz litarenítica, y litarenitas y pizarras intercaladas en distinta proporción.

En el sector norte del área de afloramientos de esta unidad, los litosomas conglomeráticos están esencialmente desorganizados, mientras que hacia el sur dentro de las capas de conglomerados, aparecen lentejones de areniscas y microconglomerados con laminación cruzada, presentando fábricas los conglomerados granocrecientes en el sector norte y granodecreciente en el sur; así mismo la distribución de las facies finas con y sin carbón, coinciden en apuntar un área proximal al norte y un área más distal al sur.

Estos depósitos han sido interpretados como correspondientes a abanicos aluviales.

En cuanto a la edad se ha precisado que las Capas de Tejerina no llegan más que hasta Cantabriense inferior.

*Capas de Fuentes:* Consisten en conglomerados polimícticos, junto con pizarras y areniscas intercaladas. En la base de esta unidad se sitúa la discordancia sintectónica Duerna-Valderroman. Las Capas de Fuentes colmatan todos los paleorrelieves que se observan en el valle de la Duerna, al sur de Peña Quebrada, aunque no llegan a hacerlo en el sector más meridional, en donde se disponen en «onlap» sobre el basamento.

En base a flora, se ha obtenido una edad Cantabriense medio-Cantabriense superior.

El Grupo Cea hacia el borde más oriental constituye el relleno de la denominada «Cuenca Carbonífera» de Prado-Guardo-Cervera. Litológicamente el conjunto de materiales que forman esta «cuenca carbonífera» están constituidos por lutitas, areniscas litareníticas, conglomerados, tanto polimícticos como monomícticos (con clastos de caliza o de cuarcita) y capas de carbón.

Clásicamente se han reconocido «tramos continentales» y «tramos marinos en las series de esta «cuenca», que han servido para separar una serie de paquetes mineros dentro de esta sucesión estratigráfica. Los «tramos continentales» están caracterizados por la existencia de capas de carbón y carboneros intercalados entre arenisca, pizarras y en ocasiones conglomerados; dada la naturaleza del medio sedimentario «braided» y la fuerte subsidencia de la cuenca, estas capas no suelen ser muy continuas; las épocas de tranquilidad de la cuenca, implican la existencia de capas relativamente continuas que sirvan como niveles grises. Los «tramos marinos» son fundamentalmente lutíticos con fauna de lamelibráquios y gasterópodos siendo interpretados como facies de «lagoon» protegidas por bancos arenosos costeros. En alguna ocasión aparecen facies margosas con fauna de mar abierto como braquiópodos, crinoideos, trilobites, ostrácodos, además de lamelibráquios y gasterópodos. Estos niveles representan el punto culminante de una transgresión marina, resultando bastante continuos por lo que son empleados en esta cuenca como niveles guía de correlación.

Estos materiales tienen una edad entre el Westfaliense D superior y el Cantabriense medio y un espesor máximo cercano a los 3.000 m en su parte SO, ocupando un tiempo total de sedimentación no superior a 4 ó 5 millones de años.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO (1982), ALONSO (1985), DIERENDONCK (1984 a y b), ENADIMSA («Investigación en área carbonífera de León y Palencia, 1975), HELMIG (1965), IWANIV (1984), KOOPMANS (1962), KRIEST (1984), LOON (1972), WAGNER (1957), WAGNER *et al.* (1969), WAGNER y FERNANDEZ GARCÍA (1983), WAGNER y WINKLER PRINS (1985)

### *Cuenca de Villablino (Estefaniense B alto-Estefaniense C)*

Su límite por el N es una discordancia que pone en contacto los materiales estefanienses con depósitos precámbricos y paleozoicos. El límite S corresponde a una falla de gran recorrido que secciona la cuenca.

La potencia máxima total de la sucesión de relleno de esta cuenca es de unos 2.500-3.000 m, pudiéndose diferenciar varios tramos:

- El inferior constituido por niveles discontinuos de conglomerados, con mayores espesores en el borde occidental.
- Por encima se sitúa un tramo con abundantes capas de carbón que culminan ciclotemas grano y estratodecrecientes.

- El tercer tramo está formado por un nivel de conglomerados cuarcíticos de hasta 150 m de espesor en el borde occidental de la cuenca
- El tramo superior está constituido nuevamente por ciclo-temas que terminan en capas de carbón.

Es frecuente la presencia de niveles lateralmente discontinuos de fauna dulceacuícola.

El medio sedimentario es predominantemente continental, probablemente corresponda a un sistema de abanicos aluviales, desarrollados en un borde tectónicamente activo, con tránsito a secuencias de canales fluviales, llanuras de inundación y pantanos, tanto lateral como verticalmente a medida que se rellena la cuenca al disminuir la actividad tectónica.

Respecto a la edad de estos materiales, la flora existente es muy abundante, permitiendo definir una edad Estefaniense B alto-Estefaniense C.

## BIBLIOGRAFÍA

HERNÁNDEZ SAMPELAYO y ALMELA (1947), HEWARD (1978), NAVARRO (1982)

### *Cuenca del Bierzo (Estefaniense B alto-Estefaniense C inferior)*

Los materiales estefanienses de la Cuenca del Bierzo, aparecen discordantes y con fuerte paleorrelieve sobre los depósitos precarboníferos. El espesor máximo de sedimentos acumulados es de 4.000 m, estando constituida por alternancias de areniscas, lutitas y capas de carbón (Foto 17) y hacia la base y en los bordes de esta cuenca, constituyendo los primeros depósitos, aparecen conglomerados y brechas (Fig. II.27).

Dentro de los depósitos de granulometría más gruesa se reconocen brechas mal clasificadas, en cuerpos dispersos, con clastos angulosos de hasta 1,5 m de pizarras, areniscas o cuarcitas. Ortoconglomerados de clastos de cuarcitas, areniscas y pizarras, observándose una potencia que varía desde unos pocos metros hasta 400 m, con poca extensión lateral, mal clasificados y con cicatrices erosivas internamente; los clastos son menos de 1 m de espesor. Otros conglomerados presentan en cambio buena clasificación, poca potencia, no superando unos pocos metros, pudiéndose localizar a cualquier altura dentro de la serie estratigráfica. Los clastos no sobrepasan generalmente los 4-5 cm, siendo la matriz arenosa. Estos últimos bancos presentan morfología canaliforme, con base erosiva y mayor extensión lateral hacia el interior de la cuenca.

En cuanto a las areniscas, estas son litareníticas de grano variable, desde microconglomeráticas a grano muy fino. Presentan base erosiva canaliforme con restos vegetales arrastrados e internamente estratificación cruzada y de «ripples».

Dentro de esta cuenca los niveles de carbón son numerosos, variando su potencia entre unos pocos milímetros y 0,8-1 m;

mayores potencias tienen carácter localizado y se restringen a puntos muy concretos. Las bases son generalmente suelos de vegetación muy bioturbadas por raíces y en ocasiones niveles de areniscas. Estos carbones presentan un rango de antracita.

Esta cuenca presenta una gran compartimentación por causas tectónicas, no habiéndose identificado niveles guía para toda la cuenca. Estableciéndose para cada uno de los bloques (Fig. II.27) una serie estratigráfica particular con nomenclatura propia.

Estos depósitos se han interpretado como originados por un sistema de abanicos aluviales, en una depresión tectónicamente activa. Se han identificado medios de abanicos aluviales, fluviales, pantanosos y lacustres, variando su importancia relativa en distintos momentos y zonas de la cuenca.

La edad de estos depósitos en base a la identificación de macrofloras es Estefaniense C inferior, sin descartar la posibilidad de que en alguna zona pueda estar presente la parte más alta del Estefaniense B.

## BIBLIOGRAFÍA

FERNÁNDEZ GARCÍA, *et al.* (1984), SANTAMARÍA y ROBLES CASAS (1990), SLUITER y PANNEKOEK (1964)

### *Cuenca de Ciñera-Matallana (Estefaniense B)*

La Cuenca de Ciñera-Matallana aparece en un gran sinclinal de 15 km de longitud en sentido este-oeste y 5 km en el norte-sur. La sucesión está constituida por un conjunto de materiales discordantes sobre el sustrato pre-Estefaniense, que alcanzan de 1.000 a 1.500 m de espesor, donde se han diferenciado un total de siete formaciones (Fig. II.28).

*La Fm. San Francisco* tiene un espesor máximo (400 m) en la zona este de la cuenca, pudiendo llegar a faltar en la zona oeste. Constituida por orto a paraconglomerados, polimodales, con clastos bien redondeados predominando los de cuarcita sobre los de caliza, con una matriz de areniscas de grano grueso. Se observan capas de 10 cm a 20 m de espesor, definidas por diferencias de tamaño de clastos o soporte de matriz/clastos, estando separados por interestratos arenosos con estratificación cruzada, indicando transporte desde el N. En algunos horizontes aparecen lutitas rojizas bioturbadas por raíces. Los conglomerados aparecen ordenados en groseras secuencias de 15 a 65 m de espesor, donde el espesor de estratos y tamaño máximo de clastos decrecen hacia el techo. En algunas ocasiones estas secuencias pueden organizarse en secuencias grano y estratodecrecientes. A techo de las secuencias pueden aparecer capas de carbón.

Todo ello parece indicar la existencia de un paleorrelieve preexistente, representando esta formación depósitos de relleno de valle, mediante sistemas de abanicos aluviales.

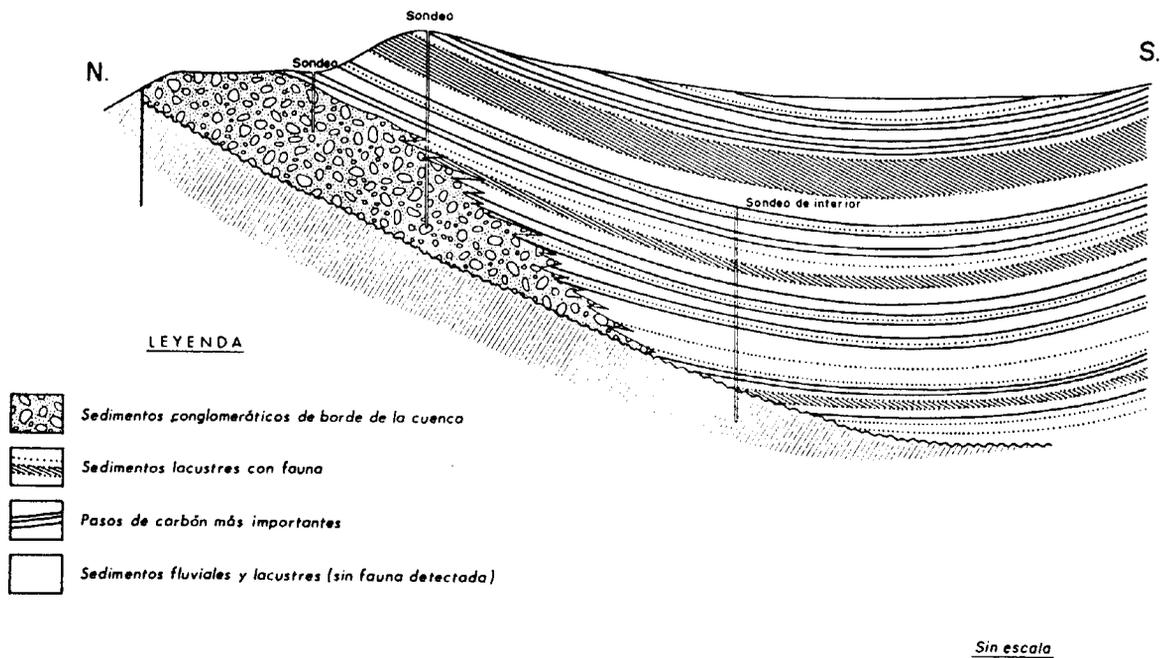
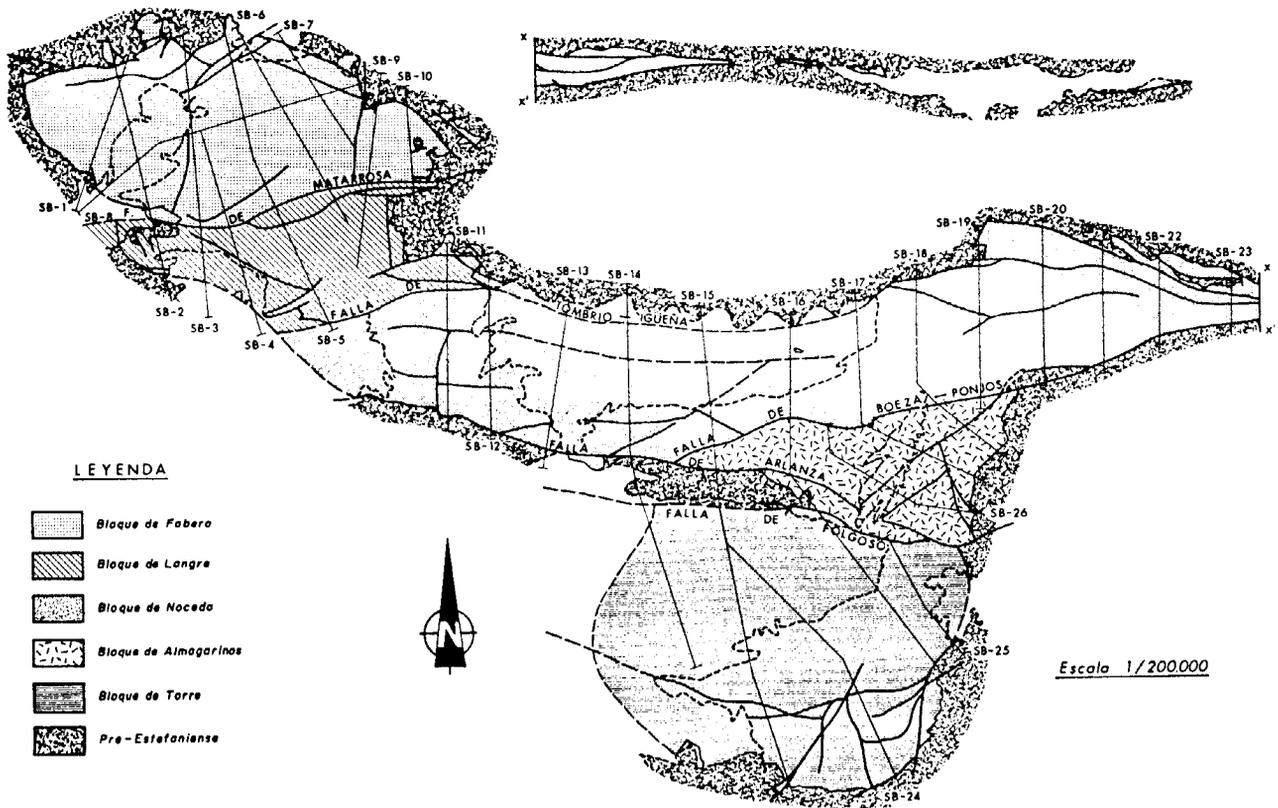


Fig. II. 27.- Esquema mostrando los diferentes bloques de la Cuenca Carbonífera del Bierzo y la distribución de sedimentos en el Bloque de Fabero, (Fernández García et al., 1984).

La *Fm. Pastora* tiene un espesor entre 85 y 200 m. El límite entre ambas formaciones viene marcado por la capa Norte de la *Fm. San Francisco* por el Horizonte Tabliza de la *Fm. Pastora*, que son lutitas con fauna de *Leaia* y *Carbonita*, por encima del cual existen localmente depósitos calcáreos fétidos. Comienza con lutitas, arenas y areniscas de grano fino con restos vegetales y localmente niveles de lutitas con fauna lacustre. En la parte superior de la formación aparecen suelos de vegetación con capas de carbón de espesor considerable, que presentan potencias máximas hacia el oeste y en el Sinclinal de Matallana; en general a este grupo de capas se las denomina «Andrés de Pastora» siendo la formación productiva por excelencia de esta cuenca. Localmente el desarrollo de las capas de carbón quedan abortados por la entrada de conglomerados fluviales. La distribución de las facies de esta formación parece corresponder a una lago central con una alineación NO-S E, que da lugar a la formación de lutitas finamente lajadas con fauna lacustre. En sus bordes se desarrollaría una facies pantanosa con la formación de carbones a partir de vegetación «in situ» y restos vegetales flotados, de la que se pasaría hacia un dominio fluvial con formación de materiales clásticos gruesos alternando con la presencia de lutitas lacustres. También se ha interpretado esta formación como perteneciente a la parte distal de un abanico aluvial. Recientemente se ha descrito el modelo sedimentario como una cuenca lacustre en donde se acumula el carbón en las zonas marginales de las entradas de aportes terrígenos. El carbón se situaría adosado a los flancos de los lóbulos detríticos, durante los periodos de abandono de estos y cubiertos posteriormente por depósitos lacustres como consecuencia de transgresiones locales. Esto daría lugar a la disposición sigmoidal de las capas de carbón es decir lentijones inclinados que se adaptan a la pendiente de los lóbulos y con una continuidad lateral restringida.

La *Fm. Cascajo* tiene una potencia de 90-100 m, compuesta por lutitas arenosas y areniscas de grano fino formando una secuencia granocreciente. La base de esta formación se fija en un nivel de lutitas con *Leaia*, *Anthraconauta*, escamas de peces y plantas flotadas. El pequeño lago existente durante la formación de los carbones de la *Fm. Pastora* fue creciendo y ensanchando los bordes pantanosos, dando lugar a sedimentos típicamente lacustres con fauna. Este nivel es muy constante a lo largo de la cuenca y sin cambio importante en las condiciones de sedimentación. A unos de 10 m hacia el techo se vuelve a encontrar otro nivel característico, con *Leaia*, *Anthraconauta* y *Carbonita*. Las areniscas hacia el techo de la formación presentan estratificación plano paralela y cruzada indicando una facies fluvial.

La *Fm. Roguera* con un espesor de 60-70 m comienza con dos niveles de suelos de vegetación y alguna capa de carbón, en ocasiones explotables. Esta formación está constituida por una serie lutítica y areniscosa, con suelo de vegetación y carboneros. Intercalados aparecen localmente nivel con *Anthraconauta*, *Carbonita* y *Leaia*. Esta formación presenta fuertes cambios laterales de facies; hacia el este y sur aparecen areniscas con estratificaciones cruzadas, mientras que hacia el norte dominan las series lutíticas.

La *Fm. San Jose* tiene una potencia de 75-90 m. Presenta 5 capas de carbón y 2 carboneros, con algunos carboneros menores. Estas capas desaparecen paulatinamente hacia el norte. Son frecuentes las intercalaciones de lutitas lacustre con *Leaia*, *Anthraconauta* y *Estheria*, de color gris oscuro casi negro.

En la *Fm. Bienvenidas* continua el régimen pantanoso con intercalaciones fluviales y lacustres de la formación anterior, aunque se presentan aquí espesores mayores de areniscas de base canaliforme con restos vegetales arrastrados y conglomerados fluviales. Contiene varias capas de carbón explotadas. La potencia de esta Formación es de 350-380 m.

La *Fm. Matallana* con una potencia cercana a los 300 m, consta de una alternancia de lutitas carbonosas, suelos de vegetación y carbones (localmente explotables) muy continuos con niveles de areniscas de grano grueso, continuos lateralmente y de decenas de metros de espesor. Internamente, presentan superficies erosivas con acumulación de restos vegetales arrastrados. Existen intercalados también niveles lacustres con fauna.

La flora corresponde íntegramente al Estefaniense B.

## BIBLIOGRAFÍA

AMERON y DILLEWIJN (1963), DABRIO (1984), EAGAR (1985), EAGAR y WEIR (1971), EVERS (1967), GÓMEZ de LLARENA (1950), HEWARD (1978), MÉNDEZ (1985), WAGNER (1959, 1963, 1964, 1965, 1966, 1971, 1985), WAGNER y ARTIEDA (1970)

*Cuenca de Sabero: Grupo Sabero (Barrueliense Superior-Estefaniense B)*

Los sedimentos de la «Cuenca Carbonífera de Sabero» se presentan claramente discordantes («Discordancia Astúrica») sobre todo el Paleozoico anterior.

La «Cuenca Carbonífera de Sabero» representa una cuenca sedimentaria, ligada probablemente a la zona de fractura de Sabero-Gordón, en la cual se depositaron numerosas capas de carbón. Su potencia es superior a 3.000 m, separándose ocho «formaciones» que poseen aspectos litoestratigráficos propios; de muro a techo son las siguientes: Formación Alejico, Formación Raposa, Formación Gonzalo, Formación Sucesiva, Formación Quemadas, Formación Herreras, Formación Unica y Formación Perla.

La formación basal aparece discordante tanto sobre el Paleozoico más antiguo como sobre los materiales cantabrienses de las «cuenca carbonífera» de Prado-Guardo-Cervera. Se inicia con un conglomerado polimíctico basal, constituido por clastos subangulosos, con una matriz litarenítica de grano grueso a microconglomerática. Este tipo de depósito está controlado por el paleorrelieve colindante, los conglomerados son depósitos fluviales de fuerte pendiente.

La Fm. Raposa tiene su base discordante cuando está sobre el paleozoico antiguo o concordante con conglomerados polimícticos cuando está sobre las capas de Alejico.

El resto de la sucesión son en general lutitas de color gris azulado, con niveles de ostrácodos y lamelibranquios, alternancias de lutitas y areniscas de grano medio en secuencia granocreciente, con laminaciones cruzadas, «ripples», estratificación cruzada y estructuras de muro también aparecen areniscas con la base erosiva canaliforme, en secuencia granodecreciente e internamente estratificación cruzada, a cuyo techo aparecen suelos de vegetación y capas de carbón. La Formación Herrera es la que contienen el mayor número de capas de carbón, alternando con lutitas, limolitas y areniscas. Dentro de la Formación Raposa es de destacar la presencia de un episodio de lutitas arenosas con lamelibranquios marinos

Los materiales más antiguos del Grupo Sabero se han depositado en áreas muy localizadas, aparentemente controladas por un eje de subsidencia NE-SO, entre bordes probablemente fallados que dan lugar a una deformación sinsedimentaria. La sedimentación subsiguiente muestra un ensanchamiento progresivo de la cuenca, sin perder su carácter restringido, permaneciendo los bordes sur y oeste como principales áreas fuente de sedimentos. En toda la secuencia hay una subsidencia bastante continua. Las ligeras pulsaciones son las que proporcionan los límites entre las distintas unidades litoestratigráficas. Hacia la mitad superior los cambios litológicos se deben más a procesos autocíclicos de la cuenca.

En la parte más baja, tanto los sedimentos como la composición de la flora, indican condiciones intramontañosas del tipo de cuencas límnicas; sin embargo, en la Formación Raposa hay una inclusión marina, lo que demuestra su situación costera; lo mismo sucede con respecto a la flora de las partes más altas de la secuencia, ya que ésta se considera más próxima a condiciones parálidas que a límnicas.

Aparte de elementos faunísticos (bivalvos, filópodos, ostrácodos) restringidos a los niveles salobres y a otros de carácter límnic a diversas alturas a lo largo de la sucesión, la flora es muy abundante, en base a lo cual se han realizado las dataciones, observándose que abarca desde el Estefaniense A medio hasta el Estefaniense B medio.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO (1982, 1985), EZQUERRA (1844), HELMIG (1965), HENKES (1961), HEWARD (1978), IWANIW Y KNIGHT (1981), JONGMANS (1952), KNIGHT (1971, 1974, 1975, 1983), MALLADA (1898, 1900), PRADO (1850), READING (1970), WAGNER (1957, 1965)

*Cuencas de Canseco, Rucayo, Reyero-Salamón (Estefaniense B)*

Siguiendo el trazado de la falla de León, existe una estrecha banda de sedimentos detríticos carboníferos discordantes sobre materiales paleozoicos anteriores. Esta banda ha sido denominada Cuenca Carbonífera de Canseco-Rucayo-

Reyero-Salamón. Se pueden distinguir dos subáreas con características sedimentológicas (direcciones de paleocorrientes) y tectónicas diferentes; en el occidental (Canseco-Rucayo) los aportes proceden del sur y su margen septentrional se encuentra cobijado por los materiales de la Cuenca Carbonífera Central, y en el oriental (zona de Reyero-Salamón) los aportes son del norte, los sedimentos se disponen discordantemente sobre los de la Cuenca Carbonífera Central y están cobijados por el sur.

La sucesión de Canseco-Rucayo tiene una potencia de 213 m y litológicamente está formada por conglomerados, areniscas, lutitas y carbón, que se ordenan en secuencia generalmente grano y estratodecrecientes y que pueden agruparse a su vez en tres megasecuencias:

La *primera megasecuencia* con unos 79 m de potencia, está formada por secuencias granodecrecientes desde ortoconglomerados cuarcíticos masivos de base erosiva y matriz microconglomerática, y niveles arenosos discontinuos y masivos.

La *segunda megasecuencia* de aproximadamente 56,5 m de potencia, está formada por secuencias granodecrecientes de areniscas de grano medio, con «ripples» que pasan a fino y lutitas con laminación paralela y frecuentes restos vegetales, a estas facies se asocian las capas de carbón.

La *tercera megasecuencia* con una potencia de unos 82,5 m, presenta ordenación granodecreciente donde dominan las lutitas más o menos arenosas con laminación paralela y restos vegetales y capas de carbón.

Estos depósitos se han interpretado como característicos de un abanico aluvial, originado como consecuencia de la reactivación de fallas que progresivamente se va amortiguando, con la consiguiente deposición de materiales cada vez más finos y el desarrollo de zonas favorables para la formación de carbón.

En el sector de Reyero-Salamón la sucesión forma también una macrosecuencia en general granodecreciente, de unos 204 m de espesor, formada por una alternancia de areniscas y lutitas, y niveles conglomeráticos de poca entidad. Las secuencias menores son en general granodecrecientes desde areniscas de grano fino-medio a lutitas localmente arenosas con laminación paralela y restos vegetales y carbonoso intercalados.

Los conglomerados aparecen en lentes con gradación normal hacia el techo, de hasta 1,5 m. Los clastos son de calizas, cuarcitas y areniscas, siendo los primeros angulosos y procedentes de las calizas del sector de Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central. El acuífamiento de los niveles conglomeráticos en dirección E-O, la presencia de depósitos de litologías más gruesas en la parte septentrional y la naturaleza de los clastos calcáreos, permiten suponer una procedencia general desde el borde septentrional.

Estos depósitos podrían interpretarse como correspondientes a sistemas de fan-deltas, situándose las capas de carbón en las partes medias de los abanicos o en las zonas de interlóbulos.

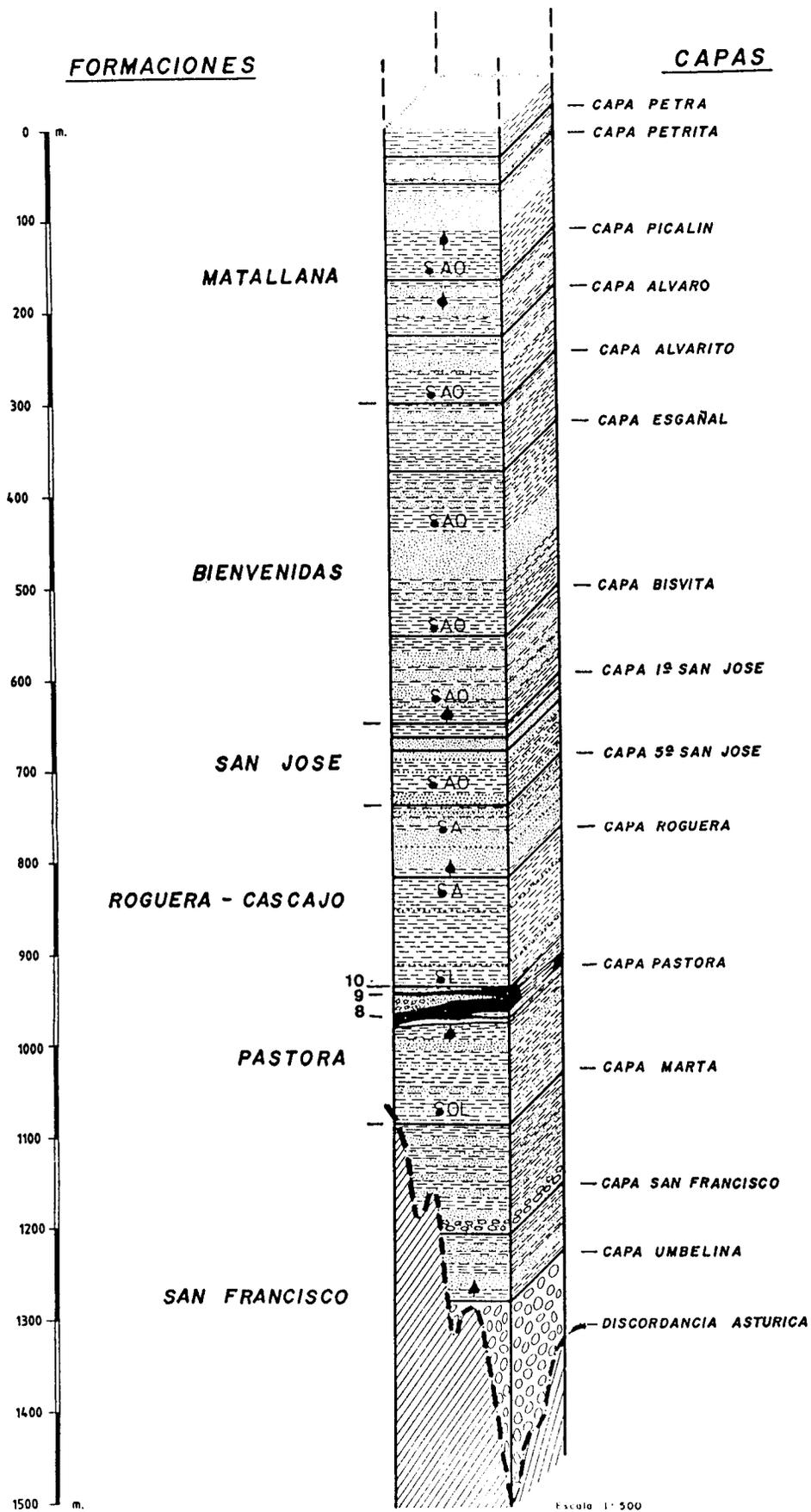


Fig. II. 28.- Columna esquemática mostrando las siete formaciones diferenciadas en la Cuenca minera Ciñera-Matallana (Wagner y Artieda, 1970).

Las dataciones realizadas por microflora han proporcionado una edad Estefaniense B inferior.

## BIBLIOGRAFÍA

AMERON (1965), NAVARRO *et al.* (1987), WAGNER (1963)

### II.4. EL CICLO SEDIMENTARIO ALPINO

En este ciclo sedimentario se distinguen como en la anterior, una etapa preorogénica y otra sinorogénica. La etapa preorogénica incluye al Estefaniense C-Pérmico y llega hasta el Paleógeno; la etapa sinorogénica llega hasta el Mioceno.

La etapa preorogénica se inicia con una distensión originada por la apertura del Golfo de Vizcaya. Este proceso distensivo da lugar en el margen ibérico y sobre una parte de la antigua Cordillera Hercínica, a una importante plataforma continental (Cuenca Vasco-Cantábrica) abierta hacia el N, que va a rellenarse por sedimentos mesozoicos procedentes de la erosión del macizo hercínico, situado al S y SO de la línea de costa. Durante el Terciario inferior (Eoceno-Oligoceno) llegan al área ocupada por la Provincia de León los primeros movimientos orogénicos alpinos, que ya han dado lugar al levantamiento de la Cadena Pirenaica en áreas más orientales. Este hecho da lugar a una importante inversión paleogeográfica, por el que la zona elevada o en elevación pasa a situarse al N, progradando ligeramente hacia el S sobre una importante cuenca de antepaís, de carácter continental, que conocemos como Cuenca del Duero. Durante el Mioceno se individualiza de la Cuenca del Duero la pequeña Cuenca del Bierzo, que a partir de ese momento presentan una evolución sedimentaria distinta.

#### II.4.1. EL CRETÁCICO Y PALEÓGENO PREOROGÉNICO

Los depósitos cretácicos son los únicos que afloran en León del total de sedimentos mesozoicos que rellenaron la Cuenca Vasco-Cantábrica. Afloran según una banda que bordea por el S el macizo paleozoico, en el N de la Provincia de León, situándose probablemente cerca del borde suroeste de la cuenca mesozoica Vasco-Cantábrica. En general se diferencian 3 grandes tramos:

- Inferior detrítico
- De transición o intermedio
- Superior carbonatado

El tramo inferior se dispone discordantemente sobre el zócalo hercínico. Litológicamente está constituido por materiales poco consolidados, constituyendo una macrosecuencia granodecreciente desde conglomerados y microconglomerados de clastos cuarcíticos y matriz arenosa-caolinífera, evolucionando gradualmente a arenas de tonos blancos, amarillos y rojizos, con granos de cuarzo como dominantes y feldespatos en menor proporción, como minerales accesorios aparece turmalina, circón, rutilo, estaurolita y opaco (Foto 18). Como estructuras sedimentarias destacan paleocanales y estratificaciones cruzadas.

Localmente aparecen lignitos y niveles con abundantes pirritas. Estos depósitos corresponden a materiales continentales transgresivos de origen fluvial bajo un clima templado a cálido con elevada pluviometría. Las direcciones de aporte son desde el O, S o SO, aumentando la potencia hacia el E (350 m). La edad de este tramo es límite Cretácico inferior-superior.

El tramo de transición está formado por margas arenosas, arcillas y limos de tonos grises a amarillos con niveles de arena muy fina, areniscas calcáreas con glauconita y calizas arenosas, en ocasiones ricas en fauna marina. Este tramo se adelgaza hacia el O, siendo la edad Turoniense-Santoniense y su potencia de unos 80 m.

El tramo superior carbonatado, aparece concordante sobre el anterior, estando constituido por calizas y en menor proporción margas. Las calizas son fosilíferas de tonos claros, beige o amarillo, pudiendo ser oolíticas hacia el techo. Este tramo desaparece hacia el O y su potencia media es de unos 175 m siendo su edad Santoniense-Campaniense.

Esta etapa marina, que comienza en el tramo intermedio, evoluciona de una forma paulatina hacia el techo a sedimentos de facies Garumnienses, que suponen el comienzo de la regresión y el paso Cretácico-Terciario.

Los primeros depósitos terciarios corresponden a la Formación Vegaquemada, donde se pueden diferenciar dos tramos: el tramo inferior (Fig. II.29), de reducido espesor, forma afloramientos discontinuos en la parte media del sector, no reconociéndose ni hacia el O ni hacia el E, aunque se ha identificado aquí en algunos sondeos. Se sitúa concordante con los materiales cretácicos y representa el tránsito desde las condiciones marinas infrayacentes a los depósitos netamente continentales que van a sucederle. Marca un paso desde condiciones salobres en la base, a llanura de inundación al techo. El tramo superior, se sitúa discordante sobre el inferior; marcando el inicio durante el Paleógeno de la actividad tectónica en el borde N de la Cuenca del Duero y el paso a las condiciones sinorogénicas.

## BIBLIOGRAFÍA

ALMELA (1949), AMERON (1965), CARBALLEIRA (1969), CIRY (1939), CORROCHANO (1989), EVERS (1967), JONG (1971), JONKER (1972), LEYVA *et al.* (1984), PASTOR GÓMEZ (1963)

#### II.4.2. EL PALEÓGENO Y NEÓGENO SINOROGÉNICOS

La etapa sinorogénica se caracteriza por una sedimentación continental realizada a partir de complejos sistemas de abanicos aluviales que progradan sobre la cuenca de antepaís. Comienza con el depósito del tramo superior de la Formación Vegaquemada (Fig. II.29) y su equivalente en el Bierzo, la Formación Toral. La parte más subsidente y activa de la cuenca de antepaís se sitúa al N y E donde llegan a acumularse puntualmente hasta 2.500 m de sedimentos, con discordancias progresivas.

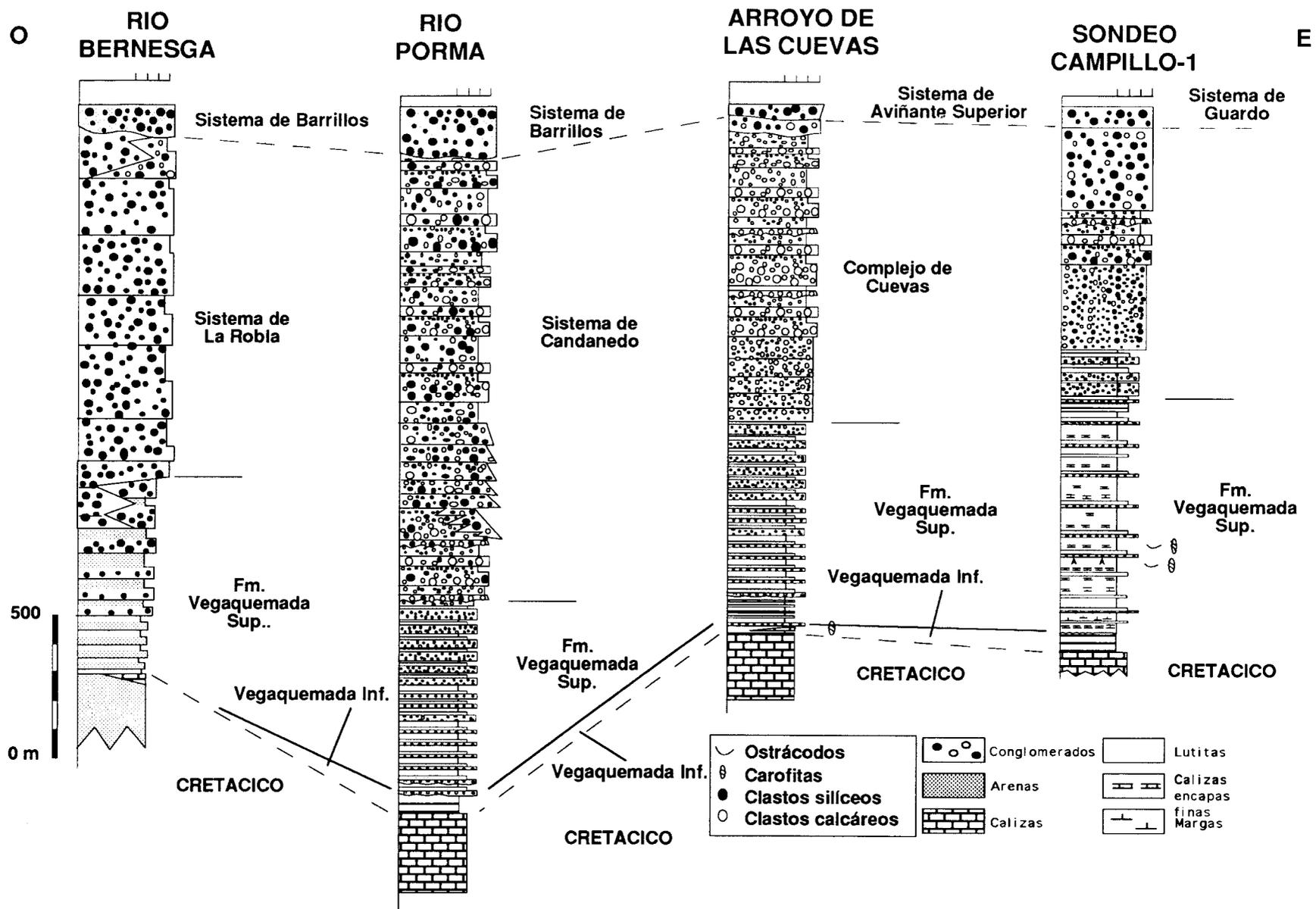


Fig. II. 29.- Columnas esquemáticas de varias secciones del borde norte de la Cuenca del Duero, según Alonso *et al.* (en prensa), ligeramente modificado.

La *Formación Toral* ocupa la base de la sucesión en la Cuenca del Bierzo y se apoya directamente sobre sedimentos paleozoicos, ya que en la zona del Bierzo no llegó a depositarse la secuencia preorogénica, por encontrarse emergida durante ese periodo sedimentario. Litológicamente consta de areniscas que forman la litología dominante y lutitas con concrecciones carbonatadas, gris a gris rosado, que llegan a formar capas continuas de estructura columnar o nodulosa y en menor proporción conglomerados que aparecen en el borde O y NO.

En la formación se distinguen dos miembros lateralmente equivalentes, pero con área madre diferente como indican la composición mineralógica y petrográfica de los detríticos (presencia o ausencia de determinados minerales pesados y feldespatos):

*El Miembro Toral.* - Son conglomerados con clastos predominantemente cuarcíticos, existiendo algunos clastos de rocas graníticas. Estos depósitos conglomeráticos son típicos de una red braided con ocasionales depósitos de coladas de «debris flow». Distalmente pasan a depósitos de areniscas feldespáticas, canalizadas o tabulares correspondientes al relleno de canales de baja sinuosidad y a depósitos de areniscas no canalizadas. Estos canales discurrían por una llanura de inundación representada por las lutitas. Los niveles y las concrecciones carbonatadas corresponden a calizas y suelos calcimorfos de zonas palustres. La composición mineralógica y petrográfica indica una mezcla de sedimentos procedentes de rocas sedimentarias de bajo grano metamórfico que rodean el Bierzo, con otros derivados de rocas graníticas o de rocas muy metamorfizadas. Las direcciones de paleocorrientes indican una procedencia desde el Oeste.

*El Miembro Paradaseca-Los Infiernos.* - Este miembro se restringe a la parte N del afloramiento de Villafranca y al de Paradaseca-Valle de Finolledo. Está formado predominantemente por conglomerados relativamente ricos en matriz arenosa. Las areniscas carecen prácticamente de feldespatos. Las características de estos sedimentos sugieren un depósito a partir de corrientes fluvio-torrencales fuertemente cargadas de sedimentos. Corresponderían a abanicos aluviales enraizados en la Sierra de los Ancares.

La Formación Toral se ha interpretado como depositada en una zona topográficamente deprimida en donde entraban un sistema fluvial que recorría la zona de O a E y tenía su cabecera en zonas graníticas y metamórficas de Galicia y un sistema de conos de deyección o abanicos aluviales, en régimen torrencial, procedentes del Norte. El interior de la depresión estaría salpicada de ciénagas y zonas lacustres donde se depositarían los niveles carbonatados.

Desde el Eoceno al Mioceno inferior tiene lugar el depósito en la parte nororiental de la cuenca de antepaís (60 del Duero), del miembro superior de la *Formación Vegaquemada* y del sistema de *Abanicos Poligénicos Intermedios*; constituidos por los sistemas de Candanedo y Cuevas (Fig. II.29-Foto 19); mientras que en la Cuenca del Bierzo se mantiene la sedimentación de la Formación Toral.

El tramo superior de la *Formación Vegaquemada*, está formado por un conjunto de secuencias granodecrecientes desde conglomerados polimícticos a lutitas, representativas del relleno de canales braided distales que procedentes del N, discurrían sobre una llanura de inundación.

Estos sedimentos provienen en su mayor parte de la erosión de los sedimentos cretácicos y paleógenos preorogénicos, así como de rocas precámbricas y paleozoicas.

El *Sistema de Abanicos Poligénicos Intermedios* está formado casi exclusivamente por depósitos correspondientes a canales braided, pero más proximales que los del tramo superior de Vegaquemada. Esta evolución supuso el avance hacia el S de los abanicos aluviales, posiblemente como consecuencia de la actividad tectónica ligada a la fase Sávica (tránsito Paleógeno-Neógeno) que supondría un avance del área deformada en el mismo sentido.

A partir del Mioceno medio (Astaraciense), se individualizan en el antepaís las cuencas del Duero y Bierzo, por lo que pasaremos a referirlas de forma separada.

#### II.4.2.1. Cuenca del Duero

Dentro de la Provincia de León es posible observar dos tipos de borde en esta cuenca de antepaís, el borde occidental experimentó un hundimiento a favor de sistemas de fallas que produjeron un escalonamiento de bloques, mientras que el borde septentrional limitado por fracturas inversas de gran salto, sigue siendo el más activo y el que registra mayores espesores de sedimentos.

##### *Borde norte*

Localmente en este borde tiene lugar un evento tectónico importante que conduce a una reactivación de la erosión en el área madre, formándose los abanicos poligénicos intermedios de Modino y Puente Almuhey, dispuestos discordantemente sobre los términos anteriores (Candanedo y Cuevas) aunque de composición similar a ellos. Estos dos abanicos constan de coladas conglomeráticas que distalmente se individualizan en canales conglomeráticos y areniscas intercaladas entre fangos más o menos arenosos rojizos y pardos. Entre estos dos abanicos y constituyendo su equivalente lateral se encuentra el sistema de abanicos de Quintana de la Peña. Este sistema está formado por coladas de conglomerados de clastos casi exclusivamente calcáreos (calizas mesozoicas y calizas de Montaña del Sinclinal de Peñacorada). Distalmente estas coladas pasan a canales conglomeráticos y areniscosos englobados entre fangos rojizos.

Esta etapa de actividad tectónica identificable en el área de Cistierna no se detecta hacia el O donde continua el depósito del Sistema de Candanedo.

Previamente al inicio del siguiente ciclo, la degradación de los relieves y el relleno de la cuenca, a los que se une posi-

blemente una etapa de tranquilidad tectónica, llevan a que se alcance el perfil de equilibrio, desarrollándose suelos calcimorfos en las partes medias-distales de los abanicos, bajo condiciones áridas a semiáridas. En sus partes más distales, situadas más al S, aparecerían depósitos calcáreos lacustres de centro de cuenca, tipo «playa-lake».

Poco después del comienzo del Mioceno superior (Vallesiense) tiene lugar una nueva reactivación tectónica y un rejuvenecimiento del relieve que marcan el inicio de la siguiente fase sedimentaria.

El avance, elevación y erosión del área madre permite el afloramiento de rocas silíceas, lo que hace que los abanicos que ahora se van a desarrollar presenten clastos de esta composición, en contraste con los anteriores. Estos abanicos han recibido los nombres de: Barrillos, Vidanes y Cegoñal.

Se disponen discordantemente sobre los anteriores, salvo en el área del Peñacorada donde se siguen depositando los materiales calcáreos del sistema de Quintana de la Peña. Son además claramente expansivos hacia el centro de la cuenca, situándose sus partes proximales sobre las medias-distales de los sistemas anteriores.

Estos abanicos cuarcíticos constan de depósitos de «debris-flow» proximales que hacia partes más distales pasan a coexistir con depósitos canalizados englobados entre fangos rojos. En sus partes más distales probablemente pasen a depósitos de «playa lake», extremo que no es posible asegurar debido a que las partes intermedias han sido erosionadas. Este hecho permite ver en la mayor parte de la Provincia de León los afloramientos correspondientes a los abanicos poligénicos intermedios.

#### *Borde oeste*

Al igual que en el borde norte, en el borde occidental se pueden diferenciar dos grandes grupos de facies: unas facies proximales, constituídas por sistemas de abanicos aluviales y fluviales y unas facies centrales donde se han desarrollado margas y calizas en ambientes de «playa-lake».

El área madre de estos depósitos continentales está formada por materiales siliciclásticos de las formaciones de edad Cámbrico-Silúrico y Estefaniense de la ZAOL.

En base a la morfología, geometría, modelo fluvial, mecanismos de transporte, litologías, mineralogía y área madre se han identificado diversos sistemas deposicionales en este borde dentro de la Provincia de León. La geometría y morfología de alguno de estos sistemas deposicionales están controlados por un paleorrelieve apalachiano (existencia de paleovalles). De acuerdo con esto se han definido tres grandes grupos o sistemas:

- Confinados o sistemas aluviales, donde su distribución está determinada por la dirección de los paleovalles.
- No confinados, que tienen una geometría de abanicos aluviales.

- Semiconfinados, controlados parcialmente por el sustrato rocoso.

En los sistemas no confinados coexisten sistemas que tienen una génesis de flujos en masa («maas flow») interdigitándose con otros con un origen de corrientes acuosas. Son aquellos que proceden del NO y, de oeste a este, han recibido los nombres de: Vegellina de Cepeda, Ferreras y Benavides. Los dos primeros tienen una geometría de abanicos, mientras que en el de Benavides no se puede deducir su geometría, ya que solamente se observan actualmente las facies distales. Litológicamente son arcillas, arenas y orto y paraconglomerados con clastos de pizarras, cuarcitas y quiasolititas, y como minerales pesados dominan las andalucitas y en menor proporción turmalinas. Sus espesores oscilan entre 60 m (Vegellina) y 150 m (Ferreras y Benavides).

Los sistemas confinados son aquellos que tienen una distribución oeste-este desde facies marginales a facies centrales. En gran parte de su historia geológica están controlados por paleovalles de 10-20 km de longitud y 1-2 km de anchura en las zonas proximales y hasta 4-5 km más hacia el este. De norte a sur han recibido diferentes nombres: Villagatón, Vanidodes, Brazuelo (Foto 20), Castrillos de los Polvazares, Val de San Lorenzo, etc.

Litológicamente son series rojas, salvo en la parte superior del sistema de Vanidodes en que son amarillentas. Dominan los ortoconglomerados y arcillas, mientras que las arenas sólo son frecuentes en el sistema del Val de San Lorenzo. En los conglomerados los clastos mayoritarios son los de cuarcitas y en menor proporción de pizarras y cuarzo. La asociación de minerales pesados es diversa: biotita, turmalina, anatasa-brookita, procedentes de las rocas metamórficas de la ZAOL.

Estos depósitos aparecen ordenados en secuencias grano y estratodecrecientes, constituyendo rellenos de canales braided, individualizándose estos hacia las zonas más distales en las arcillas de las llanuras de inundación.

Se han distinguido tres grandes estadios en el desarrollo de estos sistemas:

En el estadio inicial el sistema de Benavides entra hacia el sur a favor de una paleopendiente, en este periodo los relieves del oeste suministraron algunos sedimentos pero no en gran cantidad.

Durante el segundo estadio se produce una actividad simultánea de todos los sistemas, siendo los sistemas más importantes los de Villagatón y Benavides. Los sistemas de Villagatón, Vegellina y Ferreras coalescen hacia el sur, debido a la paleopendiente anterior y los sistemas de dirección oeste-este cambian a una dirección también norte-sur.

En el último estadio las cabeceras de varios sistemas retroceden debido a la reactivación de los relieves de los márgenes, produciéndose cambios de los ejes de los abanicos hacia el norte (Vegellina de Cepeda) la conexión de dos sistemas dando un abanico simple (Vanidodes y Brazuelo).

#### II.4.2.2. Cuenca terciaria del Bierzo

La Cuenca del Bierzo es a partir del Mioceno medio, una cuenca intramontañosa alimentada principalmente desde sus bordes N y S por varios sistemas aluviales. En ella se distinguen dos subcuencas: la de Ponferrada-Villafranca del Bierzo y la de Bembibre, situadas al oeste y este respectivamente. El borde N sigue limitado por fallas inversas prolongación, aunque con menor salto, de las que limitan la Cuenca del Duero. Mientras el borde S está constituido por un sistema de fallas normales.

Se han diferenciado tres unidades litoestratigráficas: las formaciones Santalla y Las Médulas y las Arenas de Noceda.

##### *Formación Santalla*

Es discordante sobre la Formación Toral. El color de los depósitos es gris a gris-rojo claro. En el borde sur de la cuenca, las facies proximales están constituidas por conglomerados, con escasa matriz y clastos imbricados, correspondiendo a depósitos canalizados y barras en canales. Hacia el techo estas facies proximales evolucionan hacia una menor organización y un mayor porcentaje de matriz reflejando el tránsito a depósitos de coladas de «debris-flows».

Distalmente, hacia el centro de la cuenca, la sucesión está formada por varias secuencias granodecrecientes decamétricas, desde conglomerados a alternancias de areniscas y lutitas. Las lutitas presentan frecuentemente una ligera rubefacción, más raramente contienen concreciones carbonatadas.

Estos depósitos corresponden a una llanura de inundación (lutitas) recorrida por canales de gravas y arenas. En la llanura de inundación son frecuentes las señales de pedogénesis que se revelan por los horizontes enrojecidos o por la existencia de concreciones calcáreas.

El origen de la Formación Santalla es sin y post etapa de fracturación que marca la individualización de la Cuenca del Bierzo. Sus sedimentos, como indica su composición petrográfica, proceden de los relieves que actualmente limitan la cuenca. Estos se organizan en abanicos aluviales que distalmente pasan a sistemas fluviales que recorren una gran llanura de inundación.

##### *Formación Médulas*

La Formación Médulas (Foto 21) se localiza en los bordes N y S de la cuenca, apoyándose contra los escarpes de falla o fosilizándolos, sus depósitos tienen un color característico naranja a rojo

Litológicamente está constituido por conglomerados de 100-150 m de espesor, en el contacto con el paleozoico hetro métricos y brechoides, con intercalaciones de areniscas limosas y ocasionalmente de arcillas. Corresponden a depósitos de abanicos aluviales dominados por coladas de «debris-

flows». Estos abanicos aluviales serían potentes y poco expansivos, y se habrían formado bajo un clima relativamente seco con cambios estacionales contrastados.

La composición mineralógica y petrográfica de los sedimentos de esta formación indica que estos proceden del mismo área madre que los de la Formación Santalla. La mayor tasa de liberación del hierro en esta formación (color naranja a rojo) indica una alteración más activa. Ello posiblemente se deba a una erosión menos rápida del sustrato.

##### *Arenas de Noceda*

Solamente afloran en el sector de Noceda. Son areniscas gruesas, rosadas, organizadas en depósitos fluviales, que derivan directamente de los materiales estefanienses situados al norte. Localmente dominan los depósitos lutíticos con yeso de origen secundario, que proviene de los sulfuros presentes en las rocas estefanienses.

No existen datos concluyentes que permitan precisar la edad de las formaciones anteriores, que quedarían englobadas en el Mioceno medio y superior.

#### II.4.3. LA RAÑA

Tras el depósito de los materiales terciarios más modernos, que señalan el final del relleno de los piedemontes, se produce el encajamiento progresivo de la red fluvial hasta llegar al estado actual en el que los sedimentos terciarios se hallan fuertemente disectados por los cursos fluviales. Entre ambos episodios se sitúa un depósito particular denominado Raña, cuyo significado y existencia o ausencia en diversos puntos es aun conflictivo. La Raña se sitúa, de forma convencional, en el tránsito Neógeno-Cuaternario.

Se denomina Raña a depósitos de conglomerados cuarcíticos que constituyen la culminación de los piedemontes que bordean a las zonas montañosas. Son mantos muy aplanados, de escaso espesor que se extienden hacia el interior de la Cuenca del Duero. Los valores máximos que se citan son del orden de 30 m, aunque generalmente es más delgado, menos de 10 m. En ocasiones se le reconoce con espesores menores de 1 m. Desde sus afloramientos proximales, en el borde N de la Cuenca del Duero, hasta los distales, el gradiente de pendiente que presenta es del 0,6-0,7%.

Consta de ortoconglomerados de clastos silíceos y arenas de carácter fluvial que forman una secuencia granodecreciente simple o múltiple. La matriz, de tonos amarillentos o rojizos, está constituida por arena bastante arcillosa con cantos silíceos de tamaño pequeño y limos. Los clastos están redondeados a bien redondeados y su tamaño oscila entre grava y bloque. Las arenas aparecen generalmente organizadas en sets de estratificación cruzada o en capas con laminación paralela

Otras características son cantos arenizados o caolinitizados, intenso lavado, películas y costras de óxidos de hierro y manganeso que llegan a cementar los clastos.

La base de estos depósitos es erosiva sobre los depósitos más antiguos. Normalmente aparecen sobre los abanicos terciarios más modernos aunque localmente se le cita dispuesto sobre los relieves paleozoicos o mesozoicos.

Dado que constituye un depósito que culmina los sedimentos terciarios su presencia se produce en las cotas más altas del relieve actual de la Cuenca del Duero, si bien sobre las partes distales del abanico de Guardo aparece ligeramente encajado.

Por su morfología aplanada, su presencia es revelada por dar cumbres planas. No obstante este criterio debe ser confirmado en el campo ya que existen cumbres planas de carácter erosivo.

Su presencia ha sido citada en la Cuenca del Bierzo y, dentro del borde N de la Cuenca del Duero, sobre el abanico de Guardo. Sin embargo depósitos con las mismas características estratigráficas, sedimentológicas y geomorfológicas aparecen dispuestos como retazos más o menos conservados sobre el resto de los abanicos terciarios superiores.

Su interpretación varía según los autores:

- Para unos corresponde al último estadio de relleno de la cuenca terciaria donde representaría la colmatación de la cuenca.
- Para otros representa el primer depósito fluvial del sistema actual cuando aún no existía una jerarquización clara. Estos depósitos han sido comparados con los aluviales actuales de los ríos y de las terrazas, llegándose a la conclusión de que tienen una génesis idéntica.

## BIBLIOGRAFÍA (Ciclo Alpino)

ALONSO *et al.* (in litt.), CIRY (1939), COLMENERO *et al.* (1979), COLMENERO *et al.* (1979), COLMENERO *et al.* (1982), CORRALES *et al.* (1986), DELMAIRE-BRAY (1977), EVERS, (1967), GARCÍA-RAMOS *et al.* (1979), GARCÍA-RAMOS *et al.* (1979), HERAIL (1979), HERAIL (1981), HERAIL (1984), HERAIL y LUCAS (198), JONG (1971), JONKER (1972), LEYVA *et al.* (1984), MABESOONE (1961), MANJÓN *et al.* (1979), MANJÓN *et al.* (1982), MARTÍN PARRA (1989), MARTÍN-SERRANO GARCÍA (1988), PÉREZ GARCÍA (1977), TRUYOLS *et al.* (1984), VARGAS *et al.* (1984).

## II. 5. CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA

### II.5.1. DEPÓSITOS CUATERNARIOS

En el mapa se han diferenciado materiales cuaternarios con diversos orígenes que se encuentran repartidos por toda la provincia, desde las zonas de alta montaña a las cuencas terciarias del Duero y Bierzo.

Estos sedimentos corresponden todos ellos a medios continentales y son importantes no sólo por la extensión de los mismos, sino también, por el significado morfogenético de algunos de ellos. Se trata fundamentalmente de terrazas,

depósitos glaciares y periglaciares, abanicos, conos de deyección y coluviones.

### *Terrazas fluviales*

Son el principal elemento deposicional, oscilando su potencia entre 2-5 m, llegando a superar en casos puntuales los 10 m. Los ríos que drenan las áreas montañosas, al contactar con las cuencas del Duero y Bierzo, labran los sedimentos terciarios y depositan varios niveles de terrazas.

La escala de este mapa obliga a agrupar los diferentes niveles de terraza del Duero, en cuatro horizontes principales; a pesar de que en algunos ríos se llegan a superar la decena de niveles. Así para los bordes occidental y norte se han distinguido:

- Terraza Superior.
- Terraza Media-Superior.
- Terraza Media-Inferior.
- Terraza Inferior.

Para la Cuenca del Bierzo los niveles se han agrupado en Terrazas Altas y Terrazas Bajas. En ocasiones las terrazas más altas se identifican con las plataformas aluviales de la etapa final del Neógeno; debido a que son muy difíciles de separar en sentido litoestratigráfico.

Todas ellas están constituidas por depósitos de gravas de gran tamaño y arenas principalmente, con una composición altamente cuarcítica (Foto 22). Estos materiales son arrasados desde los frentes montañosos elevados que circundan las cuencas terciarias, y también de los sedimentos terciarios que la rellenan.

Las terrazas están relacionadas con sistemas fluviales con abundante carga de gravas y baja sinuosidad. Representan el encajamiento de la red fluvial actual.

### *Llanuras de inundación y fondos de valle.*

Las llanuras de inundación de los cursos de agua principales son poco potentes pero pueden ser extensas. Están constituidas por gravas no consolidadas, de composición cuarcítica y matriz areno-limosa. En ellas pueden aparecer localmente charcas y lagunas que se corresponden con tramos de río abandonados.

Los fondos de valles constituyen las partes más bajas de los cursos de agua secundarios, que presentan un carácter estacional. Los conos de deyección adquieren importancia en ocasiones, en el desagüe de pequeños arroyos en las terrazas y en la llanura de inundación de los cursos principales.

### *Abanicos y conos*

En ambos casos se trata de depósitos con formas cónicas y planta semicircular producidos a partir de corrientes fluviales de alta energía (torrentes) al descargar y expandirse los

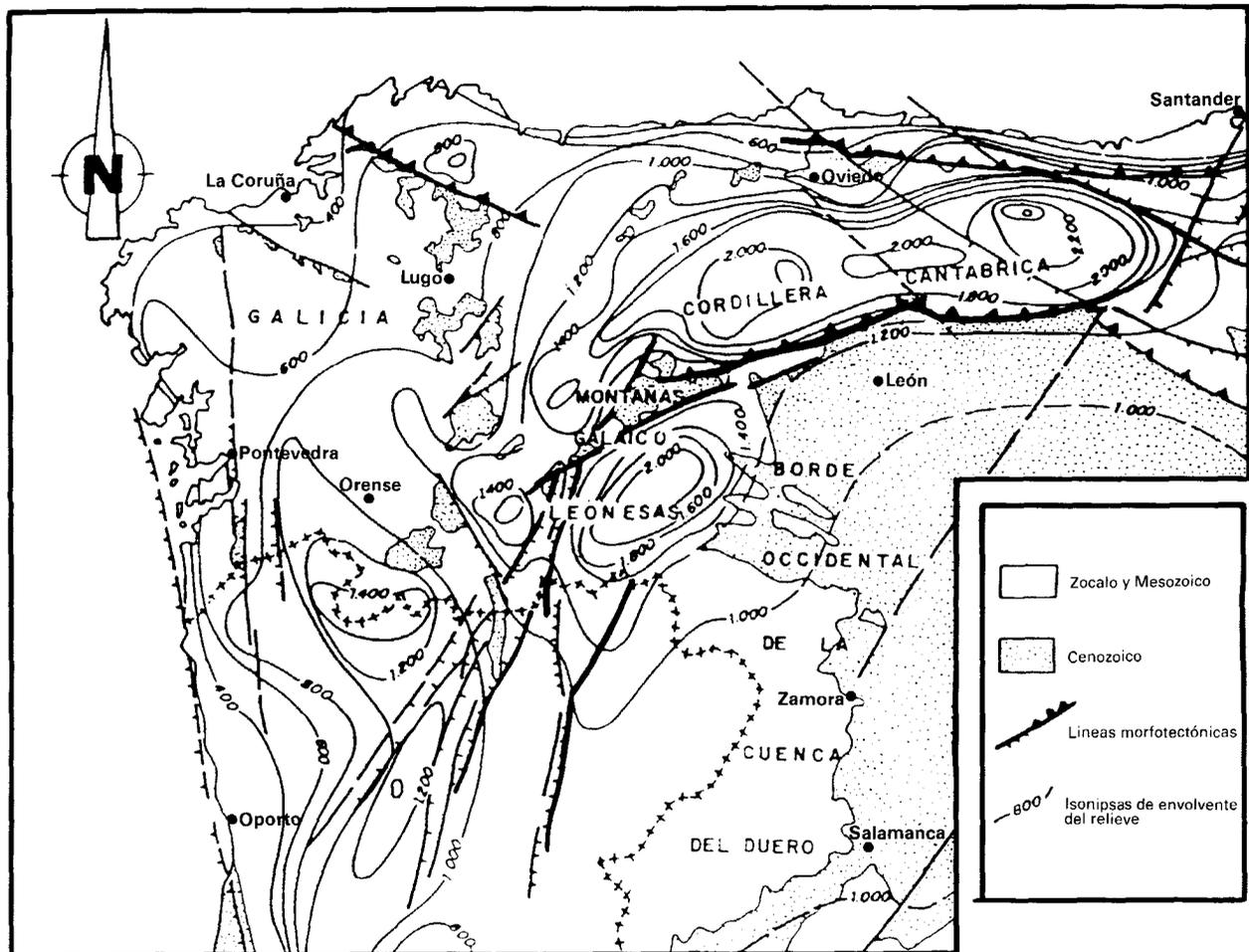


Fig. II. 30.- La bóveda montañosa del Noroeste Peninsular (Martín serrano, 1989).

materiales transportados por una zona más o menos llana. A la escala del mapa tienen poca representatividad, no obstante son significativos los ocasionados como consecuencia del laboreo minero efectuado por los Romanos ( Siglos I y II)., Entre estos destacan, el situado al SO de Las Omañas con 0'5 Km de radio; en el Bierzo, el abanico de Las Médulas (2 Km de radio) que al progradar sobre el valle obtuvo el arroyo de Valdeiro, reteniendo sus aguas y formando el lago de Carucedo y el de Paradeseca (0'8 Km de radio) en el Bierzo alto que también llegó a obturar el río Burbia.

Entre los abanicos cuaternarios s.l. de origen fluvial o fluvio-glaciar destacan los de Cabrillanes, Huergas de Babia y Riologo que alcanza los 2 Km de radio y que aparecen en ambas márgenes de la cabecera del río Luna.

Los conos son formas más pequeñas y de mayor pendiente, aparecen muy repartidos por todo el área montañosa y en las salidas de los valles que cortan a las series terciarias del interior de la depresión del Duero.

#### *Coluviones*

Corresponden a este grupo los depósitos originados por efectos de la gravedad y/o arroyada asociados a la evolución de las laderas, y que normalmente se superponen a todas las morfologías previas; los hay de muy diferentes tipos en función de la litología, granulometría y organización interna que presentan.

#### *Depósitos glaciares y periglaciares*

Se localizan en las zonas más elevadas de los macizos montañosos. Su edad se corresponde con la glaciación Würm (Pleistoceno superior).

Los depósitos de origen glaciar más importantes son los diversos tipos de morrenas. Resaltan sobre el paisaje por su topografía positiva y gracias a su alta preservación, aunque pueden sufrir retoques por los ríos.

Asociados a este glaciario existen depósitos periglaciares como son coladas de soliflucción, derrubios ordenados, campos de piedras, etc.

## II.5.2. GEOMORFOLOGÍA

En el análisis geomorfológico del territorio comprendido en la provincia de León es necesario considerar dos condicionantes básicos:

- El sustrato rocoso hercínico, con incidencias directas tanto desde el punto de vista litológico como de la estructura que presentan; en suma, en función del armazón litotectónico de este sector del Macizo Ibérico, en la que sus directrices tienen un rumbo general NE-SO y E-O, describiendo un arco geológicamente conocido como Rodilla ó Arco Astúrico.

- La Geodinámica Alpina asociada a la evolución de los márgenes Atlántico y Cantábrico, y que es el agente generador de todos los relieves de rango fundamental. Esta región del Macizo Ibérico ante los esfuerzos a que se ve sometida durante su evolución alpina, se desnivela aprovechando fundamentalmente la extensa red de líneas de debilidad señaladas en el etapa tardi-hercínica pocas veces coincidente con la estructura hercínica propiamente dicha.

La visión integradora y simplificada en unidades morfoestructurales de rango superior (a nivel peninsular) permiten vislumbrar en el entorno en que se sitúa la provincia de León una gran bóveda de eje curvo que ocupa todo el NO peninsular (Fig. II.30), con dos zonas de máxima culminación perfectamente diferenciadas: Los Montes de León de rumbo general NE-SO, y la Cordillera Cantábrica con disposición E-O. El flanco meridional de ésta bóveda correspondería a la Depresión del Duero.

Esta gran bóveda que constituye en sentido amplio la Cordillera Cantábrica, como dominio orográfico adquiere su identidad después del ciclo Alpino. Se estructura así la Cordillera como un conjunto de bloques E-O que compartimentan tanto el continente como el margen continental. Esta elevación es debida a la convergencia de las placas Europea e Ibérica, con subducción incipiente hacia el Sur de la litosfera oceánica bajo Iberia. La intensidad y continuidad de los procesos erosivos que acompañan a éste levantamiento ha dado lugar a potentes formaciones sin-orogénicas que rellenan la Cuenca del Duero, la plataforma continental cantábrica y la Fosa Marginal Nor-Española. El modelado cuaternario sigue siendo erosivo por lo que el relieve actual es una continuación del existente en el Neógeno; el encajamiento de la red fluvial (Foto 25) es por tanto anterior al Cuaternario y simultáneo con los levantamientos alpinos.

La gran bóveda constituida por los Montes de León y la Cordillera Cantábrica delimitan en su evolución dos unidades morfoestructurales de primera magnitud bien caracterizadas, el Zócalo Hercínico y la Depresión del Duero (Fig. II.31); la primera de las cuales se puede subdividir a su vez en otras de rango menor con rasgos morfoestructurales propios y diferenciadores.

### II.5.2.1. Zócalo Hercínico

#### *Montes de León*

En los Montes de León (o Montes Galaico-Leoneses en la acepción de Martín Serrano, 1989) se diferencian dos conjuntos montañosos de rumbo general NE-SO con una zona central deprimida drenada por el Sil y que corresponde al Valle de Valdeorras (400 m.) y a la Depresión del Bierzo (500 m).

El Sil centraliza, aprovechando la depresión del Bierzo, todo el drenaje de la zona axial de la bóveda, caracterizándose por una fuerte incisión e importantes fenómenos de captu-



ra en cabecera (valle de Babia). La alineación más septentrional corresponde a la Sierra del Caurel, con cotas que superan los 1.600 m y la Sierra de Los Ancares con máximas culminaciones por encima de 1.800 m.

La otra alineación, más al SE, corresponde a la Sierra Segundera, Sierra de La Mina, Montes Aquilianos y Montes de León y Sierra del Coto, con altitudes entre 1.800-1.200 m y que marcan la divisoria Duero-Sil.

Entre los valles del Tera al S. y del Luna al N y sobre esta última alineación se superponen otras, transversales a la bóveda, bien definidas hacia Galicia y que van perdiendo importancia hacia la meseta. Tienen carácter lito-estructural y siguen por tanto rumbo hercínico (NO-SE); corresponden de S a N a la Sierra del Eje y Sierras de La Cabrera y del Teleno, con cotas que superan los 2.000 m pero que van perdiendo altitud progresivamente en las Sierras del Pinar, Casas Viejas y San Feliz, hasta alcanzar el nivel medio de la Meseta en la zona (750-800 m). Más al NE se sitúan las Sierras del Gistreo, Suspirón y Sierras de Villabandín-Filera que delimitan los valles de Valdesamario y Omañas.

#### *El Bierzo*

Los Montes de León separan de la Depresión del Duero a una cuenca intramontañosa que es la del Bierzo.

La Comarca del Bierzo se corresponde con una cuenca principal desdoblada en las cubetas de Ponferrada-Villafranca al oeste y Bembibre al este y que aparecen rodeadas por un conjunto de depresiones menores más o menos colgadas, mal individualizadas y situadas al O, NO y N como son las Médulas, Paradaseca, Finolledo, Fabero y Noceda, constituyendo el denominado Alto Bierzo.

Durante el Paleógeno el Bierzo estaba unido al resto de la Meseta septentrional (C. del Duero), pero es probablemente a mediados del Terciario cuando se produce el aislamiento de esta zona por causas claramente tectónicas.

El límite meridional de la depresión del Bierzo es el más abrupto y montañoso, aparece marcado por escarpes de falla NNE a NE y ONO a E-O. El borde septentrional, aunque también es neto se presenta como más escalonado ya que aparece rodeado por las depresiones menores, controladas asimismo por accidentes subparalelos a los del borde meridional. En las cubetas principales predomina en general el modelado fluvial, con amplias plataformas escalonadas correspondientes a terrazas fluviales.

#### *El Borde Zamorano-leonés*

El relieve diferencial zamorano-leonés se ubica entre las Omañas y el río Duero ya en la provincia de Zamora; el paisaje de la Unidad hasta que se sumerge bajo el terciario de la Cuenca del Duero está en sus rasgos fundamentales definido por las viejas estructuras hercínicas. Allí el relieve

«aplanado» del Macizo Hespérico está interrumpido por un conjunto paralelo de alineaciones montañosas de rocas duras, fundamentalmente cuarcitas, de rumbo hercínico con carácter apalachiano, de dirección ONO-ESE. Las litologías más resistentes corresponden en primer lugar a la cuarcita Armoricana (8) que corresponden a las sierras de La Cabrera, El Teleno y Montes Aquilianos y en segundo lugar las cuarcitas de la Serie de los Cabos (5-6) del Cámbrico-Ordovícico y las cuarcitas y calizas de la formación Cándana y Vegadeo (3-4) del Precámbrico-Cámbrico inferior. En el bloque arrasado que constituye el zócalo del flanco SO de la bóveda, las profundas penetraciones de los sedimentos de la Cuenca del Duero adentrándose en el mismo, dan lugar a un contacto lobulado que pone fin a un paisaje que arranca desde las altas cumbres de la Segundera y de los Montes de León. Los cordales de la Maragatería, las Sierras de El Teleno y La Cabrera, junto con los valles que delimitan, Tuerto, Turienzo, Duerna y Eria son los elementos principales de una única y homogénea unidad morfotectónica, que se prolonga hasta Zamora, elevada por el NO hasta el escalón del Bierzo y hundida por el SE bajo el Neógeno de la cuenca del Duero

El desdoblamiento del paleorrelieve apalachiano supone la consideración de dos referencias fundamentales: el nivel de cumbres y un pedestal, el nivel general de la topografía sobre el que fluctúan las distintas penetraciones de los sedimentos del Terciario; este último, representado por un conjunto de formas maduras con carácter de penillanura parcial no es sino la continuación hacia el N de la penillanura Zamorano-Salmantina.

#### *Cordillera Cantábrica*

Corresponde a la máxima culminación de la bóveda, presenta por tanto el nivel topográfico más elevado.

Con límites netos y perfectamente marcados al N y S a nivel de Cordillera se presenta como un conjunto de bloques tectónicos progresivamente levantados hacia la Meseta que aparece desdibujados por erosión diferencial. Constituye un relieve muy compartimentado en macizos y depresiones con orientación predominante E-O, surcado a su vez por otros con dirección submeridiana.

Los límites provinciales quedan enmarcados en el conjunto de unidades morfoestructurales correspondientes a las denominadas Sierras Occidentales, Sierras Centrales y Meridionales y parte de los Picos de Europa.

En conjunto siguen las directrices hercínicas marcadas por la Rodilla Astúrica, presentando un relieve netamente diferencial debido a las variaciones litológicas, numerosas y de gran contraste en este Dominio estructural.

Los Picos de Europa constituyen un imponente macizo calcáreo (Foto 13) modelado intensamente por las acciones del glaciario y la karstificación; como Unidad responde a un

relieve estructural a su vez fuertemente resaltado por erosión diferencial con respecto a las pizarras y areniscas circundantes.

La Cordillera Cantábrica enlaza con el Macizo Galaico-Duriense mediante dos alineaciones principales que hacia el E se diversifican. La alineación septentrional coincidiendo con el eje de máxima culminación topográfica y con el límite provincial, correspondería a los relieves del Pico Miravalles (1.969 m), Cueto de Arbás (2.007 m), el Cornón (2.188 m), Sierra del Rebezo, Macizo de Saliencia en Peñas de Orniz (2.194 m), Peña Ubiña (2.417 m), Sierras de Casomera y Fuentes de Invierno (Agujas, 2.155 m), Picos de Mampodre (2.190 m), Mangayo, Peña Tén (2.140 m) y Macizo de Picos de Europa con las cotas máximas de la Cordillera (Peña Santa 2.596 m y Llambrión 2.617 m).

El borde meridional corresponden a las Sierras de Villabandín-Filera destacando hacia el E los Montes Pardaminos y Peña Corada (1.823 m). El extremo oriental de la Cordillera (a nivel provincial) viene marcado también por un conjunto de relieves con cotas importantes que conectan los Picos de Europa con las estribaciones más meridionales de la Cordillera (Sierra del Brezo), coinciden con la Sierra Cebolleda, Mediana (Coriscao 2.234 m), Macizo de Fuentes Carrionas (Peña Prieta 2.536 m; Curavacas, 2.520 m; Espigüete, 2.450 m), Orvillo (1.955 m) y Peña Lampa (1.805 m).

Todo el conjunto orográfico aparece surcado por profundas gargantas correspondientes en su totalidad a la red fluvial meseteña del Duero, constituida por los ríos Luna (Orbigo), Bernesga, Torio, Curueño, Porma, Esla, Cea y Carrión ya en Palencia. Las únicas excepciones corresponden al Valle de Valdeón y Sajambre surcados por los ríos Cares (Foto 25) y Sella que pertenecen a la vertiente cantábrica.

Los grandes relieves compactos o «macizos» son debidos a las competentes formaciones carbonatadas carboníferas que constituyen la «Caliza de Montaña» (formaciones Barcaliente (26) y Valdeteja (29) (Foto 11) y las «calizas de Picos de Europa» (37).

En segundo lugar en cuanto a volumen por ser menos potentes, pero que forman importantes cordales de gran continuidad lateral remarcado la estructuración hercínica destacan las cuarcitas ordovícicas de la Formación Barrios (5), las calizas de la Fm. Santa Lucía (18), las calizas de la Fm. Portilla (20) y las areniscas y conglomerados (21) del Devónico superior.

El levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica ha dado lugar a un importante proceso de erosión y vaciado del volumen montañoso. El proceso de levantamiento y ulterior erosión tiene características de tratarse de un fenómeno bastante continuo a lo largo del Terciario, de ahí que no se observen superficies de aplanamiento ni en el piedemonte, ni culminantes, como en otros lugares del Hespérico.

La ausencia de estos arrasamientos es evidente en todo el borde meridional, donde la cordillera presenta en general un

contacto abrupto y neto, propio del accidente tectónico de primera magnitud que representa (cabalgamiento frontal); a lo largo del «valle de contacto» aflora una estrecha orla de materiales cretácicos y paleógenos plegados y cabalgados por el zócalo, mientras que los neógenos, miocenos y pliocenos (rañas) los recubren horizontalmente, arrancando del mismo borde montañoso. Sin embargo, al Norte, a lo largo del Borde Litoral asturiano y las «Sierras Planas» si se conservan restos de aplanamientos, la mayoría de los casos de origen marino.

La asimetría tanto en estos aspectos morfológicos como en la repartición de volúmenes montañosos y el carácter de la red hidrográfica, unido a otros rasgos estrictamente geológicos como son distribución de cobertera mesozoica y el tipo de estructuras que han controlado el levantamiento indican también la clara asimetría de la bóveda montañosa con un flanco meridional de carácter «progradante» muy verticalizado; mientras que el flanco septentrional (Astur-Cantábrico) sería más «estable», largo y tendido; en conjunto por tanto podría asimilarse a un gigantesco relieve en cuesta.

#### II.5.2.2. La depresión del Duero

La Depresión del Duero es una extensa altiplanicie con una altitud media de 700-800 m. Se corresponde con la mayor de las cuencas interiores de la Meseta Ibérica, estando rellena por materiales continentales de edades comprendidas entre el Paleoceno y el Mioceno superior-Plioceno. Durante el Cuaternario ha sufrido un importante proceso de erosión, ocupando las formaciones superficiales de origen fluvial amplias extensiones. La Cuenca del Duero posee una entidad geográfica muy acusada debida en gran parte a su morfología.

El área comprendida en la Provincia de León al estar próxima a los relieves circundantes presenta valores altitudinales más altos, variando entre 750 y 1.200 metros.

Sin duda la morfogénesis fluvial es la gran protagonista del vaciado de la cuenca. La red fluvial principal y afluentes han vaciado con facilidad y profundamente los sedimentos terciarios (en general poco consistentes) que la colmatan en amplios sectores de la cuenca.

Así se han excavado valles, a veces tan amplios que llegan a constituir verdaderas llanuras; el paisaje de este sector de la Meseta Septentrional es un paisaje de llanuras y plataformas escalonadas a niveles que varían entre los 1.100 y los 750 m, de tal modo que las formas planas rebasan en superficie el área de afloramientos de sedimentos terciarios que corresponden a llanuras modeladas en lomas muy suaves (Fig. II.31).

Dentro del conjunto de formas de «relieve plano» podemos diferenciar los siguientes elementos o unidades morfológicas en función del sustrato sobre el que se emplazan.

A) Formas desarrolladas en el terciario horizontal que rellena las depresiones.

- Plataformas o altiplanicies: son superficies totalmente planas con un delgado manto de canturreal cuarcítico; son por tanto páramos detríticos, claramente diferentes de los páramos calcáreos del centro de la Cuenca. Los «altos páramos» leoneses corresponden a las rañas.
  - Terrazas y glacis con depósito relacionados con la disección fluvial.
- B) Superficies de erosión desarrolladas sobre el zócalo en el reborde montañoso occidental.
- «Pediment» Villafranquiense o «rampa de enlace» que suaviza el pie de los relieves montañosos en forma de superficie de erosión y que se prolonga y enlaza hacia las cuencas terciarias por la superficie de colmatación de las rañas.

### Las rañas

Las rañas son mantos conglomeráticos que se emplazan en áreas marginales de las cuencas o en las zonas peri-montañosas del Macizo Hespérico. Aparecen estrechamente ligadas al último episodio de colmatación de las cuencas terciarias, constituyendo el techo del piedemonte. Están conformadas por grandes abanicos aluviales coalescentes y muy planos.

Estas plataformas de topografía llana se prolongan la mayoría de las veces hacia el interior del zócalo hercínico mediante una superficie tipo «pediment».

En relación al resto de los depósitos inmediatamente subyacentes no tiene más elemento diferenciador que el morfológico, puesto que es el único depósito de todos aquellos que participan en dicho piedemonte que conserva su expresión morfológica original. Sin embargo, la distinción entre una plataforma original de colmatación y un relleno inicial (terracea alta) del período de incisión que lamina ligeramente la parte superior del piedemonte es de hecho, en muchos casos, convencional.

El piedemonte de las rañas de Guardo y Camposagrado desciende progresivamente hacia el sur (con pendiente que varía entre el 1'2 y el 0'3%) al NO de Sahagún y del Ferral a cotas próximas a los 980 m.

Las rañas más meridionales puesto que la topografía del piedemonte progresivamente va descendiendo, se sitúa como es lógico a cotas más bajas, así, la de Castrocontrigo-Nogarejas (río Eria) arranca de cotas próximas a 960 m y alcanza los 880 m con pendiente hacia el S-SE.

La extensión superficial de los afloramientos es variable en función del grado de disección que les afecta, alcanzado su máxima expresión en Guardo, Cistierna-Quintana del Monte, El Rabizo y Camposagrado; disminuyendo asimismo la potencia hacia el sur pasando de unos 5 metros a menos de dos; preservando sus depósitos groseros a los materiales más finos infrayacentes.

Litológicamente las rañas se componen mayoritariamente de cantos y gravas cuarcíticas cuyo tamaño y desgaste varía en función de la distalidad del depósito; presenta matriz arenosa-arcillosa rojiza o amarillenta abundante. Presenta rasgos sedimentológicos típicamente fluviales que pasan desde los torrenciales en cabecera a sistemas tipo «braided» en áreas medias o medio-distales.

Otro rasgo común a todas las rañas (y a las altas terrazas) es el desarrollo sobre ellas de suelos hidromórficos (Ultisoles) que tienen como característica más llamativa la presencia de un horizonte superficial de gravilla con pátina ferruginosa; los procesos de alteración del suelo han sido importantes, siendo frecuentes los fenómenos de rubefacción, decoloración y arenización de los cantos de cuarcita del depósito.

### Las Altas Superficies post-raña

Una alta superficie con depósito que parte de cotas en torno a los 1040 m y que constituye el interfluvio de los ríos Porcos, Tuerto y Orbigo, corresponde al abanico aluvial de la Fuente de la Majada con ápice situado hacia Villagatón, aunque no se conservan sus restos hasta Sueros de Cepeda por erosión del río Tuerto. La superficie conservada presenta un desarrollo radial de hasta 18 Km; más al Sur esta superficie enlaza mediante una suave ruptura de pendiente apenas perceptible sobre el terrero con la terraza más antigua del Orbigo.

El depósito es en todo semejante a las rañas y como tal podría considerarse. El hecho de que esté ligeramente encajado en la raña situada más al norte puede tener su explicación en el tipo de «solape» pues tienen distinta procedencia, aunque también puede deberse a la existencia de una incipiente erosión remontante.

Más al sur, ya en el límite del Mapa aparece otra alta superficie que corresponde al abanico aluvial de Las Pradizas, con ápice situado en Pobladura de Yuso, radio de unos 10-12 km y cotas que parten de 880 m y descienden hasta 820 m. El ápice estaría claramente encajado en la raña de Castrocontrigo-Nogarejas, y el extremo NE de su pie está encajando a su vez unos 6-8 m en la terraza alta (T2) del río Orbigo.

### Las terrazas fluviales

Por su extensión superficial son las terrazas fluviales (Foto 22) y los fondos aluviales los depósitos mejor representados en esta región de la depresión del Duero.

Los ríos Duerna, Tuerto, Orbigo (Luna), Bernesga, Esla y Cea, que nacen en los relieves paleozoicos de los Montes de León y de la Cordillera Cantábrica, drenan la depresión y han dejado a lo largo del Cuaternario sedimentos de acreción lateral que forman terrazas muy desarrolladas y bastante bien conservadas. Las llanuras correspondientes a las terrazas altas y medias dan lugar a los llamados páramos detríticos, y

muy singularmente a la comarca del Páramo leonés entre las riberas del Orbigo y el Esla. Son, por tanto las terrazas, los depósitos cuaternarios más representativos en la Depresión, alcanzando una extensión superficial considerable en el cuadrante NO (León) alrededor de los principales ejes de fluencia.

Los espesores de los aluviones son discretos, sobrepasando de forma excepcional los 10 m de potencia, oscilando los espesores medios entre 2-5 m. Las cargas transportadas por los sistemas fluviales son generalmente gruesas, cantos, gravas y arenas, con espectros litológicos variados pero en los que globalmente las cuarcitas y cuarzos son los elementos mayoritarios.

Sobre las terrazas más altas los procesos de alteración dominantes han sido la rubefacción acompañada de illuviación de arcillas e hidromorfismo, desarrollándose suelos del orden de los Altisoles (inceptisoles). Sobre las llanuras aluviales se desarrollan suelos del orden de los Entisoles.

La edad precisa de todos estos depósitos es muy problemática por la práctica ausencia de fauna y flora datable; no obstante se puede hacer algunas precisiones puesto que por una parte es evidente que a partir de las rañas se produce la jerarquización de la red fluvial y para éstas se admite de forma generalizada, aunque con las debidas reservas una edad Villafranquiense; todas las terrazas altas de los principales ríos pueden asignarse al Pleistoceno. Por otra parte, los datos arqueológicos relacionados con las terrazas son los únicos que aportan cierta información cronológica para las terrazas medias y altas. Pascual Castellanos encuentra industria lítica del Paleolítico inferior sobre las terrazas T2, T4 y T5 del río Bernesga, al Oeste de León (Fig. II.32), clasificándola como perteneciente al Acheliense medio. El hecho de que los restos no aparezcan en su posición original (in situ) limita la datación, pero en todo caso las terrazas más recientes (T4 y T5) serían contemporáneas o anteriores al período considerado (entre 400.000 y 128.000 años a.A.) (Fig. II.33).

El hecho de que la red fluvial que drena la cuenca del Duero tenga un nivel de base local meseteño, hace que influyan relativamente poco las oscilaciones de nivel marino, y que en general pueden considerarse el conjunto de terrazas como de tipo climático, asociadas a los frecuentes cambios de condiciones periglaciares y glaciares (templado-húmedas y frías-áridas) a lo largo del Pleistoceno.

Aunque en el Mapa Geológico se han agrupado las terrazas, por razones de representatividad debido a la escala, se citarán a continuación aquellos niveles más sobresaliente.

En el sistema de terrazas del río Orbigo se han llegado a identificar hasta 11 niveles de terrazas, sin embargo las más representativas son las que constituyen la Comarca del Páramo leonés, construido por el solapamiento escalonado de las terrazas altas T4-T5 (+50-60 m) Villadangos del Páramo, Las medias T6-T7 (+20-25 m, +18-19 m) Celadilla del Páramo y T8 (+13 -15 m) con numerosos escarpes intermedios.

Para el río Bernesga hay que diferenciar dos áreas muy diferentes; la primera hasta la altura del Ferral, en el que partiendo de la Superficie Alta de Camposagrado (raña a +200-180 m) se observan pequeños replanos intermedios (+150, +160 m) hasta la que se considera claramente la primera terraza T1(+130-150 m). La siguiente área se sitúa desde la altura de León capital hacia el sur; destacando las terrazas altas T2 (+85-90 m) La Virgen del Camino, T3 (+70-75 m) y T4 (+55-60 m), la terraza media T5 (+40 m) de Oteruelo de la Valdoncina y las terrazas bajas T6 (+10-12 m) de San Andrés del Rabanedo, Trobajo del Camino y Armunia; la llanura aluvial correspondería a la T7 (+4-8 m) sobre la que se sitúan el «Crucero», «Pinilla», Trobajo del Cerecedo y Vilecha.

En el Esla son representativos las terrazas altas T1 (+ 130 m) y T2 (+110-115 m), las medias situadas a +60 y +40 m y las bajas correspondientes a los niveles de +10 y +4-5 m.

El río Cea desarrolla un conjunto muy numeroso de terrazas con también numerosos, pero no muy acusados, escarpes intermedios. La manifiesta migración de este río hacia el Este ha dejado amplios depósitos en conjunto modelados como glaciares-terrazas y que localmente también se las denomina páramos. Entre las localidades de Almanza y Villmartín de Don Sancho y partiendo de la alta superficie aluvial (raña + 130 m) los niveles más representativos son los situados a +120 y +105 m de cota.

Al Oeste de Sahagún y desde Calzadilla de los Hermanillos hasta Gordaliza del Pino adquieren gran desarrollo las terrazas altas y medias correspondientes a los niveles de (+90-85 m), (+75-70 m), (+60 m), (+50-35 m), (+35-15 m) claramente modeladas en glaciares; las terrazas bajas se sitúan a (+10-5 m).

#### *El «Pediment» Villafranquiense*

El «pediment» Villafranquiense o Rampa de Enlace corresponde a una superficie tipo glacis erosivo con pendiente superior al 2%. Se trata en general de una superficie desnuda, carente de depósito y cubierta ocasionalmente por un manto de alteración delgado de carácter arenoso con escasos cantos cuarcíticos, algunos muy rubefactados.

Se conserva (aunque bastante incidido) en el piedemonte de Los Montes de León, fundamentalmente al pie de las estribaciones más sur-orientales de las Sierras del Gistreo-Suspirón y de Villabandín-La Filera. En el primer caso al NO de Quintana del Castillo y en las proximidades de San Félix de las Lavanderas situándose por encima de 1.110 m de cota y con pendiente hacia el S-SE.

En la segunda zona se conservan amplios replanos incididos que arrancan al pie de los relieves desde las localidades de Cornombre-La Urz (1.230-1.220 m.) con tendencia ONO-ESE pasando a la altura de Riello y más al Sur (1.170 m) a tendencia N-S para enlazar con la raña de las Omañas.

### II.5.2.3. Glaciarismo

La altitud media relativamente modesta de las cumbres montañosas que conforman los Montes de León y la Cordillera Cantábrica determinan que las huellas glaciares sean reducidas con respecto a otras cordilleras, aunque no por ello dejan de ser significativas (Fig. II.31).

Algunos autores consideran que pueden existir restos de glaciaciones pre-Würmienses, actualmente existe un consenso más o menos general respecto a que las formas y depósitos de origen glaciar que se reconocen en la Península corresponde a los distintos estadios o pulsaciones de la última glaciación cuaternaria (Fig. II.33).

Durante este periodo y para la región leonesa el nivel de nieves perpetuas se debió situar entre 1.400-1.700 metros, siendo la cota normal de descenso de las lenguas glaciares en los aparatos más desarrollados los 1.200 m; por debajo de 1.000-1.100 m desaparecen los efectos de la glaciación.

Los depósitos glaciares más frecuentes son las morrenas laterales y frontales, formadas por material grueso, bloques y cantos en una matriz gruesa a fina de tonos pardos y/o grisáceos. Son abundantes también los depósitos fluvio-glaciares y glacio-lacustres de borde morrénico.

En general, predominan las áreas degradadas por el hielo; circos, cubetas de sobre-excavación y valles glaciares; pero los depósitos y formas asociadas son en muchos casos difíciles de reconocer por estar retocadas por los modelados periglacial y fluvial; añadiéndose otra complicación cuando se desarrollan sobre macizos calcáreos, pues muchas formas glaciares son convergentes con las de la morfología kárstica.

En la región montañosa occidental se conservan glaciares de circo en las vertientes septentrionales de La Cabrera y El Teleno; todos los ríos con alguna entidad se inician en un circo glaciar, presentado valles (1.440-1.500 m) en forma de artesa más o menos retocadas. Hay también pequeños lagos de origen glaciar como el lago de La Baña (1.400 m) y el de Truchas (1.750 m) con cierre por morrena de arco frontal. Las Sierras del Caurel y Ancares (Foto 23) presentan las huellas de ocupación glaciar más claras y mejor conservada también en su vertiente septentrional, con glaciares que pudieron descender hasta los 900 m de cota. En la cabecera del río Burbia y en los valles de Ancares y Fornela se reconocen circos a 1.600-1.700 m, depósitos fluvio-glaciares y escasas morrenas laterales, al igual que en la Sierra del Gistreo en los valles del río Urdiales y de La Tejera.

Al Sur y Oeste de Villablino en la vertiente septentrional del Nevadín (2.082) y en el Puerto de Valdeprado existen depósitos fluvio-glaciares, pequeñas lagunas y circos glaciares entre 1.900-1.700 m.

En la Cordillera Cantábrica propiamente dicha, y de oeste a este, citaremos en primer lugar los restos glaciares en toda la región de la Babia alta, cabecera de los ríos Sil y Luna.

Los aparatos glaciares desarrollados en los relieves al sur del Luna responden a glaciares de circo con buen desarrollo de morrenas de cierre o frontales con una o varias crestas que llegan hasta los 1.500-1600 m, como las que aparecen en el Valle de Riolago o en la vertiente septentrional del alto de Los Churros (1.991 m). Por el contrario, los desarrollados en la margen izquierda responden a glaciares de lengua, que no sobrepasarían en ningún caso los 4 Km. de longitud, con buen desarrollo de morrenas laterales y arcos morrénicos (1.300 m); en las cabeceras de acumulación se observan cubetas de sobre-excavación actualmente ocupadas por lagunas ó turberas como el Lago de Babia.

El Macizo de Saliencia presenta una de las morfologías glaciares mejor desarrolladas sobre todo hacia la vertiente cantábrica. Los glaciares se ven favorecidos por el relieve estructural, coincidiendo con una cubeta sinclinal de calizas de Montaña con núcleo pizarroso fácilmente erosionable.

La ancha y elevada plataforma de las Duernas (2.000-2.200 m) actuó como un gran circo estructural en el que se conservan circos, lagos, turberas, depósitos morrénicos y umbrales de confluencia correspondientes a 12 glaciares principales, 5 afluentes y pequeños glaciares de cresta; los más representativos, se sitúan en la vertiente asturiana y corresponden con los glaciares de Saliencia, Camayor y Valle del Lago con lenguas de hasta 8 km de recorrido.

En la vertiente meridional, en las cabeceras de los afluentes al Sil y Luna se emplazaron (1.700-1800 m) los glaciares de Circo de La Majúa, Morronegro y La Forcada. El glaciar de Cebolledo (afluente del Sil) llegó a alcanzar 4 km de longitud entre los 2.000-1.600 m de cota.

En la zona de Peña Ubiña se presentan diversas morrenas y circos bien conservados orientados al N y NE; en la vertiente leonesa se conservan pequeños arcos morrénicos entre 1.800-1.900 m al NE de Torrebarrio.

En las cabeceras de las cuencas del Pajares y Bernesga los circos aparecen en laderas orientadas al norte de cordales que superan los 1.700 m en las zonas del Brañilín y Collada de Cármenes, tratándose normalmente de circos abiertos. Los valles glaciares más significativos son los de Viadangos y el de Busdongo con depósitos morrénicos entre 1.600-1.300 m; otros depósitos morrénicos muy característicos son los que aparecen en Casares de Arbás.

Sobre la Sierra de Casomera los circos y depósitos fluvio-glaciares están mal conservados pues la incisión fluvial sobre materiales esencialmente pizarrosos han desdibujado los mismos. Glaciares rocosos, circos glaciares, morrenas y pequeños lagos son frecuentes por encima de 1.500 m en la zona del Puerto de Vegarada, al N del Puerto de San Isidro y al O y S del Puerto de Tarna.

En el Mampodre (2.190 m.) se distinguen varios focos glaciares, los más importantes corresponden a los arroyos Valverde y Caguezo en la vertiente norte del macizo; con un grado de conservación excelente.

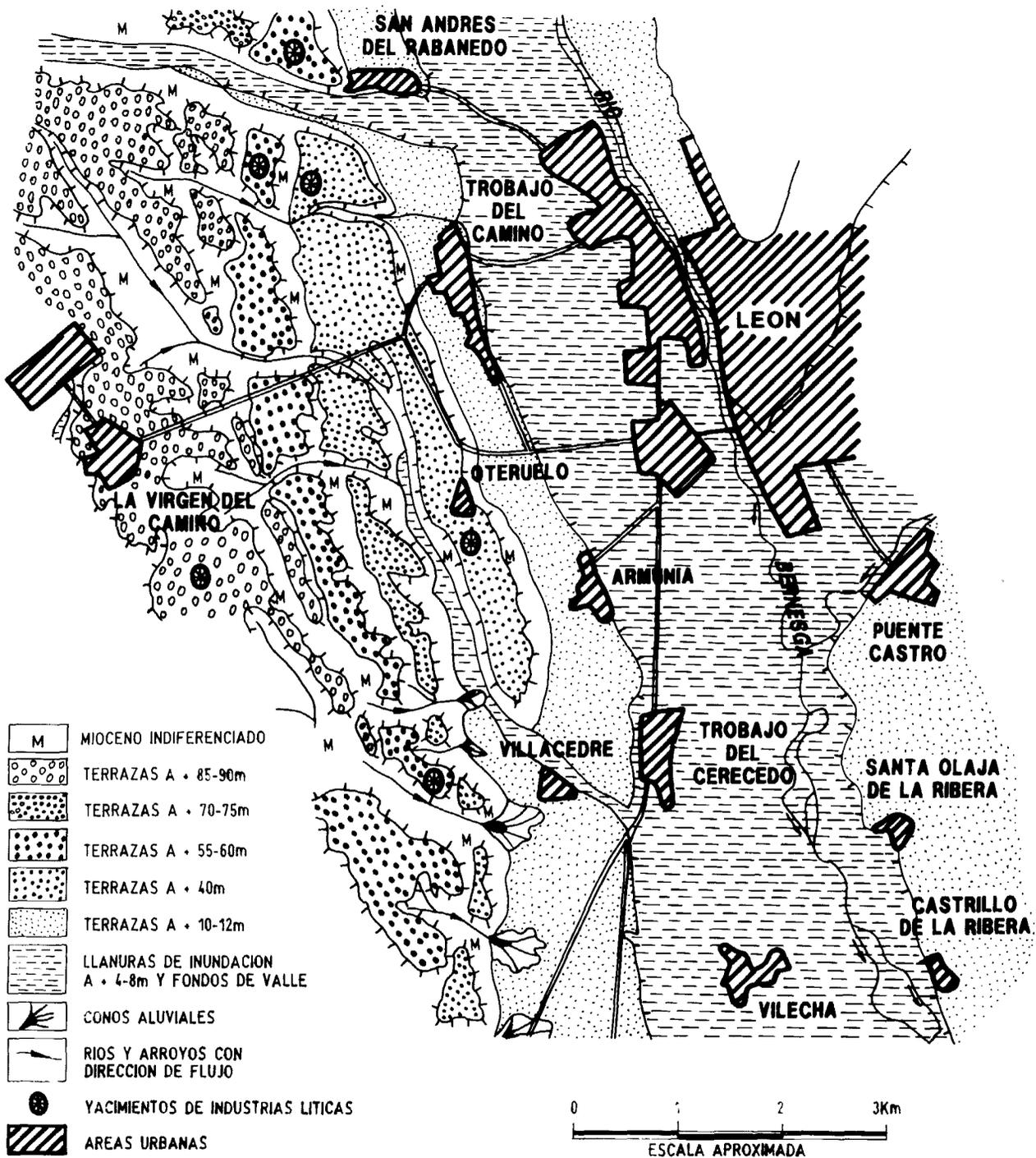


Fig. II. 32. - Esquema geomorfológico y situación de los yacimientos paleolíticos de la terraza altas del Río Bernesga al O de León. Rodríguez Fernández *in*; Castellanos, 1986).

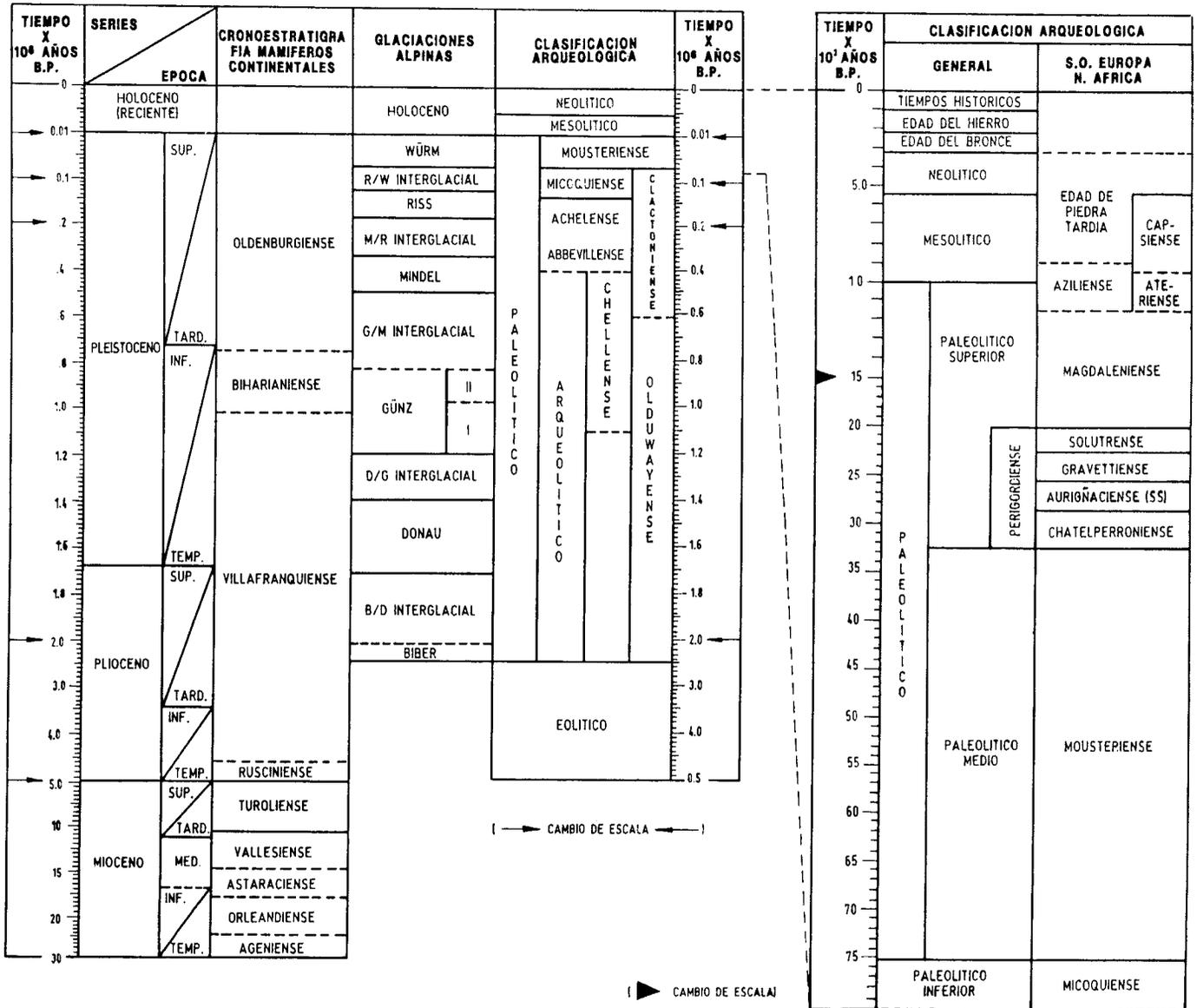


Fig.II.33.- Cuadro cronestratigráfico del Neógeno-Cuaternario en medios continentales y escala arqueológica (tomado de la Elsevier Geological Time Table, 1987).

Sobre la vertiente norte de la crestería de Gildar-Montó (1.900-2.000 m), cabecera del río Cares, aparecen tres grandes circos glaciares (3-4 km<sup>2</sup>) y los valles (2'5-3 km) de Frañana, El Cable y Llalambres con morrenas de fondo y laterales.

En Picos de Europa las manifestaciones más importantes se encuentran fuera de los límites provinciales (Lagos de Covadonga, Llanos de Aliva...) situándose los fuentes glaciares entre los 1.000-1.100 m de altitud; al tratarse de un macizo calcáreo se desarrollan con profusión las formas glacio-kársticas.

Por último el glaciario del macizo de Fuentes Carrionas tuvo un gran desarrollo con numerosos circos, zonas de sobreexcavación (lagos) (Foto 36), umbrales y morrenas; los valles glaciares más espectaculares son los de Cardaño de Arriba y del Carrión, con recorrido máximo en éste último caso de 13 km; también son buen ejemplo los valles glaciares de Lechada, Naranco y Gustalapedra, al pie de Peña Prieta (2.536 m).

#### II.5.2.4. Evolución morfogenética

La morfogénesis terciaria sobre el Macizo hespérico se caracteriza por el relleno y colmatación de las cuencas intramontañosas con la consiguiente construcción de piedemontes. La sedimentación terciaria es endorreica caracterizándose en el entorno de León por ser materiales esencialmente detríticos y de origen fluvial. La organización del drenaje es por tanto simultánea al levantamiento de los bloques montañosos durante las pulsaciones alpinas, que son los que determinan a su vez la génesis y el relleno de las cuencas interiores.

Con posterioridad a la generación de los piedemontes del Plio-Pleistoceno es cuando se instala un régimen claramente exorreico, que se alcanza desde el Atlántico bajo un clima más cálido y húmedo que el actual.

Durante el Mioceno medio y superior las temperaturas elevadas provocaron una elevada evaporación no compensada por precipitaciones (a la vez insuficientes) que ocasionaron dentro de un régimen endorreico la sedimentación de yesos y sales en las partes centrales de la cuenca del Duero.

El paso a los depósitos calcáreos culminantes (calizas de los páramos) supone un balance hídrico más compensado, con precipitaciones más importantes y una mayor dilución de las aguas. También podría argumentarse que las «calizas de los páramos» se depositan ya en un régimen no del todo confinado, es decir semi-endorreico, precipitando tan sólo las sales más insolubles, siendo las demás evacuadas hacia el mar. Esta última hipótesis supondría por tanto que la acción remontante de los cursos fluviales atlánticos ha alcanzado en ese momento a la Meseta y comienza el exorreismo y la jerarquización de la red fluvial. Durante el Villafranchense (Fig. II.33) se viene atribuyendo la formación de gran parte de las «rañas» y de los «pediment», iden-

tificándose un clima predominantemente cálido y húmedo con una o dos oscilaciones.

A partir del Villafranchense, las grandes crisis climáticas de sequedad y frío del Cuaternario vienen determinadas por los máximos fríos de los periodos glaciares. A lo largo del Pleistoceno la Península tuvo un régimen climático algo diferente y mucho más suave al que dominaba en el resto de Europa; tan sólo las últimas fases frías del Cuaternario (Würm, en la terminología Alpina) parecen haber afectado de manera directa y con manifestaciones clarísimas, en forma de focos glaciares y fenómenos periglaciares a nuestra Península en relación con los principales relieves montañosos. Identificándose así mismo una relativa alternancia de faunas frías y cálidas ya en el Paleolítico medio.

La evolución fluvial cuaternaria se inicia desde la alta plataforma aluvial, las «rañas», techo del piedemonte (Neógeno) más moderno. El débil encajamiento en ella de las terrazas más altas implica condiciones relativamente estables que favorecen la meteorización de los aluviones.

La red hidrográfica sobre el Macizo Hespérico y Cuenca del Duero presenta un encajamiento moderado, con persistencia en los ríos leoneses de valles amplios y perfiles suaves todavía acordes con un antiguo paleonivel de base, aspecto en nada parecido con la fuerte incisión de influencia atlántica de las regiones occidentales y septentrionales.

Los Montes de León presentan una fuerte disimetría fluvial, la potente disección de la fachada Berciana, contrasta con los valles relativamente amplios de la vertiente castellana, pues, mientras que en ésta última, los restos del piedemonte neógeno se conservan a unos 100-150 m sobre el fondo de los valles actuales, sus equivalentes en el Bierzo se encuentran a unos 350-400 metros. Sobre la vertiente meridional la erosión vertical ha estado «bloqueada» y actualmente hasta cierto punto ralentizada por la permanencia de un nivel de base (meseteño) elevado.

El modelado más reciente está capitalizado por la disección fluvial, sin despreciar las acciones glaciares y periglaciares en las áreas montañosas. En la actualidad el sistema de erosión que predomina, es un sistema pluvio-fluvial, propio del clima mediterráneo continental.

Las precipitaciones de otoño y primavera producen apreciables crecidas en los ríos, aumentando su capacidad de erosión y transporte acarreado materiales de las terrazas marginales y del sustrato terciario; la sedimentación se produce en zonas localizadas del cauce en cuanto se produce un descenso en el caudal de los mismos, y en los cursos menores en las salidas a los valles principales. Sobre los materiales terciarios es frecuente la erosión y pérdida del suelo, abriéndose numerosas cárcavas en áreas puntuales.

#### BIBLIOGRAFÍA (Cuaternario y Geomorfología)

AGUIRRE (1989), ALONSO HERRERO (1987), BERTRAND (1971), CASTELLANOS (1986), HERAIL (1984), MARTIN-SERRANO (1988 a y b, 1991), PLANS (1970), SUÁREZ *et al.* (in litt.)

### III. TECTÓNICA

#### III.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista de la Geología Estructural el sustrato rocoso de la Provincia de León puede agruparse en dos conjuntos con características marcadamente diferentes. Por un lado los materiales más antiguos, precámbricos y paleozoicos, muestran una estructuración muy compleja, encontrándose intensamente plegados y fracturados, mientras que los de edad mesozoica y terciaria afloran prácticamente indeformados (horizontales) a no ser en las cercanías de los afloramientos paleozoicos en donde muestran una ligera estructuración. Los primeros afloran en la parte montañosa de la Provincia, constituida por la Cordillera Cantábrica y los Montes de León, mientras que los materiales mesozoico-terciarios ocupan las áreas topográficamente más deprimidas de la Depresión del Bierzo y de la Submeseta Norte (Cuenca del Duero).

La deformación de este sustrato se ha producido en su mayor parte durante la Orogénesis Hercínica, que tuvo lugar en la Península Ibérica entre el Devónico Superior y el Carbonífero Superior (370-300 m.a.), si bien existen indicios de una deformación anterior en los materiales precámbricos, que aunque de escasa intensidad en toda esta zona, dio lugar a una importante disconformidad estratigráfica (Discordancia de Irede). Durante la Orogénesis Alpina (60-30 m.a.) el edificio estructural creado durante la Orogénesis Hercínica apenas se modifica aunque se produce el rejuego de numerosas estructuras, principalmente fallas. El rejuego de estas fracturas da lugar al levantamiento generalizado de una parte importante de la antigua cordillera de plegamiento hercínica que se encuentra cabalgando actualmente a sedimentos miocenos del borde norte de la Cuenca del Duero.

En base a lo anteriormente expuesto pasaremos a describir de manera más pormenorizada la estructura geológica del sustrato de la provincia de León. Esta descripción se realizará de forma cronológica, desde las estructuras o deformaciones más antiguas a las más modernas, de manera que vayamos reconstruyendo el levantamiento de las distintas cordilleras de plegamiento.

#### III.2. LA ESTRUCTURACIÓN PREHERCÍNICA

Existen evidencias de por lo menos dos deformaciones precámbricas. La más reciente (aprox. 600 m.a.) y mejor conservada fue puesta en evidencia por la existencia de una importante discordancia cerca del límite Proterozoico-Paleozoico (Foto 1) y por la presencia de numerosos pliegues asimétricos, muy abundantes en la zona de la Ventana Tectónica de Villabandín. Estas estructuras están poco apretadas y presentan uno de los flancos en posición vertical o incluso invertida; geometría que se obtiene del elevado ángulo de la discordancia en algunas zonas y la presencia de pliegues de tipo «facing down» (Fig. III.1). Esta deformación no da lugar a foliaciones tectónicas importantes.

Por otro lado se encuentran indicios de la presencia de una estructuración anterior intraprecámbrica de naturaleza y edad incierta, puesta de manifiesto por la presencia de cantos de rocas deformadas. Estos cantos aparecen rellenando el fondo de paleocanales en la parte superior de la serie precámbrica y muestran al microscopio foliaciones de distintos tipos (esquistosidades primarias, de crenulación, fabricas miloníticas etc.) que indican el desarrollo de un evento tectónico importante.

#### BIBLIOGRAFÍA

GUTIÉRREZ ALONSO *et al.* (1990), GUTIÉRREZ ALONSO Y VILLAR (1989), LOTZE (1956), PÉREZ ESTAUN (1973), MARTÍN PARRA (1989).

#### III.3. LA ESTRUCTURACIÓN HERCÍNICA

El proceso orogénico hercínico es, como hemos dicho anteriormente, el más importante de entre los que han determinado la estructuración del sustrato de la Provincia de León, y es el que mayor número y variedad de estructuras ha generado. Esta orogénesis ha dado lugar a una importante cordillera de plegamiento que aflora formando un arco o virgación en la mitad occidental de la Península Ibérica (Fig. III.2); en lo que ha sido denominado Macizo Hespérico por diversos autores y en el que las estructuras más importantes

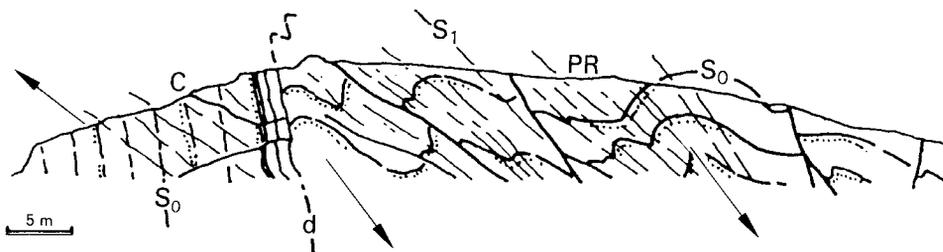


Fig. III.1.- Corte del contacto entre las formaciones Mora (PR) y Herrería (C) en la carretera de la Magdalena a Barrios de Luna, junto a la desviación de Portilla de Luna. Las flechas marcan la polaridad de la serie estratigráfica, S<sub>0</sub>- Estratificación, S<sub>1</sub>- Esquistosidad hercínica de primera fase. (Pérez Estaún, 1973).

son los cabalgamientos y los pliegues relacionados con estos (Fig. III.2). Dichos cabalgamientos son responsables de las grandes diferencias estratigráficas que se advierten en el paleozoico de O a E y que se producen al acercarse, dominios paleogeográficos originalmente alejados entre sí.

El Macizo Hespérico es uno de los retazos mejor conservados de la antigua Cordillera Varisca, que se produjo por la colisión a finales del periodo Devónico de dos grandes masas continentales, Gondwana y Laurentia, situadas a ambos lados de un primitivo océano (Protoatlántico o Iapetus), que se cerró durante esta colisión (Fig. III.3).

Como todas las cordilleras de plegamiento, la Cordillera Varisca peninsular presenta una gran variación en cuanto a su estilo y gradiente (intensidad) de deformación. Este gradiente disminuye junto con el magmatismo (rocas ígneas) desde las zonas internas, situadas al occidente y próximas al lugar donde tuvo lugar la colisión, hasta las zonas externas, situadas en su parte más oriental. Dichas zonas externas de la cadena darían a su vez paso a una zona no deformada o antepaís; que sin embargo no es visible, por encontrarse cubierto por los sedimentos mesozoicos y terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica, situada al NE del área comprendida en el Mapa Geológico de León.

La variación del gradiente de deformación puede caracterizarse por el tipo de estructuras tectónicas que aparecen, que son fruto en su mayor parte, de unas condiciones de Presión (P) y Temperatura (T) determinadas y distintas en cada punto, constituyendo lo que se ha denominado metamorfismo. El metamorfismo aumenta la plasticidad de las rocas favoreciendo la presencia de deformación interna y el desarrollo de estructuras dúctiles, disminuyendo como la deformación y el magmatismo de O a E, pudiendo encontrarse dentro de la Cordillera Hercínica, rocas que han estado sometidas a condiciones metamórficas de alto grado (catazonales), medio (mesozonales), bajo (epizonales) o muy bajo (anquizonales).

En base a lo anteriormente expuesto en el sector NO del Macizo Hespérico pueden distinguirse una serie de zonas estructurales que de más interna a más externa son: Zona de Galicia Media-Tras os Montes, Zona Centroibérica, Zona Asturoccidental-Leonesa y Zona Cantábrica, de las cuales excepto la primera, todas están representadas en el Mapa de León (Fig. III.2).

– La *Zona de Galicia Media-Tras os Montes (ZGTM)*, (Fig. III.2) se caracteriza por la presencia de una importante deformación de tipo generalmente dúctil favorecida por la presencia de un importante metamorfismo regional que varía desde condiciones epizonales a catazonales, en condiciones generalmente de baja presión. A este metamorfismo regional se le superpone un plutonometamorfismo relacionado con una intensa actividad magmática. Esta zona presenta como particularidad la presencia de grandes unidades alóctonas (cabalgantes) que contienen rocas básicas y ultrabásicas con afinidades oceánicas, que en ocasiones

se han visto sometidas a un metamorfismo catazonal de alta presión. Estas rocas aparecen dentro de los denominados complejos de Ordenes, Cabo Ortegal, Malpica-Tuy (Fig. III.2), Morais y Bragança, estos dos últimos situados en Portugal. Representan los restos de la primitiva corteza del océano protoatlántico que han quedado superpuestas a la corteza continental de Gondwana, durante el choque de esta placa con la Laurasiática.

- La *Zona Centroibérica (ZCI)* presenta una deformación polifásica con características dúctiles a dúctiles-frágiles fruto de unas condiciones metamórficas similares a las de la zona anterior, con una disminución clara del magmatismo y por lo tanto del plutonometamorfismo hacia el Sur, en el límite con la Zona Asturoccidental-Leonesa. Esto último puede observarse en el Mapa Geológico de León, en el que el área del Sinclinorio de Truchas aparece prácticamente libre de cuerpos ígneos intrusivos.
- La *Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)* se caracteriza por una deformación polifásica de dúctil a frágil, acompañada por un metamorfismo que varía de mesozonal a epizonal hacia el contacto con la Zona Cantábrica. El Magmatismo es más escaso que en las dos zonas anteriores, concentrándose en dos alineaciones (Fig. IV.3) que de O a E han sido denominadas:

Alineación de Vivero-Lugo-Sarria, situada cerca de la Falla de Vivero, en el contacto con la Zona Centroibérica, presenta los apuntamientos ígneos más importantes y a ella pertenecería el pequeño granito de Cadafresnas.

Alineación de Boal-Los Ancares, situada por delante del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, constituida por seis apuntamientos de tamaño medio-pequeño de los cuales en el Mapa Geológico de León afloran los de Ancares, Campo del Agua y Ponferrada.

- La *Zona Cantábrica (ZC)* es la más externa de las que componen el Orogéno Hercínico del NO peninsular, la deformación se ha realizado en condiciones superficiales, sin apenas metamorfismo y por lo tanto en condiciones claramente frágiles. El magmatismo es muy poco frecuente concentrándose en su mayor parte en la zona oriental en forma de diques, sills y algunos apuntamientos de pequeño tamaño.

Una vez establecidas las principales características de las distintas zonas pasaremos a hacer una descripción más pormenorizada de aquellas que aparecen enmarcadas en los límites de la Provincia de León. Esta descripción se hará comenzando desde las zonas más internas (que han sido las primeras en deformarse) a las más externas, de manera que se pueda establecer al final una evolución estructural para este sector de la Cadena Varisca.

#### BIBLIOGRAFÍA

FARIAS *et al.* (1987), JULIVERT (1971), LOTZE (1945), SUÁREZ *et al.* (1990).

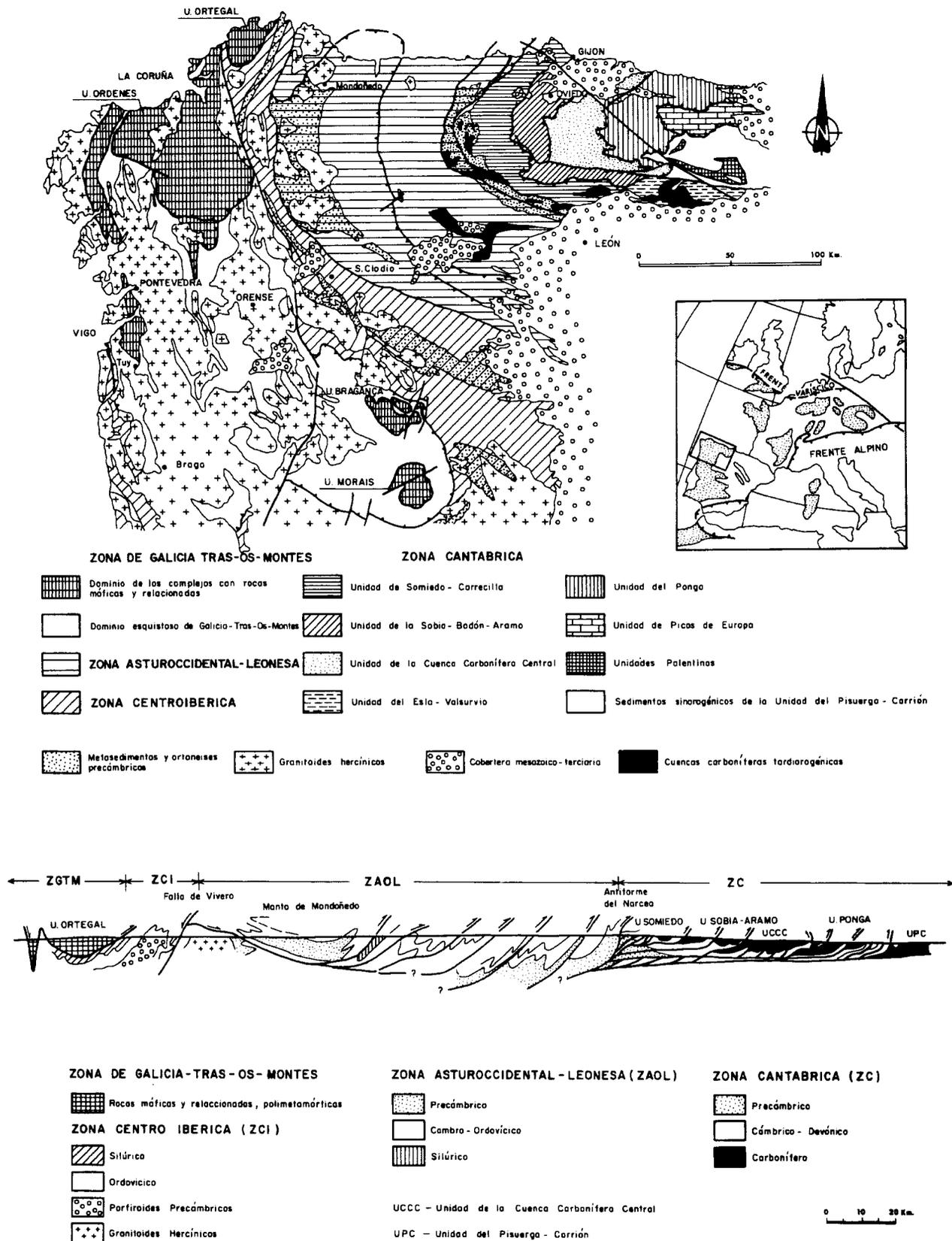


Fig. III. 2.- División en zonas y dominios del sector NO del Macizo ibérico (Farias et al., 1987). Corte geológico idealizado a través de este sector. (AN- Antiforme del Naceo, USC- Unidad de Comiedo-Correcillas, USB- Unidad de la Sobio-Bodón, CCC- Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, UP- Unidad del Pongo, UPC- Unidad del Pisuerga-Carrión).

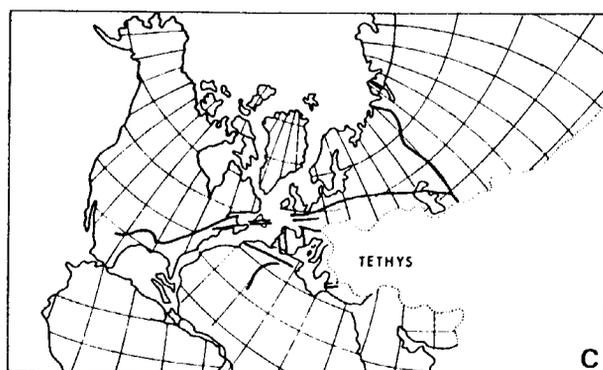
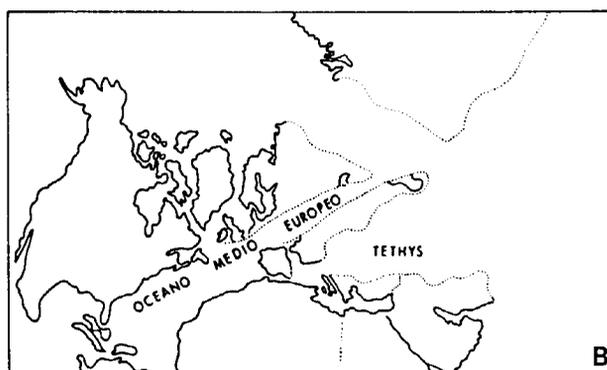
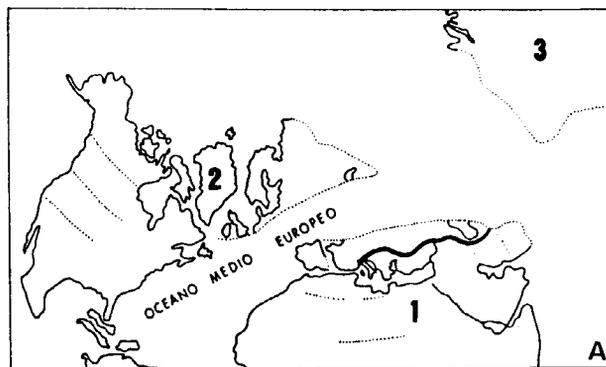


Fig. III. 3.- Posición de las masas continentales a finales del Paleozoico: **A-** Durante el Devónico Superior, poco antes del comienzo de la colisión (1) Gondwana (2) Laurentia (3) Asia. **B-** Durante el Carbonífero, época de máxima actividad orogénica, con el Océano Medio Europeo (Iapetus) muy restringido y el Tethys en expansión. **C-** Durante el Pérmico con las masas continentales unidas en el supercontinente Pangea. (Johnson, 1973).

### III.3.1. LA ZONA CENTROIBÉRICA (ZCI)

Es la más occidental e interna desde el punto de vista estructural, de las tres que aparecen representadas en la Provincia de León. La Zona Centroibérica (ZCI) aparece tradicionalmente subdividida en dos dominios (Fig. III.4), de los cuales únicamente aparece representado en este estudio el más oriental o del Olló de Sapo al que pertenece el Sinclinorio de Truchas.

La Zona Centroibérica aparece separada de la Zona Asturoccidental-Leonesa por una importante fractura, la Falla del Morredero (Figs. III.2 y 5), que es prolongación de la de Vivero situada más al Norte. Esta fractura presenta en la actualidad un juego normal, con hundimiento del bloque occidental, que posiblemente enmascara un importante cabalgamiento anterior (Foto 26).

El Dominio del Olló de Sapo aparece definido cartográficamente dentro del Mapa de León, por una gran estructura sinclinal (Sinclinorio de Truchas) de trazado NO-SE y ligera vergencia al SO. Dicho sinclinorio da paso en las proximidades de la falla de Vivero, a una estructura anticlinal más reducida conocida como Anticlinal del Teleno (Fig. III.5), de trazado similar al anterior, pero de plano axial subvertical. Es significativo de este dominio de la Zona Centroibérica, la escasa presencia de cabalgamientos, los cuales aparecen circunscritos a su borde oriental. Esto determina la presencia de una gran lamina cabalgante, apenas compartimentada, a la que va asociado un pliegue de gran longitud de onda (Sinclinorio de Truchas)

Esta estructura a gran escala, es el resultado final de un proceso deformativo polifásico en el que pueden diferenciarse hasta tres generaciones (Fases) de estructuras y microestructuras superpuestas que presentan en este dominio las siguientes características:

- La *Primera Fase* es la mejor desarrollada, da lugar a un gran número de pliegues de dirección ONO-ESE (Fig. III.5), pequeña longitud de onda y escala variada, que aparecen perfectamente dibujados en cartografía por la Cuarcita Armoricana (Foto 2). Se trata de pliegues asimétricos (Fig. III.6.II), tumbados a subverticales y vergentes al N o NNE que llevan asociada una esquistosidad muy bien desarrollada de plano axial. El pliegue más representativo de esta fase es el Anticlinal del Teleno.
- La *Segunda Fase* origina cabalgamientos (Fig. III.6.II) y micropliegues de ejes generalmente curvos que llevan asociada una esquistosidad de crenulación muy espaciada. Estructuras asimilables a esta fase son muy escasas en este dominio, siendo localmente importantes en las proximidades de la falla de Vivero, probablemente en relación con el cabalgamiento original que superpuso este dominio al de Mondoñedo-Peñalba de la Zona Asturoccidental-Leonesa.
- La *Tercera Fase* de deformación es retrovergente y prácticamente homoaxial con la primera (Figs. III.6 y 7); dan-

do lugar a pliegues de amplia longitud de onda (Sinclinal de Truchas, Fig. III.7) que llevan asociada una esquistosidad de crenulación espaciada e irregularmente distribuida. Estos pliegues se encuentran deformando a los pliegues anteriores de Fase 1, de manera que en el flanco S del Sinclinorio de Truchas tanto los planos axiales como la esquistosidad ligada a estos pliegues se encuentran subhorizontales o ligeramente inclinados al SE (20-40°), mientras que en el flanco N se encuentran verticales o fuertemente inclinados. Esta rotación de las estructuras de F1 es debida a la verticalización del flanco N del Sinclinal de Truchas y viene condicionada por la presencia de numerosos cabalgamientos en dicho flanco.

Toda esta deformación se ha realizado bajo unas condiciones metamórficas sincinemáticas (sintectónicas) de bajo grado. El clímax metamórfico se produce entre las fases 1 y 2 originando la neoformación de minerales y su orientación paralela a la foliación principal. La práctica totalidad del área se encuentra incluida en la Zona de la Clorita (Fig. III.8), pudiendo alcanzar localmente la Zona de la Biotita.

### BIBLIOGRAFÍA

AZOR *et al.* (1992), BARROS LORENZO (1989), CAPDEVILA (1968); DÍAZ BALDA *et al.* (1990), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1990, 1992), LOTZE (1945), PÉREZ ESTAUN (1978).

### III.3.2. LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (ZAOL)

La Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) presenta en términos generales una estructura caracterizada por la presencia de numerosos cabalgamientos y pliegues de gran tamaño, cuya situación y nomenclatura se muestra en las figuras III.5 y 7. La mayor parte de los pliegues de orden cartográfico son el resultado de la superposición de dos sistemas de pliegues aproximadamente homoaxiales, que da lugar a figuras de interferencia espectaculares en su parte más occidental. La presencia de un importante cabalgamiento en su parte media, el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, permitió a separar dos dominios con características estratigráficas diferentes: Mondoñedo-Peñalba y Navia-Alto-Sil (Fig. III.9).

Los límites de esta zona son la ya mencionada Falla de Vivero-Morredero por el O y el cabalgamiento del Narcea por el E que la separa de la Zona Cantábrica (Figs. III.2,8 y 9).

La deformación al igual que en la Zona Centroibérica es de tipo polifásico, destacando la presencia de cabalgamientos y grandes pliegues de flanco inverso reclinado, pudiendo distinguirse como en la zona anterior tres generaciones de estructuras superpuestas:

- La *Primera Fase (F1)* da lugar a pliegues isoclinales vergentes hacia la parte externa de la cadena (NE), de plano axiales que varía desde subhorizontales a verticales (Foto 27), e incluso retrovergentes en las proximidades del cabalgamiento del Narcea, por efecto de la deformación posterior. La estructuración durante esta fase da lugar en la mayor parte del área a grandes pliegues recumbentes que son sobre

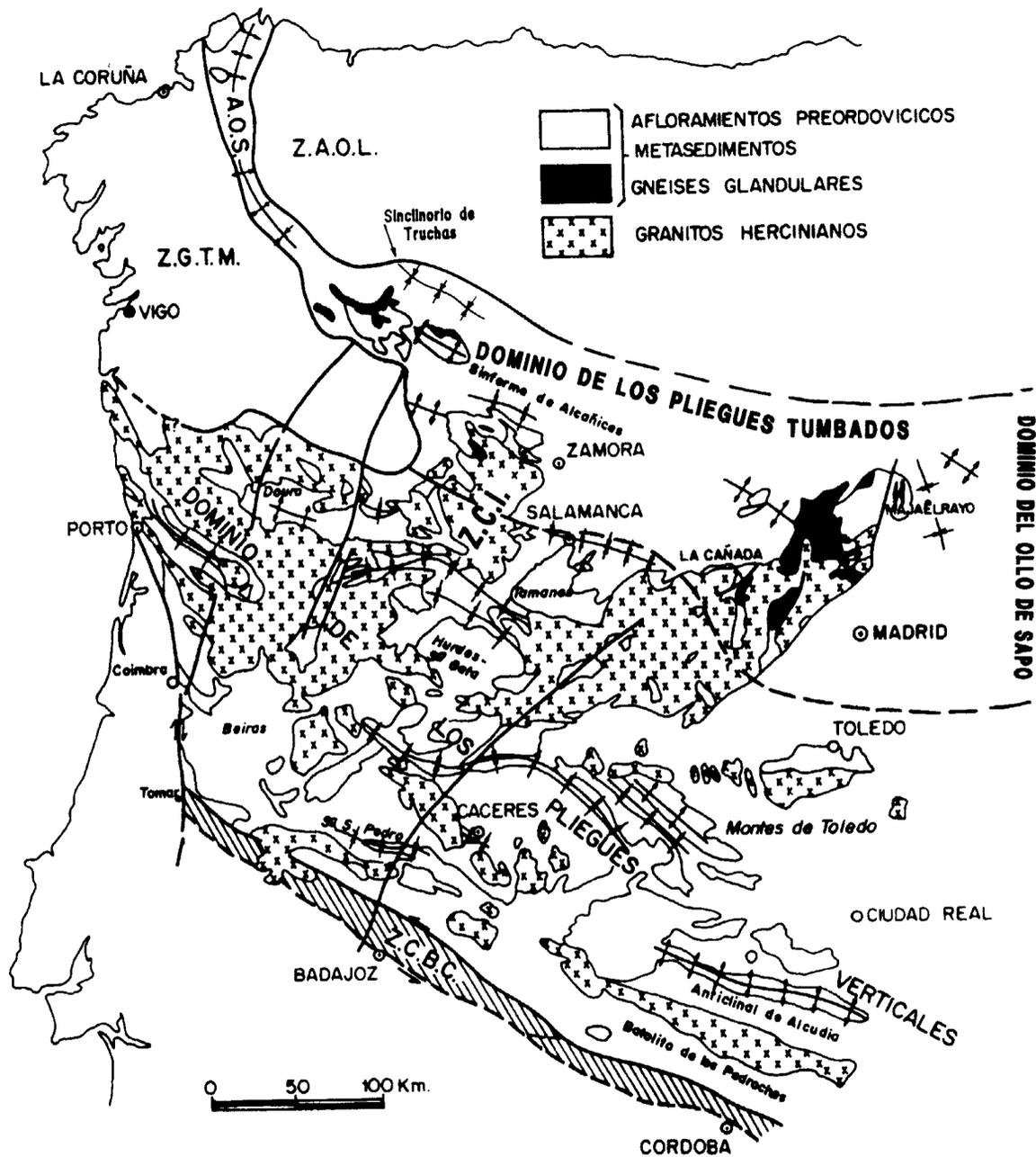


Fig. III. 4.- División en dominios de la Zona Centroibérica (Azor et al., 1982).

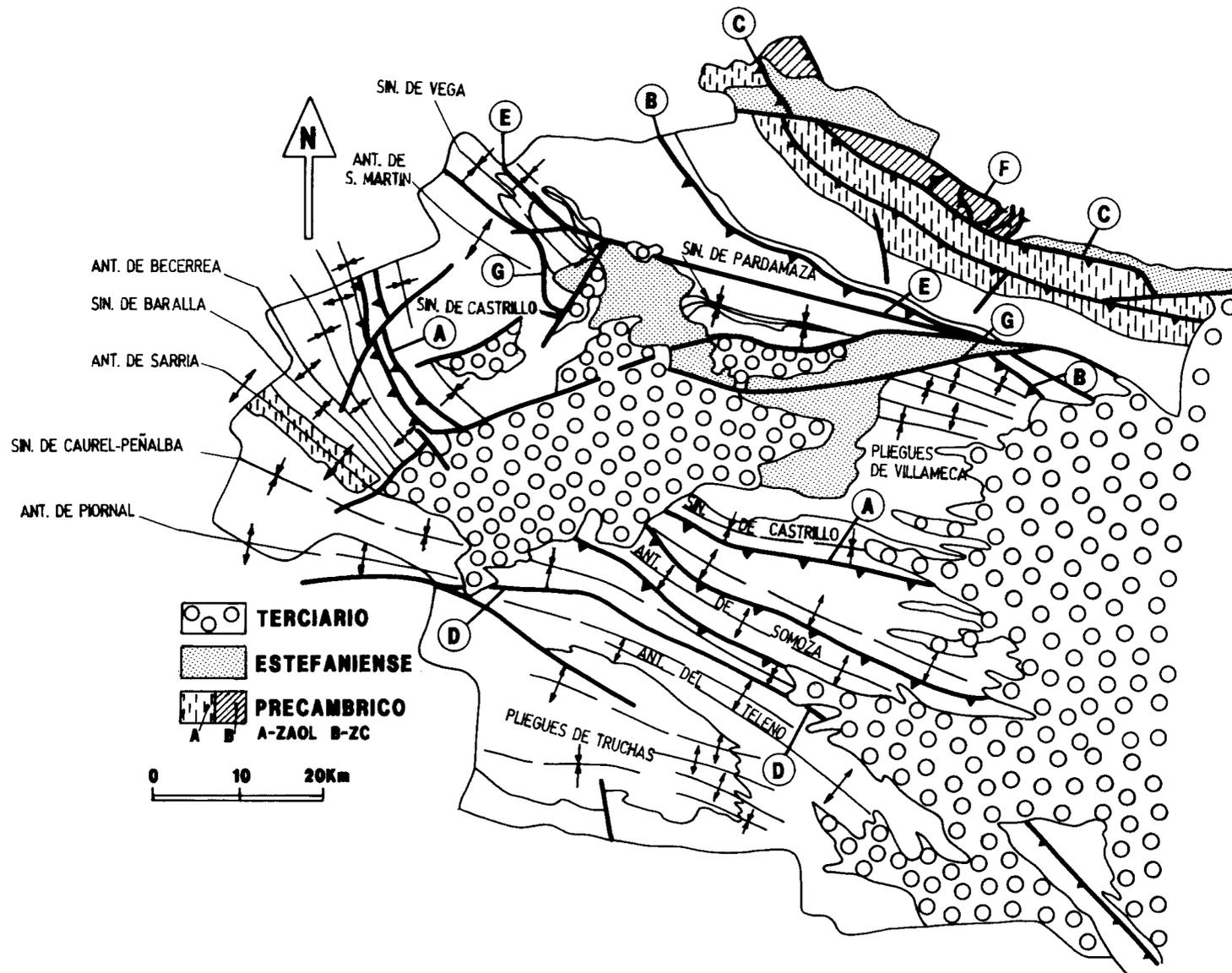


Fig. III. 5.- Esquema estructural de las zonas Centroibérica y Asturoccidental-leonesa en la Provincia de León, con el nombre de las principales estructuras plegadas de Fase 1, cabalgamientos (Fase 2) y fracturas. A- Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, B- Cabalgamiento de Montefurado, C- Cabalgamiento del Narcea, D- Falla del Morredero, E- Falla de Ancares, F- Falla de Villablino, G- Falla de Noceda, H- Falla de Lebaniego.

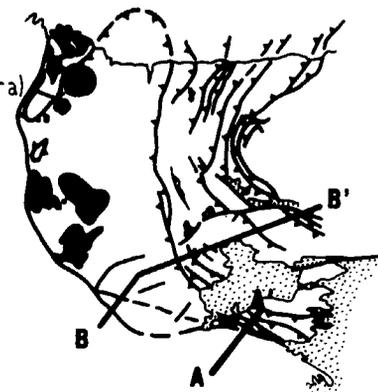
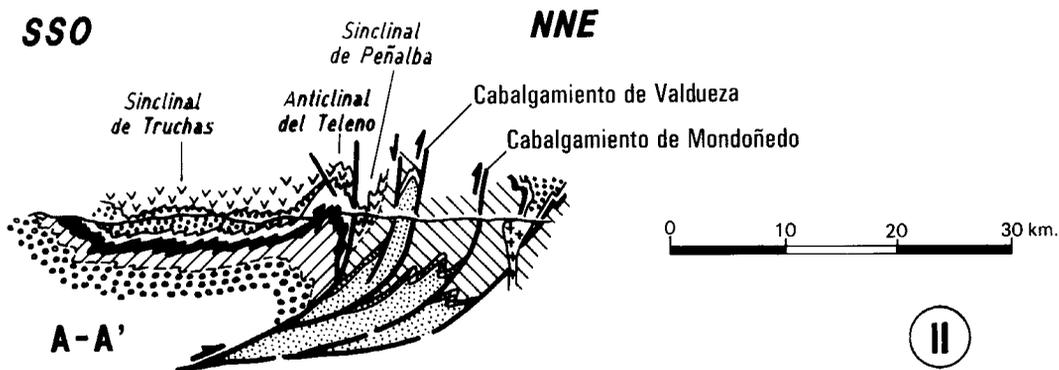
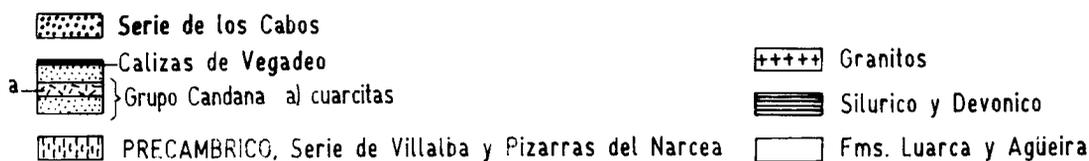
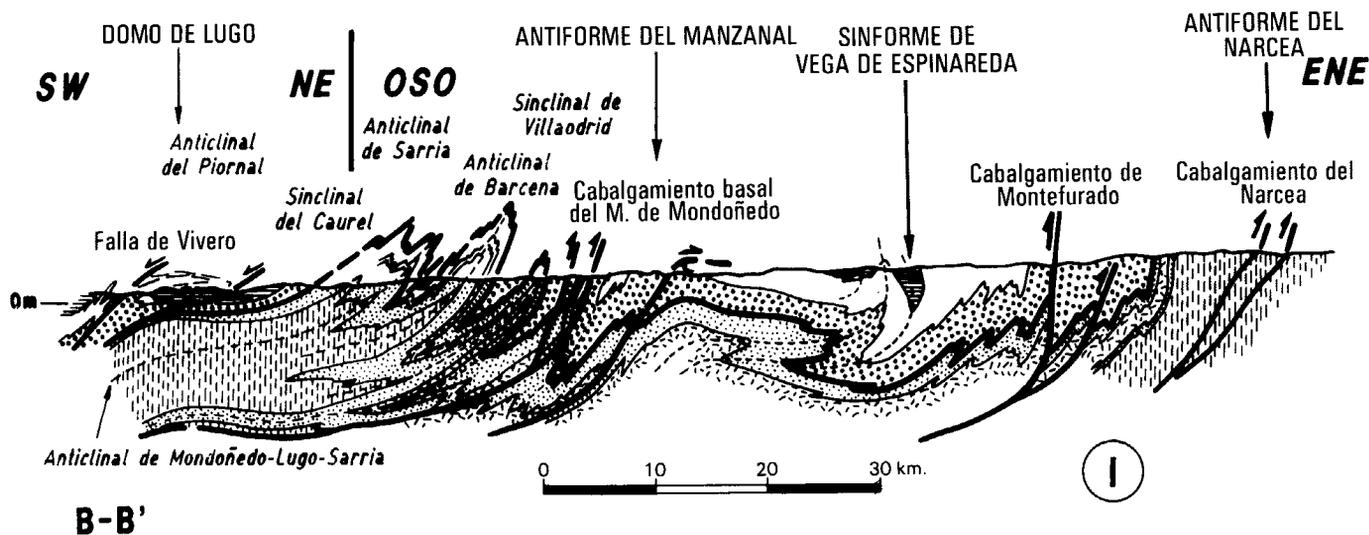


Fig. III. 6.- Cortes geológicos a través de la ZAOL y ZCI. A-A' según Martínez Catalán *et al.*, (1990), B-B' según Martínez Catalán *et al.*, (1992).

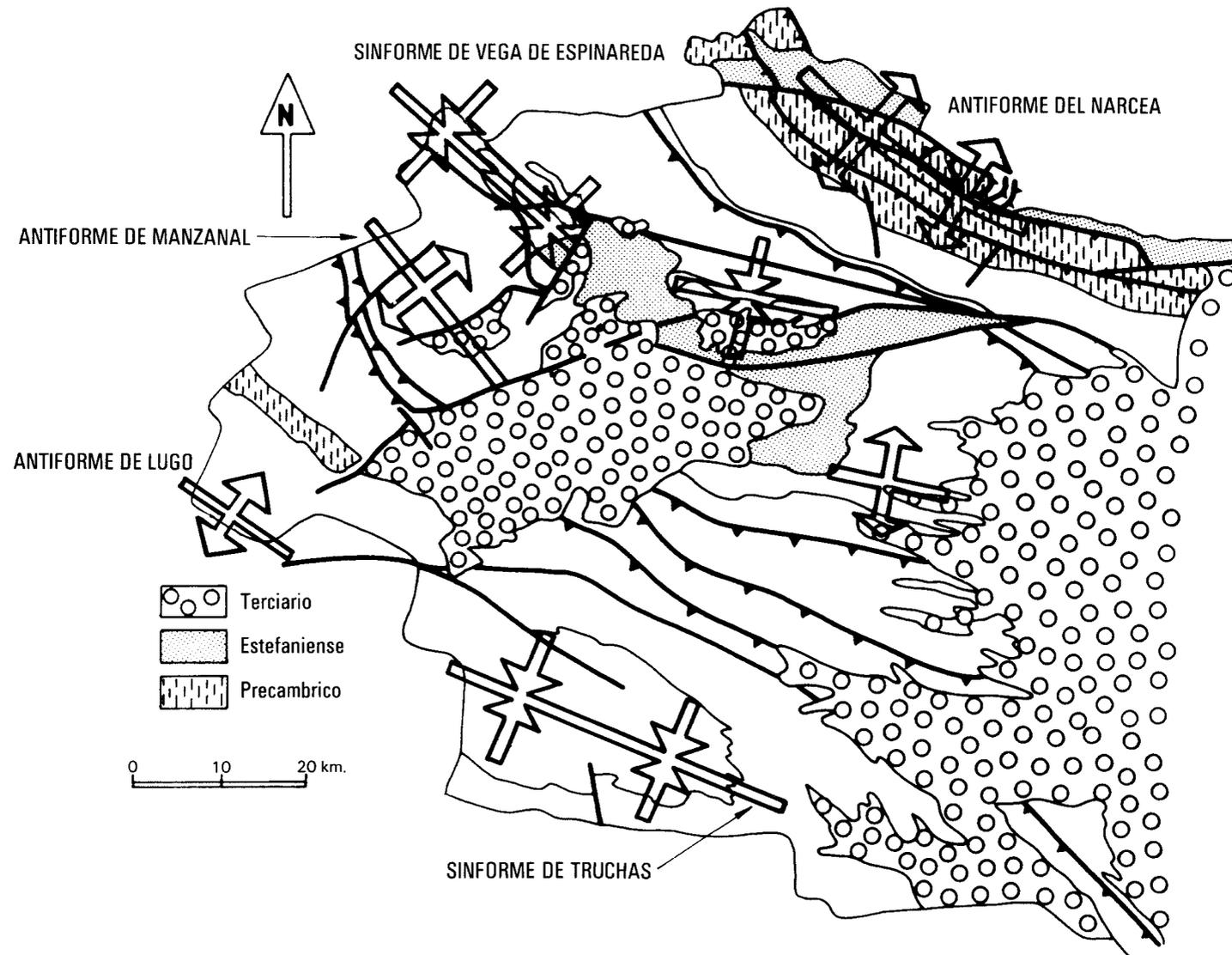


Fig. III. 7.- Esquema estructural de la ZCI y ZAOL mostrando las principales estructuras plegadas de la Fase 3.

todo abundantes en la parte N de esta; lo que unido al aplastamiento que presentan los flancos de dichos pliegues, sugiere la presencia de cizallamientos dúctiles importantes. El cizallamiento que sufren los pliegues debe de estar relacionado con importantes zonas de cizalla subhorizontal de escala cortical, que afectan al basamento y que producen un primer engrosamiento de este.

De entre los pliegues ligados a esta fase podemos destacar los Anticlinales del Piornal, Sarria y Becerreá, este con un flanco inverso superior a los 10 km, y los sinclinales de Caurel-Peñalba, Villaodrid y Pardamaza (Figs. III.5 y 6).

Los pliegues de la primera deformación desarrollan una esquistosidad de plano axial muy penetrativa cuya relación con la estratificación se observa perfectamente en las formaciones en las que hay alternancias de capas de distinta competencia (Serie de los Cabos, Formación Agüeira,...), mientras que en las sucesiones eminentemente pizarrosas es la única superficie observable en la actualidad.

La geometría de las capas plegadas y las características de la esquistosidad, indican que la intensidad de la deformación es mayor en la parte occidental de esta Zona, sobre todo al SO del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

La *Segunda Fase* de deformación (F2) da lugar a cabalgamientos y zonas de cizalla que se horizontalizan en profundidad situándose subparelelas a los pliegues de F1. De entre estas estructuras podemos destacar por su magnitud y de SO a NE: el Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, el de Montefurado y el de Cornombre-La Urz o del Narcea (Figs. III.5 y 6). Estos cabalgamientos pueden seguirse a lo largo de muchos kms desde la costa asturiana hasta que se pierden por debajo del Terciario de la Cuenca del Duero. La traslación producida por estos cabalgamientos disminuye generalmente de N a S y de O a E desde un mínimo acumulado de 40 km para el de Mondoñedo en su parte N hasta los 5 y 15 km que presentan como mínimo los de Montefurado y Narcea respectivamente en su parte S. Estos cabalgamientos suelen presentar en algunos casos niveles de despegue localizados en la base de algunas formaciones como las Calizas de Vegadeo, sin embargo en muchos casos y debido a que cortan a los pliegues de F1 estos niveles no aparecen individualizados.

Esta fase de deformación representa la continuación del cizallamiento horizontal iniciado durante la primera fase que da lugar a cabalgamientos frágiles en la parte mas externa u oriental de esta Zona, que evolucionan hacia zonas de cizalla dúctil en sus partes mas profundas e internas, con todos los tránsitos intermedios.

Debido al carácter local de las macroestructuras de F2 (zonas de cizalla y cabalgamientos), las meso y microestructuras no se encuentran como las de Fase 1 generalizadas por toda la Zona sino que aparece concentrada en corredores estrechos (desde unos m a 2 km) en las proximidades de estas macroestructuras, que han sido denominados tradicionalmente bandas de cizalla. Dentro de estas bandas de cizalla apare-

cen un conjunto de estructuras de las que las más sobresalientes son los pliegues de pequeño tamaño, estilo irregular y charnelas generalmente curvadas que llevan asociada una esquistosidad de crenulación de plano axial; además de bandeados tectónicos, venas de exudación de cuarzo y «boudins». Las rocas afectadas presentan texturas de tipo filonítico o milonítico dependiendo de la intensidad de la deformación y de la competencia de la roca original, estando por lo general mejor desarrolladas en rocas eminentemente pizarrosas. En estas rocas incluso los cabalgamientos menos importantes dan lugar a unas decenas de metros en los que se desarrolla una apreciable filonitización acompañada del cortejo de estructuras anteriormente mencionado.

La *Fase 3* da lugar a grandes pliegues abiertos, de plano axial subvertical y aproximadamente homoaxiales con los primeros, así como pliegues menores (Foto 28) y un clivaje de crenulación que solo se desarrolló localmente. Los pliegues mas importante asimilables a esta fase son el Sinclinorio de Vega de Espinareda y los antiformes de Lugo, Manzanal y Narcea (Figs. III.6 y 7).

La superposición de los pliegues de F1 y F3 da lugar a un modelo de interferencia complejo que presenta marcadas diferencias en el Dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba y en el del Navia-Alto Sil. Estas diferencias vienen impuestas por la diferente geometría de los pliegues de F1 en ambos dominios. Así en el Manto de Mondoñedo la presencia de grandes pliegues isoclinales con ambos flancos próximos a la horizontal (Fig. III.6) hace que estos se plieguen de una forma similar dando lugar a interferencias del tipo 3 de Ramsay. Por otro lado la presencia en el Dominio del Navia-Alto Sil de grandes pliegues asimétricos con el flanco largo próximo a la horizontal pero con el flanco corto bastante verticalizado (Fig. III.10), determina que el primero se encuentre plegado y la esquistosidad previa afectada por un clivaje de crenulación, mientras que en el segundo las superficies de referencia previas, S1 y estratificación, tienden a girar hacia la vertical, generandose a veces pequeñas flexiones de eje subhorizontal en este flanco, pero no nuevas fábricas tectónicas.

### III.3.3. LA ESTRUCTURACIÓN TARDÍA EN LA ZCI Y ZAOL

Posteriormente a la tercera fase de deformación se producen en la ZCI y ZAOL una serie de estructuras que por su carácter muy localizado no se han asignadas a ninguna fase de deformación. Estas estructuras son principalmente fallas normales longitudinales, pliegues, fallas, «kink bands», crenulaciones y diaclasas radiales.

De entre las fallas normales longitudinales sin duda alguna la más importante es la Falla de Vivero-Morredero (Figs. III.5,6 y 9), que represente el límite entre las dos zonas. Esta falla presenta un salto en su parte N (Galicia) de unos 10-12 km con hundimiento de su labio O que disminuye progresivamente hacia el S (León) donde no parece superar los 2 km. Este accidente probablemente enmascara un cabalgamiento

to previo, que se encuentra superpuesto a su vez a una falla normal sinsedimentaria, que determino que a partir del Ordovícico y hasta el Silúrico inferior la sedimentación se realizase de forma diferente en la ZCI y ZAOL (Fig.II.5). Posteriormente ha rejugado como una estructura de revestimiento relacionada con el apilamiento antiformal («duplex») de Fase 2 situado por debajo del Manto de Mondoñedo. Este apilamiento que daría lugar al Domo o Antiforme de Lugo (Fig. III.2), se terminaría bruscamente hacia el S (Mapa de León), determinando la pérdida de salto de la falla de revestimiento, que se encuentra asociada a su flanco de culminación dorsal (occidental). En relación con esta falla y en la zona de estudio, aparecen en las proximidades de la zona de fractura crenulaciones y kink bands subhorizontales que afectan a las foliaciones de primera y segunda fase.

Otras fallas similares a la de Vivero pero de menor salto son (Figs. III.2 y 5) la Falla de Ancares y la de Allande; esta última aunque fuera del área representada en el Mapa de León, tiene el interés de estar claramente sobrepuesta a un cabalgamiento previo. En este sentido es muy común que en la proximidades de algunos cabalgamientos (Ej. Basal del Manto de Mondoñedo), aparezcan crenulaciones y «kink bands» subhorizontales lo que sugiere la existencia de rejugos normales sobrepuestos.

Estas fallas, que indican un esfuerzo principal vertical, deben formarse en una etapa de relajación de los máximos esfuerzos compresivos horizontales que da paso a un predominio de la gravedad como mecanismo más importante y a un colapso del edificio estructural que se ha apilado por la acción de los cabalgamientos. Cronológicamente son las estructuras tardías más antiguas ya que aparecen deformadas por los pliegues radiales y dibujan el Arco Astúrico.

Los pliegues radiales tienen una dirección axial NNE-SSO (Fig. III.11) y apenas llegan a detectarse en la cartografía debido generalmente a su gran radio; llevan en ocasiones asociada una crenulación. El domo de la Ventana Tectónica de Villabandín, en el límite con la ZC, es una interferencia de tipo 1 de Ramsay, que se produce por la interferencia de uno de estos pliegues con un anticlinal de F3 de dirección NNO-SSE. Otros pliegues de este episodio dan lugar a las inflexiones que se observan en el Sinclinal de Peñalba y en el Anticlinal del Teleno, ambos correspondientes a la F1, dando lugar a una figura de interferencia de tipo 2.

Existe una red de diaclasas verticales (Fig.III.11), transversales a las principales estructuras hercínicas, que en ocasiones llegan a ser muy penetrativas, constituyendo a escala de afloramiento verdaderas crenulaciones. Estas diaclasas pueden ser simultáneas al desarrollo de los pliegues radiales.

Las fallas radiales cortan claramente a toda la estructuración anterior. Se trata en general de fallas subverticales de escaso desplazamiento y trazado a veces bastante largo. Es difícil reconocer en muchos casos el tipo de falla de que se trata, sin embargo en algunas se ha podido constatar que se trata de fallas de desgarre. En otros casos se hallan afectando a sedimentos terciarios por lo que es posible que debido a

su posición hayan rejugado verticalmente durante la etapa alpina.

Con la misma orientación que las estructuras anteriormente descritas aparecen frecuentemente «kink bands» subverticales (Fig.III.11), que se desarrollan casi exclusivamente en la Formación Luarca.

Durante estos estadios finales de la deformación se producen además rejugos de cabalgamientos, o fallas inversas, que se encuentran en algunos casos cobijando los sedimentos del Estefaniense B-C que normalmente fosilizan las estructuras hercínicas en la ZCI y ZAOL. Los ejemplos más claros son la fallas de Lebaniego y Villablino que cobijan respectivamente el borde S de las cuencas carboníferas productivas del Bierzo y Villablino (Fig. III.5).

Todas estas estructuras forman parte de etapas compresivas póstumas relacionadas probablemente con las últimas etapas de cierre del Arco Astúrico.

## BIBLIOGRAFÍA

BASTIDA (1980), BASTIDA *et al.* (1986), JULIVERT (1971), MARCOS (1973), MARTÍNEZ CATALÁN (1983, 1985), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1990, 1992), MATTE (1968), PÉREZ ESTAUN (1971, 1978), PÉREZ ESTAUN *et al.* (1991), PULGAR (1980).

### III.3.4. EL METAMORFISMO EN LA ZCI Y ZAOL Y SU RELACIÓN CON LA DEFORMACIÓN

Los procesos fisico-químicos ligados al metamorfismo dan lugar en las rocas a importantes transformaciones mineralógicas y estructurales, que permiten a estas acomodarse a unas condiciones distintas a las que existían en el momento de su formación. En base al marco geológico es posible distinguir dos tipos principales de metamorfismo; uno de extensión local que tiene lugar por el calentamiento de las rocas en torno a intrusiones magmáticas, y que ha sido denominado de contacto o plutonometamorfismo. Este metamorfismo térmico es estático y aparece circunscrito en el Mapa Geológico de León a pequeñas aureolas alrededor de los cuerpos ígneos de mayores dimensiones. El otro tipo de metamorfismo tiene una extensión regional (Fig. III.8), de ahí su nombre (metamorfismo regional), y está íntimamente ligado a los procesos tectónicos por lo que se trata de un metamorfismo dinámico (dinamotérmico). Este metamorfismo se produce a grandes rasgos por el progresivo enterramiento de las rocas, como consecuencia del apilamiento y engrosamiento cortical que se produce durante el proceso orogénico.

El metamorfismo en el Mapa Geológico de León aparece prácticamente restringido a la ZCI y ZAOL. Es esencialmente un metamorfismo regional sincinemático, si exceptuamos los contados eventos de metamorfismo térmico ligados a la intrusión de los granitoides postcinemáticos (Fig. III.4). En general el metamorfismo dinamotérmico aumenta en la ZAOL hacia la Falla de Vivero, llegando a condiciones cata-

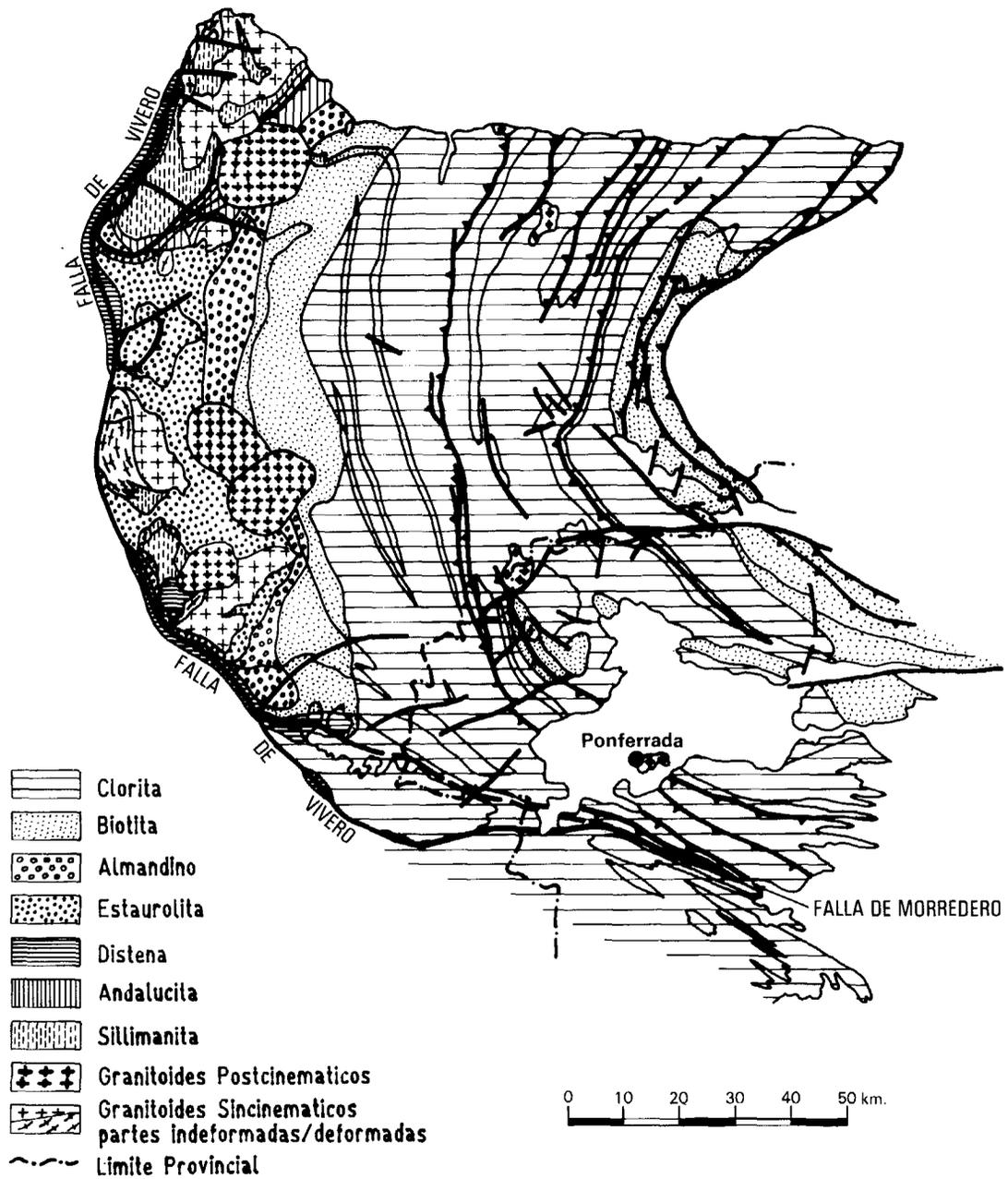


Fig. III. 8.- Distribución del metamorfismo en la ZCI y ZAOL (Martínez Catalán *et al.*, 1990).

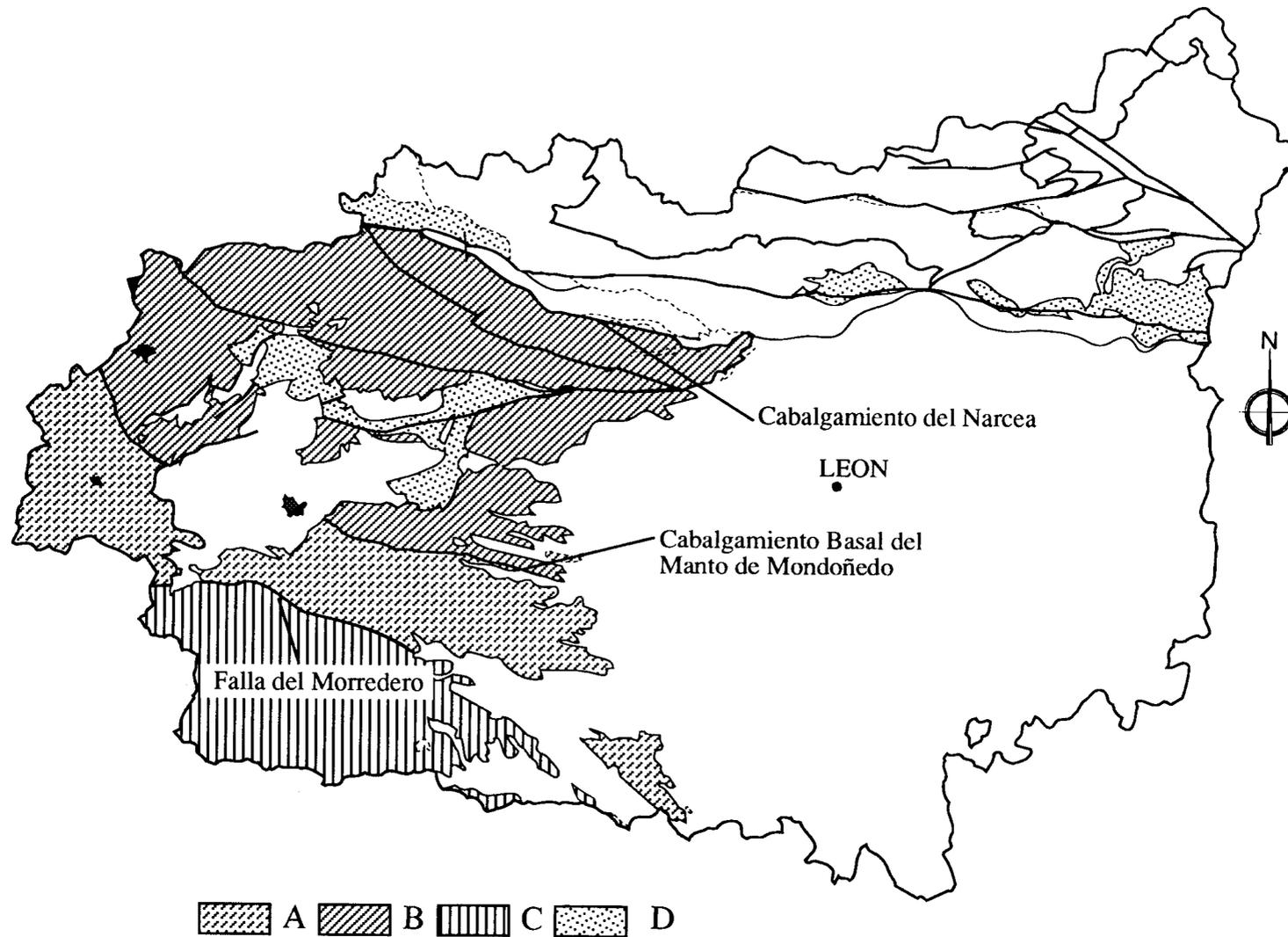


Fig. III. 9.- Esquema de situación y límites de los dominios de la Zona Asturoccidental-leonesa y Centrobérica. A) Dominio de Mondoñedo-Peñalba. B) Dominio del Navia-Alto Sil. C) Dominio del Olló de Sapo de la Zona Centrobérica. D) Cuencas Carboníferas Estefanienses.

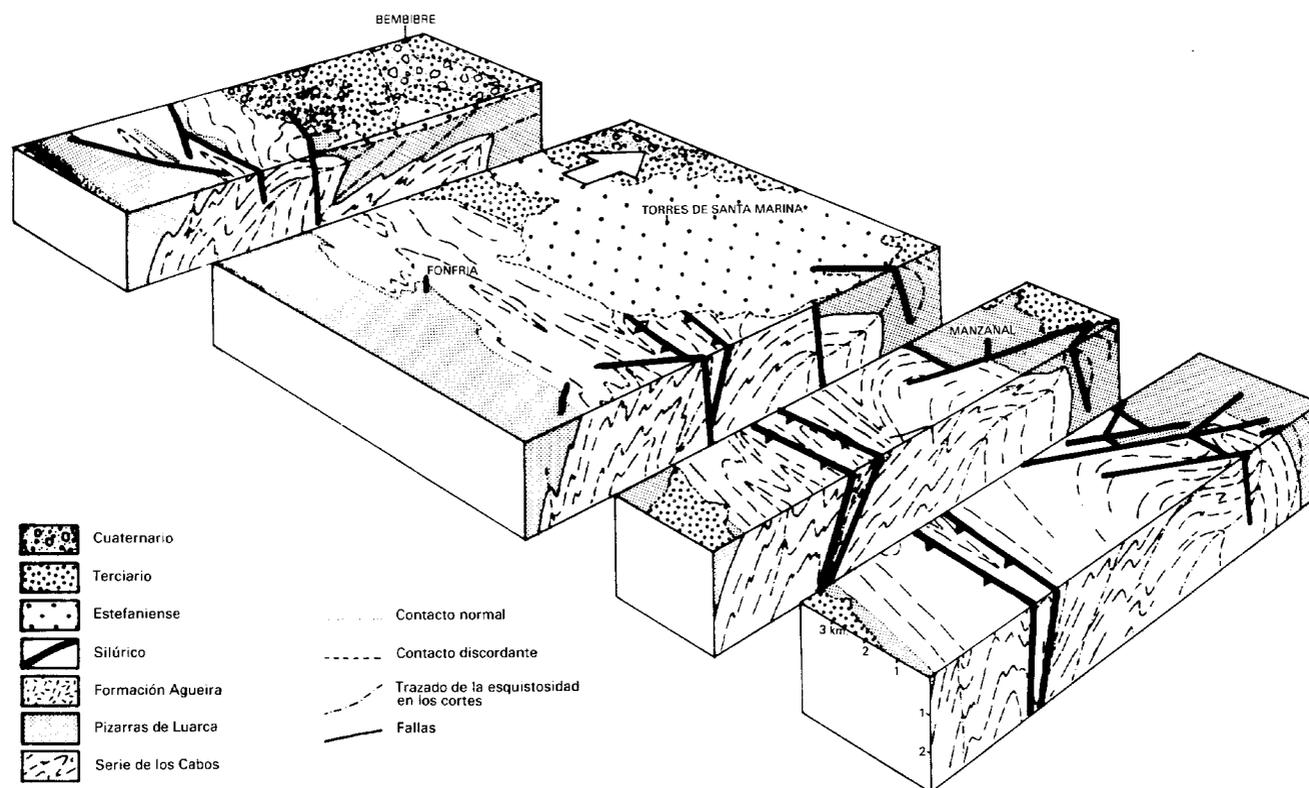


Fig. III. 10.- Bloque diagrama del Antiforme del Manzanal, mostrando el modelo de interferencia resultante de la superposición de las fases 1 y 3 de plegamiento en este área (Pérez Estaún *et al.*, 1982).

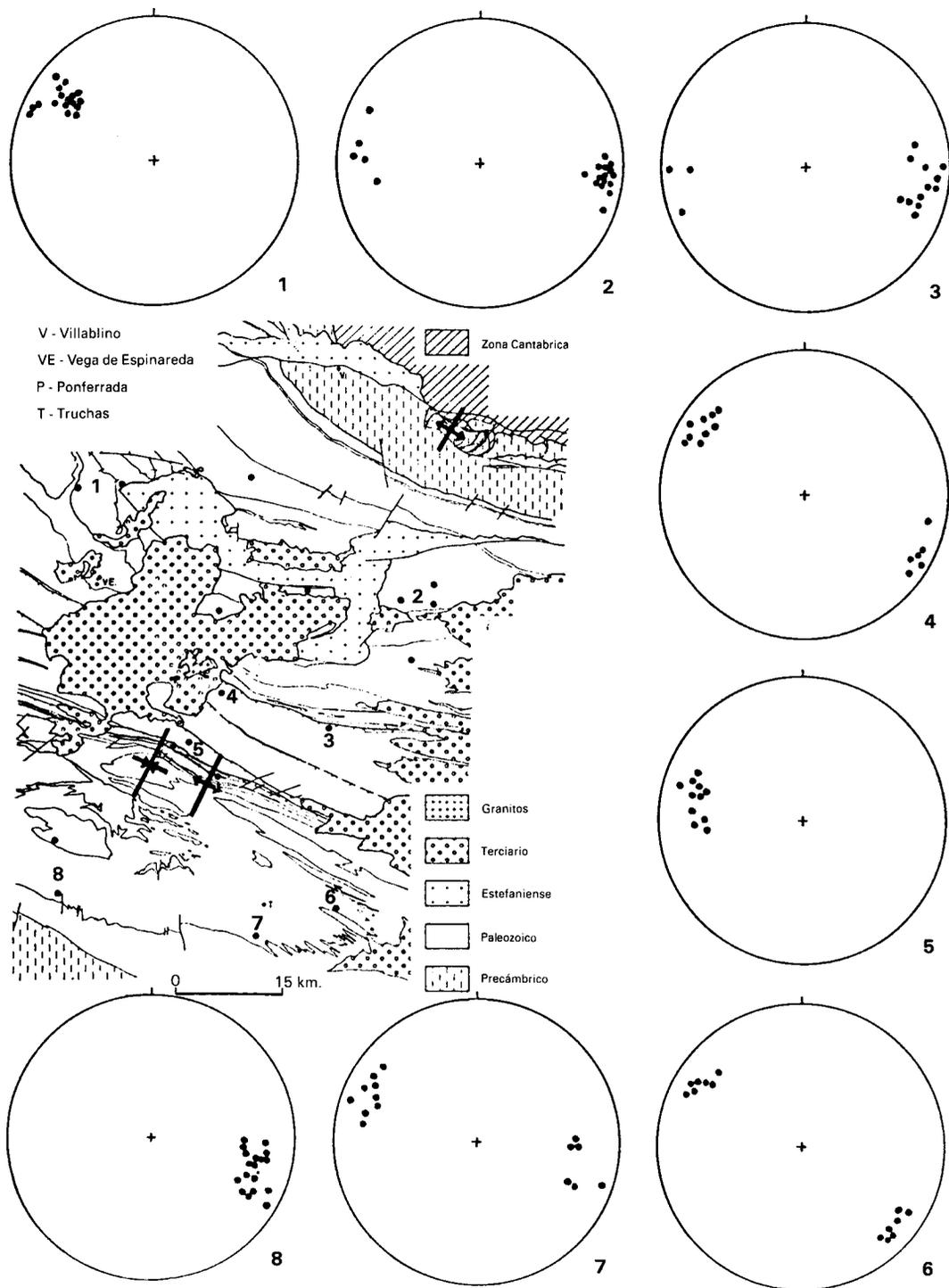


Fig. III. 11.- Situación de los principales pliegues transversales y disposición y proyección de otras estructuras radiales de la ZOI y Zaol: 5- "Kink Bands", 2,4,8- Crenulaciones, 1,3,6,7- Diaclasas. (Pérez Estaún, 1978).

zonales en las proximidades de la zona de fractura. Por otro lado esta falla presenta un importante salto metamórfico de manera que en su bloque O aparecen niveles menos metamorfizados correspondientes al Dominio del Olló de Sapo de la ZCI. Sin embargo, por el S (Mapa de León) esta tendencia es menos evidente (Fig. III.8), caracterizándose ambas zonas por presentar un metamorfismo epizonal (Zona de la Clorita) que ocupa la mayor parte de sus afloramientos en el Mapa de León. Solamente en algunos domos se alcanzan condiciones mesozonales que no superan la Zona de la Biotita. En este sector la Falla de Vivero, como ya se ha puesto de manifiesto anteriormente, debe de haber perdido una parte muy importante de su desplazamiento; lo que queda corroborado por la ausencia de un salto metamórfico importante. Además no se aprecia, como en su parte N, la existencia de Distena sobrepuesta a la zonación regional y que aparece claramente ligada al rejuego normal de esta falla.

Las primeras paragénesis minerales que aparecen en la parte más interna de la ZAOL, se caracterizan por la presencia de Almandino, Estaurolita y localmente Distena que indican un metamorfismo con un gradiente de P intermedia. Una segunda paragénesis con Andalucita y Sillimanita indica un gradiente de baja P. Finalmente se puede distinguir un tercer episodio de carácter retrogrado sobrepuesto.

Las isogradas del metamorfismo aparecen dobladas por los pliegues de tercera fase y todas ellas cortan a los pliegues de primera fase. El clímax metamórfico tiene lugar entre F1 y F2 para el metamorfismo de P intermedia, coincidiendo con el periodo de máximo engrosamiento cortical, y entre F2 y F3 para el de P baja.

#### BIBLIOGRAFÍA

BASTIDA *et al.* (1986), CAPDEVILA (1968), MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI (1983), MARTÍNEZ CATALÁN (1985), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1990), PÉREZ ESTAUN (1978), SUÁREZ *et al.* (1990).

#### III.3.5. EDAD DE LA DEFORMACIÓN EN LA ZCI Y ZAOL

Si bien los sedimentos estefanienses fosilizan claramente (si exceptuamos los rejuegos tardíos) las estructuras de la ZCI y ZAOL, lo más probable es que su estructuración principal haya terminado mucho antes y no se conserven los primeros depósitos que la fosilizaron. En este sentido debe citarse que en la Sierra de la Demanda, retazo perteneciente a la ZAOL que aflora en el Sistema Ibérico, las estructuras aparecen fosilizadas ya por el Westfaliense B. Por otro lado, el comienzo de la deformación en la ZCI vendría determinado por la deposición de la Serie de San Clodio de edad Devónico superior-Carbonífero inferior y el de la ZAOL por el de las primeras series sinorogénicas en la ZC, de edad Namuriense inferior (Formación Olleros y equivalentes).

#### BIBLIOGRAFÍA

COLCHEN (1974), PÉREZ ESTAUN (1974), RIEMER (1966), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1991).

#### III.3.6. LA ZONA CANTÁBRICA (ZC)

La Zona Cantábrica (ZC) ocupa la parte más interna del arco que forman las estructuras hercínicas de la Península Ibérica (Fig. III.2). Aparece limitada al O por el cabalgamiento del Narcea que la separa de la ZAOL mientras que al E y S desaparece bajo los sedimentos mesozoicos y terciarios de las cuencas Vasco-cantábrica y del Duero respectivamente (Fig. III. 12).

La deformación se realiza en condiciones superficiales, con ausencia de metamorfismo y con práctica ausencia de foliaciones penetrativas, mientras que el escaso magmatismo se concentra en su parte más oriental. Las estructuras más importantes que se producen son los cabalgamientos y los pliegues asociados a la geometría de estos. Estos cabalgamientos, que aparecen en gran número, se unen en profundidad a un nivel de despegue común situado cerca de la base de las formaciones Láncara y Herrería, enraizándose en su parte occidental en los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea (Fig. III.12). A su vez dichos cabalgamientos se asocian formando «duplexes» e imbricados que se agrupan en grandes unidades o mantos que se caracterizan por la sucesión estratigráfica a la que afectan, su edad de emplazamiento y el estilo tectónico que presentan.

Estas grandes unidades coinciden a grandes rasgos con las «regiones» de Julivert (1971) y son de más interna a más externa según Pérez-Estaún *et al.* (1988):

Unidad de Somiedo-Correcillas, Unidad de la Sobia-Bodón, Unidades del Esla y Valsurvio, Unidad de la Cuenca-Carbonífera Central, Unidad del Ponga, Unidad de los Picos de Europa y Unidad del Pisuerga-Carrión (Fig. III.12).

La secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos de las distintas unidades se realizó progresando durante la mayor parte del Carbonífero, sobre el zona no deformada del antepaís, no obstante existen algunos cabalgamientos fuera de secuencia, que afectan al área ya deformada. Con respecto a los pliegues, en la ZC se puso de manifiesto la existencia de dos sistemas de pliegues a los que agruparon según su posición respecto al Arco Astúrico en dos sistemas: Longitudinal (o Arqueado) y Transversal (o Radial). En trabajos posteriores se constató la relación de los primeros con estructuras frontales de los cabalgamientos y los segundos con las laterales.

Pasaremos ahora a describir sucintamente la estructura de las diversas unidades de la ZC que afloran en el Mapa de León, comenzando desde las más internas, situadas en su parte S, citando además su edad de emplazamiento. Esta última precisión se puede efectuar en la ZC en base a que los sedimentos que generan al emplazarse (sinorogénicos) y los que las fosilizan (postorogénicos), al contrario de lo que ocurre en la ZCI y ZAOL, aparecen relativamente bien conservados.

### III.3.6.1. Las Unidades del Esla y Valsurvio (UEV)

Se sitúan en la parte suroriental de la ZC (Noroccidental del mapa), limitadas al O por la Falla del Porma, que la separa de las unidades de Somiedo-Correcillas y Sobía-Bodón, al N por la Falla de León que las separa del Pisuerga-Carrión y al S y E por los sedimentos mesozoico-terciarios de las cuencas Vasco-Cantábrica y del Duero bajo los que desaparecen (Fig. III.12).

La Unidad de Valsurvio es la más antigua, ya que estructuras de esta unidad aparecen fosilizadas por la base del grupo Pando (Westfaliense B). Esta unidad se encuentra al SE de la Falla de Las Conjas y aparece constituida por un apilamiento antiformal (Domo de Valsurvio) y un imbricado frontal, constituido por numerosas escamas. Dichas escamas aparecen en la actualidad fuertemente invertidas en el área de San Martín-Ventanilla (Provincia de Palencia) como consecuencia de la deformación posterior (incluida la alpina) que es la causante en última instancia de la forma de domo de parte de esta unidad.

En la Unidad del Esla se han desarrollado tres unidades cabalgantes superpuestas (Manto del Esla (Foto 29), Manto de Corniero y Escama de Valbuena) y dos duplicaciones o «duplexes» (Pardaminos y Pico Jano) que han dado lugar a un desplazamiento horizontal acumulado hacia el NE de unos 90 km (Fig. III.13), así como a una triplicación del espesor original de parte de la sucesión estratigráfica. Durante el emplazamiento de las láminas de la Unidad del Esla se forman cabalgamientos fuera de secuencia en el Domo de Valsurvio que se había emplazado previamente.

Las relaciones entre los pliegues mayores y los cabalgamientos puede apreciarse en la figura III.14. Así dentro de las estructuras frontales (de dirección NO-SE) el plegamiento antiformal de los mantos del Esla y Corniero da lugar a la Semiventana Tectónica de Valdoré, que se sitúa sobre el apilamiento antiformal de Pardaminos. Por otro lado el Sinclinal de Aguasalio se sitúa entre el apilamiento de Pardaminos y la rampa cabalgada frontal de Valbuena. Las trazas axiales de otros pliegues que son paralelas a la dirección de transporte, pueden considerarse estructuras laterales. De esta manera el Antiforme de Peña Rionda debe ser la consecuencia de la terminación hacia el S del apilamiento de Pardaminos.

Relacionado con el emplazamiento de la Unidad del Esla aparecen los sedimentos del grupo Pando (Westfaliense A sup-D) que se apoyan a su vez discordantemente sobre la Unidad de Valsurvio. Ambas unidades aparecen fosilizadas por materiales de edad Westfaliense D superior (Grupo Conjas) y posteriores.

### BIBLIOGRAFÍA

ALONSO (1987, 1989), ARBOLEYA (1981), BASTIDA *et al.* (1976), JULIVERT y MARCOS (1973), KOOPMANS (1962), RUPKE (1965).

### III.3.6.2. La Unidad de Somiedo-Correcillas (USC)

Aparece limitada al S por el Cabalgamiento del Narcea y al N por su cabalgamiento basal. Esta unidad aparece constituida por dos láminas alóctonas de gran desplazamiento conocidas como mantos de Somiedo y Correcillas (Fig. III.15).

En su parte mas retrasada afloran los sedimentos precámbricos del Antiforme del Narcea, donde puede apreciarse en cartografía como se enraizan los cabalgamientos más importantes de esta unidad. Estos cabalgamientos producen en los materiales precámbricos un importante apilamiento antiformal (Figs. III.15 y 16), cuya erosión dio lugar en este área a la Ventana Tectónica de Villabandín. Esta estructura aparece cortada al O por un importante cabalgamiento fuera de secuencia que pone en contacto precámbricos con diferentes grados metamórficos, el Cabalgamiento del Narcea (Figs. III.5 y 15).

En la parte frontal el cabalgamiento basal de esta unidad superpone las Calizas de Láncara del Cámbrico inferior sobre los materiales Carboníferos (Westfaliense) de la Formación San Emiliano de la Unidad de la Sobía-Bodón.

Internamente esta unidad presenta una geometría bastante compleja, debido a que se encuentra muy compartimentada por cabalgamientos de menor desplazamiento que se unen al despegue basal (Fig. III.16). Estos cabalgamientos delimitan una serie de láminas menores (Escamas) entre las que podemos destacar de más interna a más externa y de acuerdo con: Escama de Abelgas-Bregón, Escama de Aralla-Rozo y Escama de Correcillas en el Manto de Correcillas y las Escamas de Villar-Robledo y Belmonte en el Manto de Somiedo (Fig. III.15).

La dirección de transporte de esta unidad es, como las del Esla y Valsurvio, hacia el NE, de manera que los pliegues con las direcciones predominantes ONO-ESE y NE-SO, pueden considerarse relacionados respectivamente con estructuras frontales y laterales de los cabalgamientos. Las dos estructuras laterales más importantes son la conocida como Rampa Lateral de Peñalba de Cilleros-Riolago, que superpone el Manto de Correcillas al de Somiedo y la Falla del Porma que separa esta unidad de la del Esla-Valsurvio.

El trazado y nomenclatura de los pliegues más importantes viene especificado en la figura III.15. La mayor parte de estos pliegues (Foto 30) presentan en la actualidad una marcada vergencia hacia el S (Fig. III.16) que va acompañada de una importante inversión de los frentes de cabalgamiento. Este fenómeno se ha producido durante el acortamiento tardío N-S, que es además responsable de que la disposición de las estructuras laterales y frontales no sea aproximadamente perpendicularesino oblicua.y de la deformación de los materiales estefanienses, que fosilizan claramente la estructuración principal de esta unidad producida por los cabalgamientos.

En la parte mas retrasada de esta unidad, en el contacto con el Antiforme del Narcea, son muy comunes los cabalga-

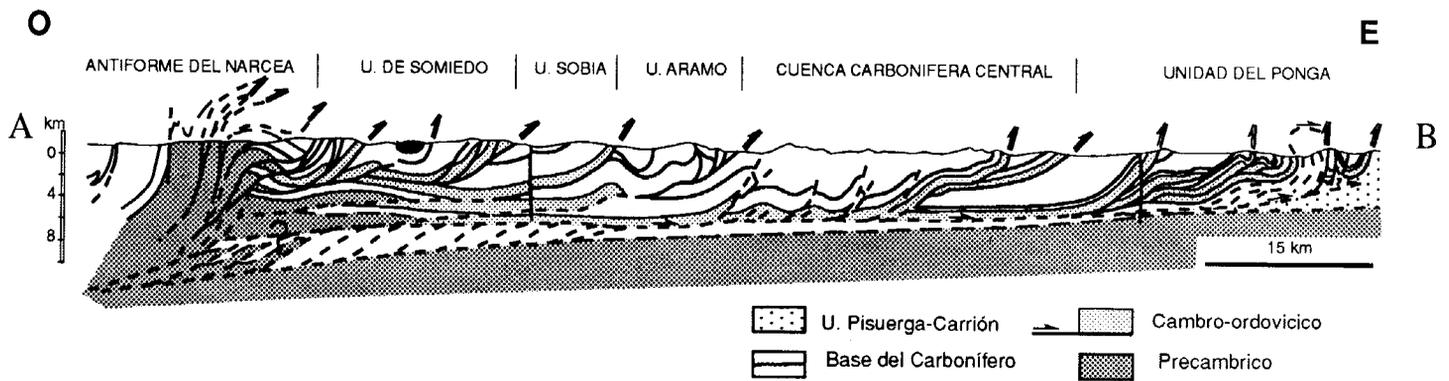
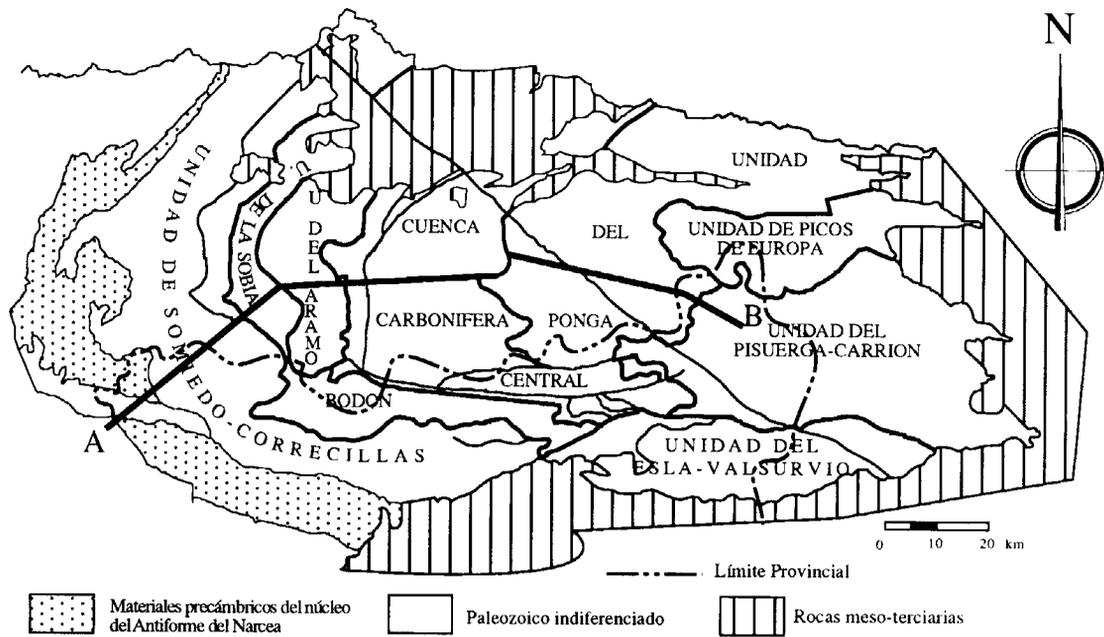
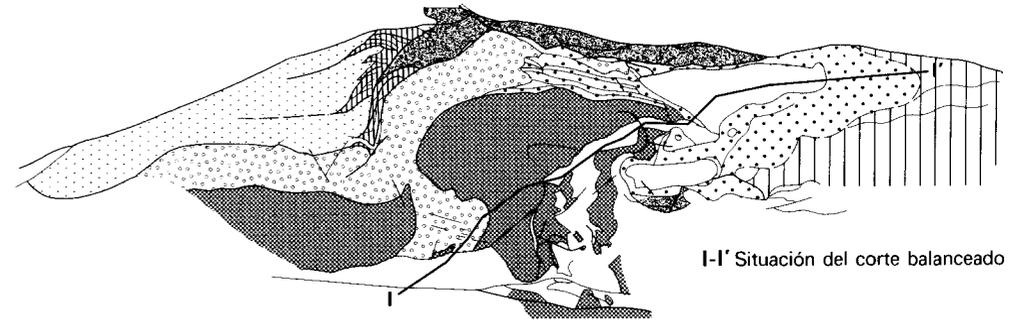
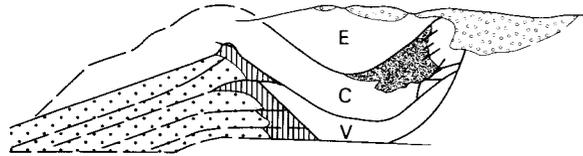


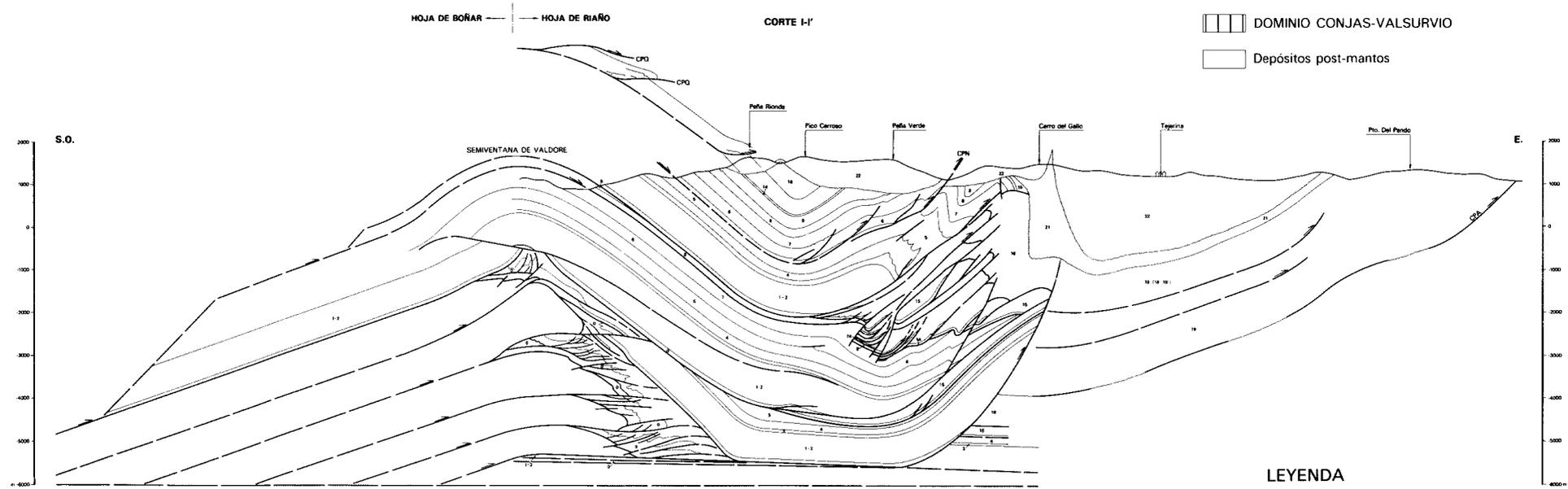
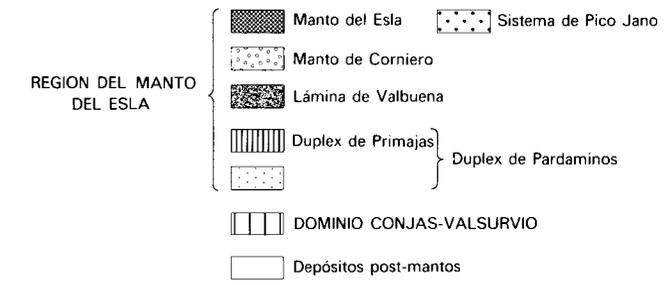
Fig. III. 12.- Esquema de unidades de la Zona Cantábrica y corte a través de estas (Pérez Estaún *et al.*, 1988).

E-Manto del Esla  
 C-Manto de Corniero  
 V-Escama de Valbuena



I-I' Situación del corte balanceado

NOMENCLATURA DE LAS LAMINAS Y SISTEMAS DE LAMINAS



LEYENDA

- CPQ Cabalgamiento de Peña Quebrada
- CPN Cabalgamiento de Peña Negra
- CPA Cabalgamiento de Pando

Fig. III. 13.- Corte de la Unidad del Esla. (Alonso, 1987).

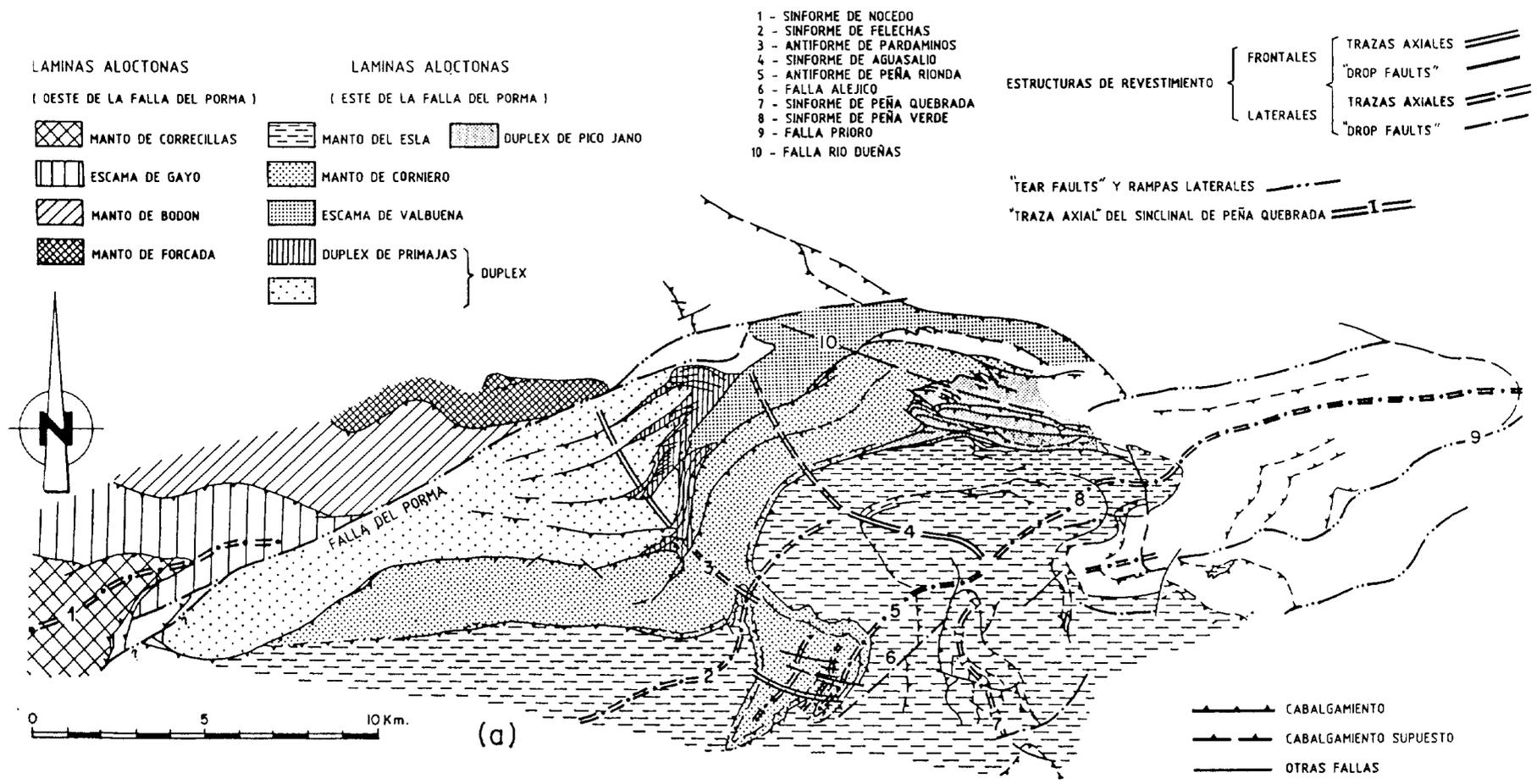


Fig.III.14.- Esquema con las principales láminas alóctonas, pliegues y fallas de la Unidad del Esla. (Alonso, 1987)..

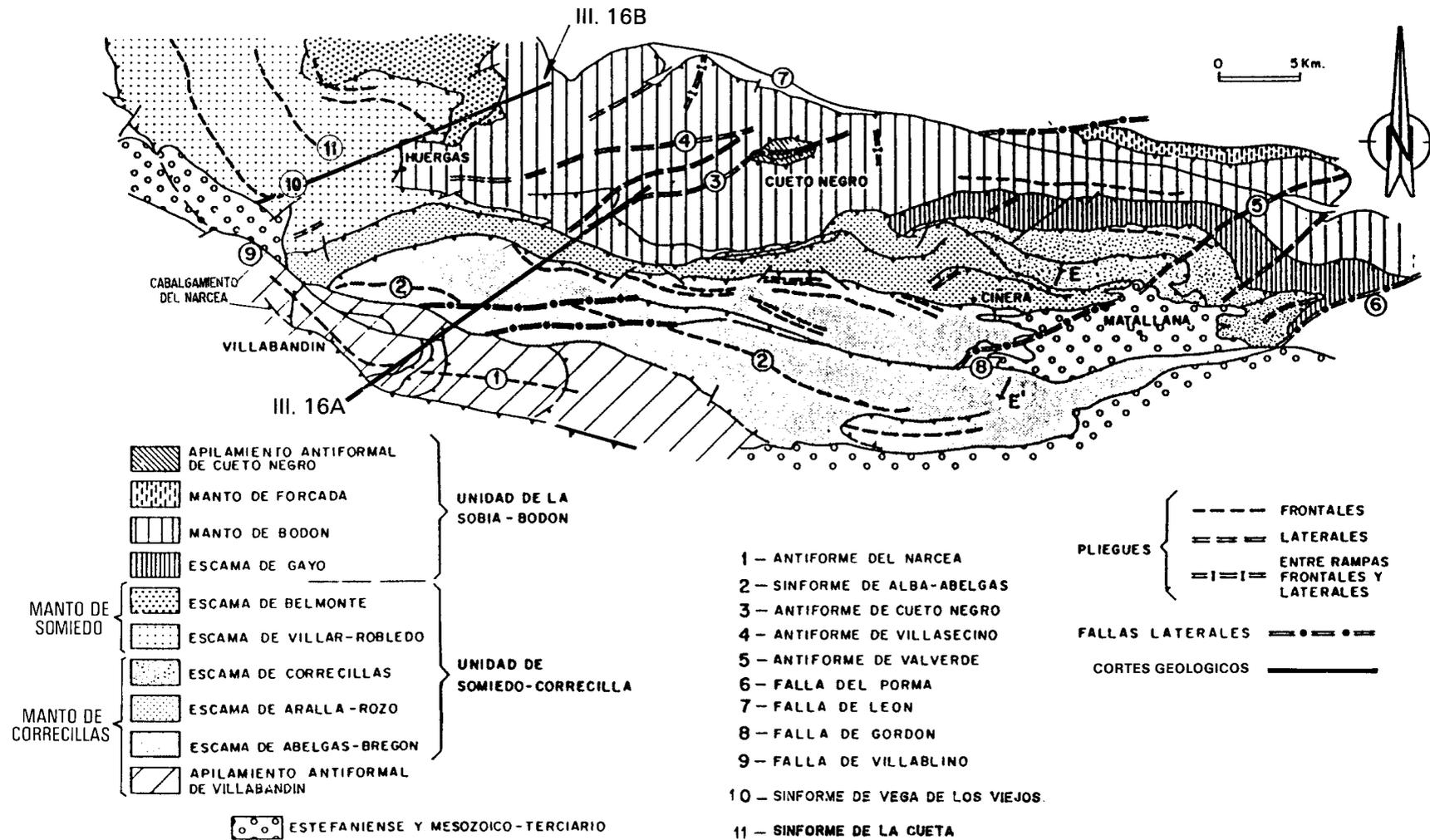


Fig. III. 15.- Esquema estructural de la rama S de las unidades de Somiedo-Correcillas y Sobia-Bodón. (Alonso *et al.*, 1989).

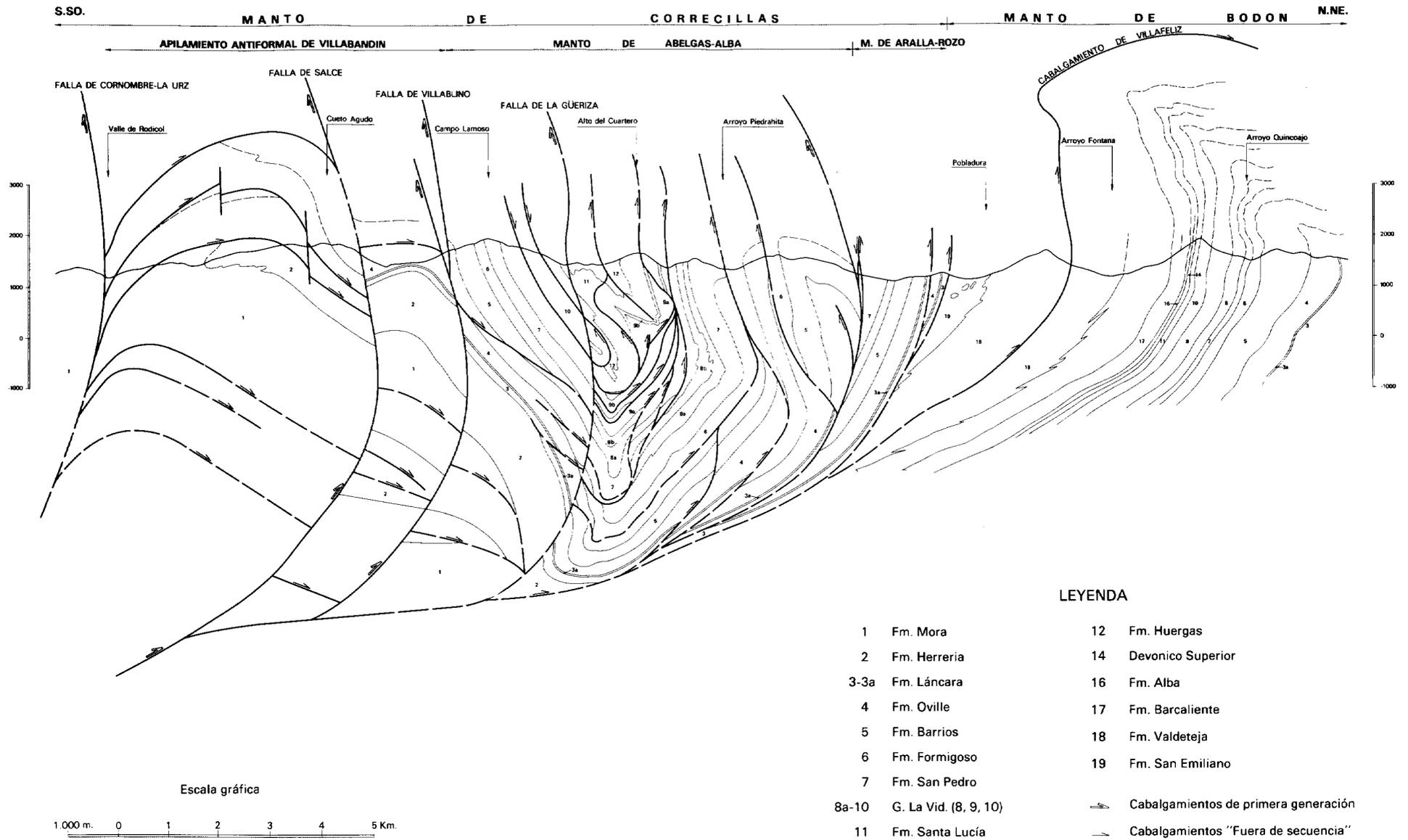
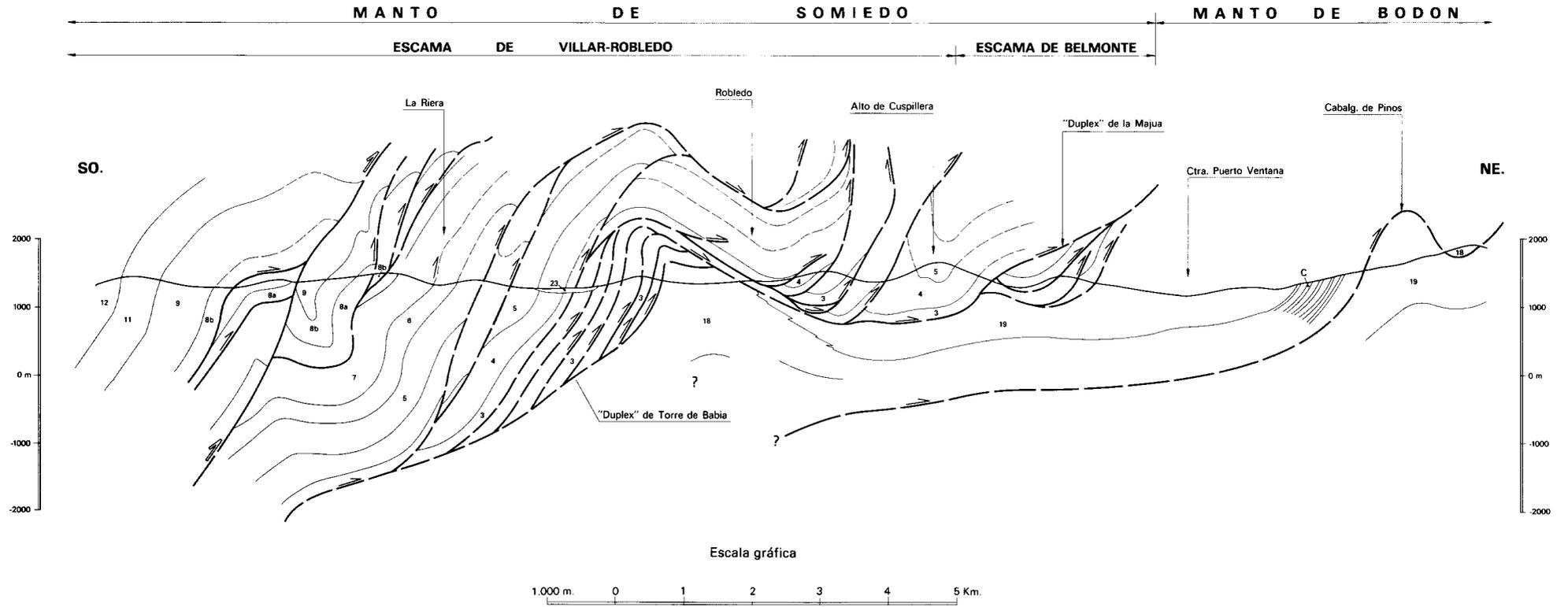


Fig. III. 16A.- Corte de la Unidad de Somiedo-Correcillas (Suárez Rodríguez et al., 1991). Ver situación en Fig. III. 15.

CORTE II-II'

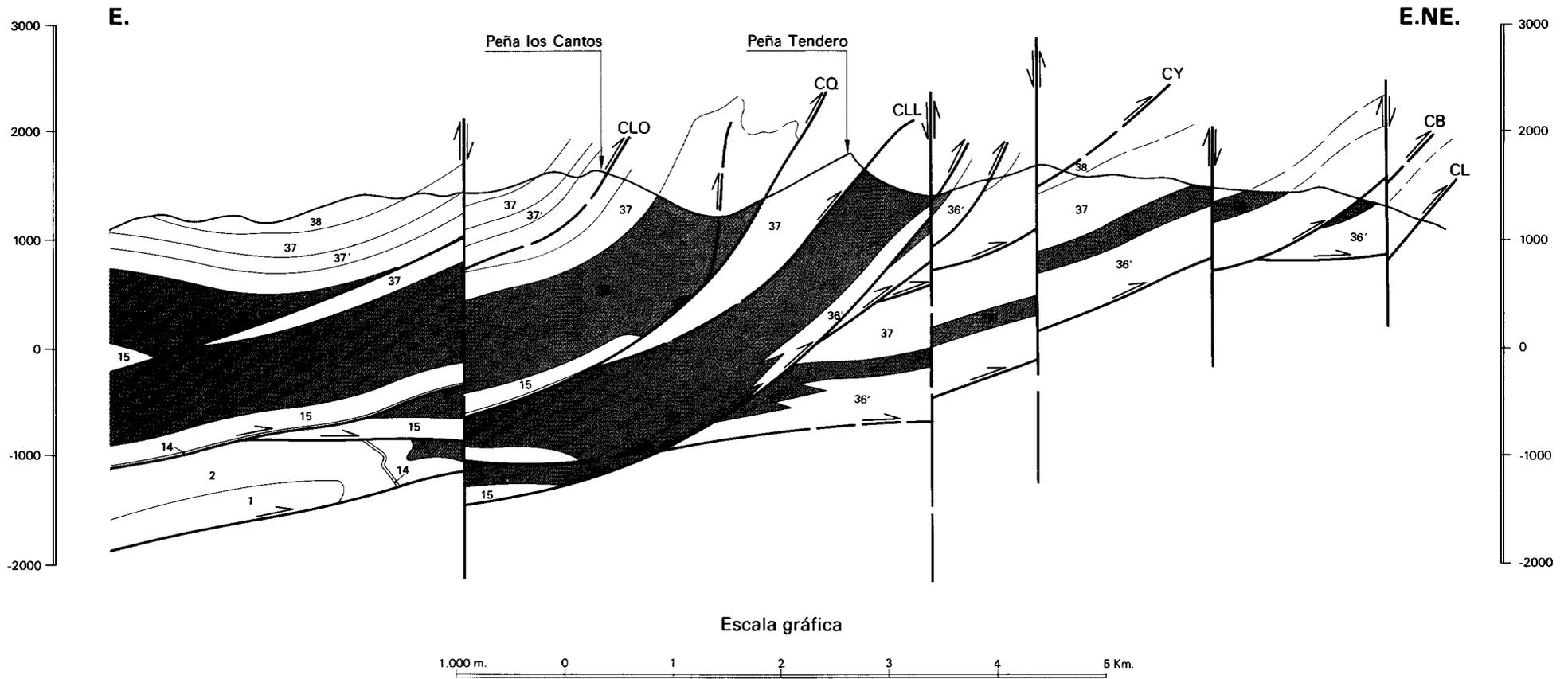


LEYENDA

- |                             |  |
|-----------------------------|--|
| 1 Fm. Mora                  | 12 Fm. Huergas                         |
| 2 Fm. Herreria              | 14 Devonico Superior                   |
| 3-3a Fm. Láncara            | 16 Fm. Alba                            |
| 4 Fm. Oville                | 17 Fm. Barcaliente                     |
| 5 Fm. Barrios               | 18 Fm. Valdeteja                       |
| 6 Fm. Formigoso             | 19 Fm. San Emiliano                    |
| 7 Fm. San Pedro             |  |
| 8a-10 G. La Vid. (8, 9, 10) | ↗ Cabalgamientos de primera generación |
| 11 Fm. Santa Lucía          | ↘ Cabalgamientos "Fuera de secuencia"  |

Fig. III. 16B.- Corte de la Unidad de Somiedo-Correcillas (Suárez Rodríguez *et al.*, 1991). Ver situación en Fig. III. 15.

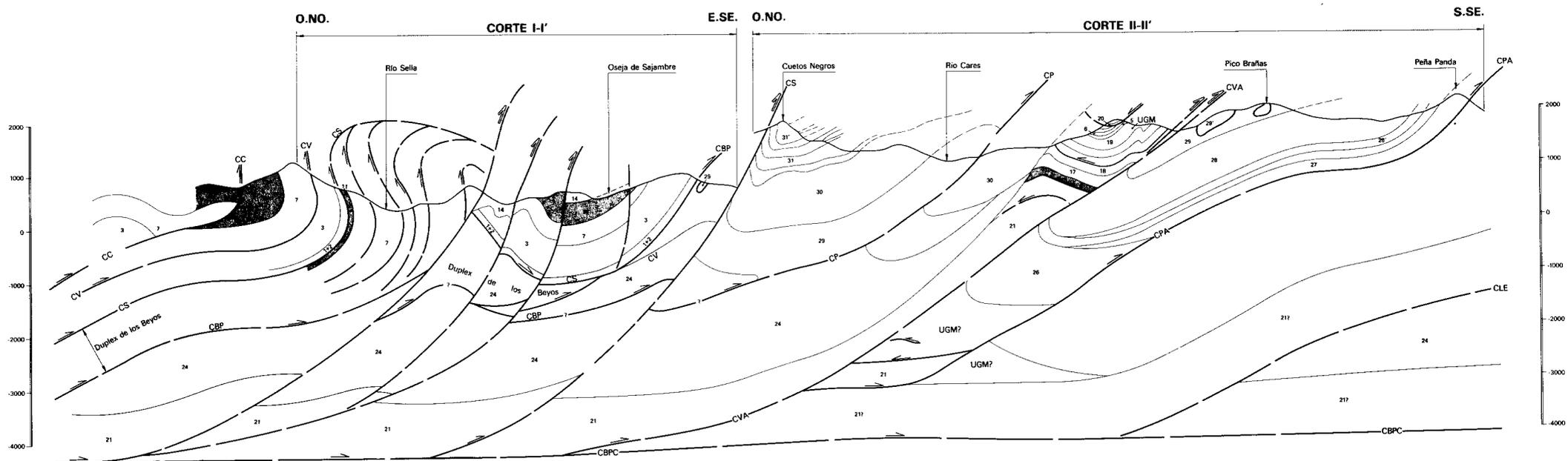
**CORTE IV-IV'**



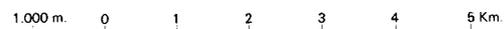
**LEYENDA**

- |                           |              |                                 |
|---------------------------|--------------|---------------------------------|
| 38.- Lutitas de Dueñas    | } Grupo Lena | CLO: Cabalgamiento de Lois      |
| 37.- Calizas de Bachende  |              | CQ: Cabalgamiento de La Quemada |
| 36'.- Calizas de Yordas   |              | CLL: Cabalgamiento de Llerenes  |
| 36.- Fm. Fresnedo         |              | CY: Cabalgamiento de Yordas     |
| 15.- Fm. Barcaliente      |              | CB: Cabalgamiento de Borín      |
| 14.- Fm. Alba             |              | CL: Cabalgamiento de Laviana    |
| 2.- Fm. Barrios           |              | ↗ Cabalgamiento                 |
| 1.- Fm. Láncara y Ovielle |              |                                 |

Fig. III. 17.- Corte de la parte suroccidental de la Cuenca Carbonífera Central (Heredia *et al.*, 1991). Equivale a la sección G-G' de la Fig. III. 18.



Escala gráfica



LEYENDA

- |  |                           |                                   |                                     |
|--|---------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|
| 18.- Formación Murcia                  | 31.- Grupo Valdeón        | CC: Cabalgamiento de Carangas     | CBPC: C. basal del Pisuerga-Carrión |
| 17.- Formaciones Cardaño-Cristalapedra | 30.- Grupo Pontón         | CV: C. de Viboli                  | UGM: Unidad Gildar-Mantó            |
| 16.- Formación Abadia                  | 29.- Grupo Brañas         | CS: C. de Sajambre                | CL: C. de Laviana                   |
| 14.- Formación Sebarga                 | 28.- Formación Pandetrave | CBP: C. basal del Ponga           | CPO: C. de Portilla                 |
| 11.- Formación Beleño                  | 27.- Fm. Panda            | CP: C. de Pontón                  | CRF: C. de Riofrío                  |
| 7.- Formación Barcaliente              | 26.- Fm. Vegacarneja      | CVA: C. de Valdeón                | CH: C. de Hormas                    |
| 6.- Formación Alba                     | 24.- Grupo Pando          | CPA: C. de Panda                  |                                     |
| 5.- Formación Vegamian                 | 23.- Fm. Curavacas        | CLE: Cabalgamiento de los Espejos |                                     |
| 3.- Formación Barrios                  | 21.- Grupo Prioro         |                                   |                                     |
| 2.- Formación Oville                   | 20.- Caliza de Montaña    |                                   |                                     |
| 1.- Formación Láncara                  | 19.- Fm. Vidrieros        |                                   |                                     |

Fig. III. 24A.- Corte geológico de la U.P.C. Situación en la Fig. III. 23.

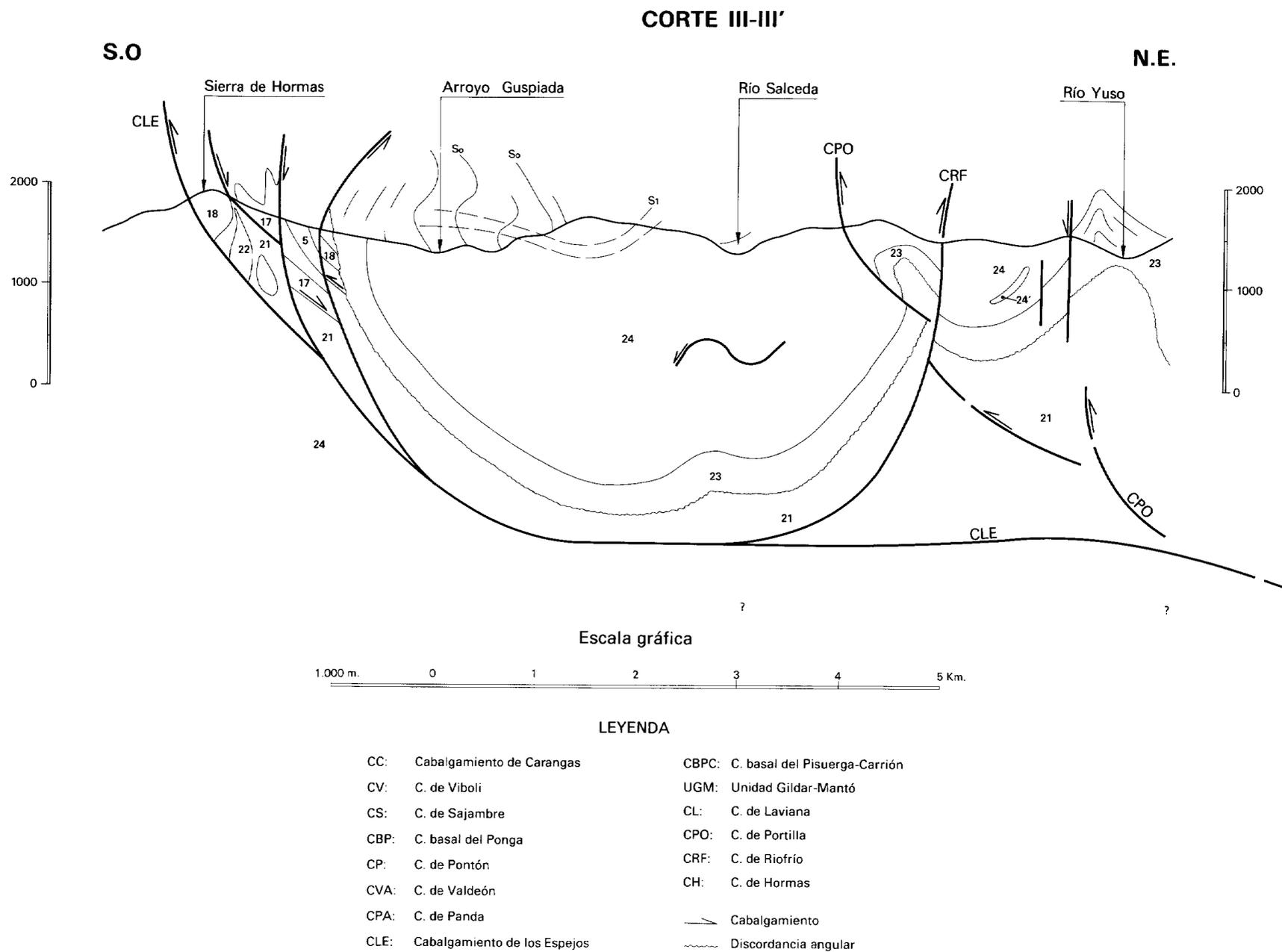


Fig. III. 24B.- Corte geológico en la Unidad del Pisuerga-Carrión. Situación en Fig. III. 23. Leyenda de Formaciones idem a la III. 24A

mientos fuera de secuencia (Fig. III.16.b) que enmascaran en la cartografía las relaciones entre los cabalgamientos de la Ventana de Villabandín y los del Manto de Correcillas y que en algunos casos afectan también a los materiales estefanienses.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO *et al.* (1989), ÁLVAREZ MARRÓN (1984), BOSCH (1969), EVERS (1967), JULIVERT *et al.* (1968), LÓPEZ DÍAZ (1984), PÉREZ ESTAUN (1971), STAALDUINEN (1973), TOYOS (1988)

### III.3.6.3. La Unidad de la Sobia-Bodón (USB)

La Unidad de la Sobia-Bodón se encuentra limitada al S por el cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo-Correcillas y al N por la falla de León mientras que al E, y al igual que la unidad anterior, su límite es la Falla del Porma (Fig. III.15).

Está constituida en el marco de este mapa por tres láminas mayores, que de S a N son la Escama de Gayo y los Mantos de Bodón y Forcada (Fig. III.15), cuyo sentido de emplazamiento es aproximadamente hacia el NE.

La estructura de estas láminas es bastante sencilla (Foto 31), con la excepción del Manto de Bodón que presenta alguna complicación en su parte más occidental donde existe un buen desarrollo de estructuras laterales (Villasecino y Cueto Negro). Este manto tiene la peculiaridad de ser la Formación Herrería la que se sitúa directamente sobre su cabalgamiento basal.

El pliegue de mayor interés estructural es el Antiforme del Cueto Negro (Figs. III.15), situado sobre la rampa lateral del mismo nombre. Esta estructura dio lugar a una importante ventana tectónica, donde puede verse un apilamiento de láminas que debe de ser el responsable del desarrollo del antiforme.

En la parte oriental las dos láminas superiores que componen esta unidad se hallan deformadas también por un pliegue anticlinal de dirección NE-SO (Anticlinorio de Valverde de, que debe de corresponder con una rampa lateral del Manto de Forcada.

Al igual que en la unidad anterior los pliegues frontales aparecen con una clara vergencia al S y la mayor parte de los cabalgamientos en posición invertida como consecuencia del acortamiento tardío N-S.

En cuanto a la edad de emplazamiento tanto de esta unidad como la de Somiedo Correcillas, no se conoce con absoluta precisión, ya que los sedimentos del Estefaniense B que fosilizan los cabalgamientos principales de estas unidades, son a escala de la ZC muy posteriores. Sin embargo el hecho de que tanto la Unidad de Somiedo-Correcillas como la de la Sobia Bodón comparten una secuencia carbonífera previa a su emplazamiento muy similar (Formación San Emiliano de

Bodón y Olleros y Cuevas de Correcillas) que llega hasta el Westfaliense B en el Manto de Bodón, determina que el comienzo del emplazamiento de ambas unidades debe ser ligeramente posterior a dicha edad. Por otro lado el que aparezcan cabalgando a sedimentos de edad Westfaliense D de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central indica que por lo menos su fosilización es posterior a esta edad. Este lapso temporal es muy similar al de emplazamiento del Manto del Esla que ha tenido lugar entre el Westfaliense B y el D, lo que unido a una posición similar en la parte mas externa del Arco Astúrico, podría indicar un emplazamiento contemporáneo.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO *et al.* (1989), ALONSO *et al.* (1991), BAHAMONDE *et al.* (1992), BOSCH (1969), MARCOS (1968), EVERS (1967), STAALDUINEN (1973), SUÁREZ *et al.* (1991), TOYOS (1988).

### III.3.6.4. La Unidad de la Cuenca Carbonífera Central (CCC)

Esta unidad esta escasamente representada en los límites de la Provincia de León (Fig. III.12). Aparece limitada al S por el cabalgamiento basal de la Unidad de la Sobia-Bodón y la Falla de León y al E por su cabalgamiento basal o de Laviana. Lo más característico de esta unidad son los pliegues siendo escasos los cabalgamientos a no ser en el Sector de Lois-Ciguera, donde existe un importante imbricado de escamas (Fig. III.17). La Falla de León representa una importante estructura lateral durante el emplazamiento de esta unidad junto con la del Ponga hacia el E.

Los pliegues en esta unidad muestran las dos direcciones preferentes (Ver Mapa Geológico) de la ZC (Longitudinales y Transversales) dando lugar a un modelo de interferencia complejo.

La ausencia de cabalgamientos importantes en la mayor parte de esta unidad hace difícil establecer la relación entre cabalgamientos y pliegues. Sin embargo en algunos casos los pliegues transversales resultan de la amplificación y apretamiento de pliegues relacionados con estructuras laterales de la Unidad del Ponga, se propagan a la de la Cuenca Carbonífera Central situada inmediatamente por encima.

En otros casos tanto los pliegues longitudinales como los transversales son exclusivos de la CCC y podrían estar relacionados con cabalgamientos ciegos que verían amortiguado su desplazamiento por el plegamiento de las capas superiores (Fig. III.12).

Una peculiaridad de la CCC es la presencia de esquistosidad en su parte mas meridional, en las proximidades de la Falla de León, así como una elevación del gradiente metamórfico que le hace alcanzar, no obstante y como máximo, la parte alta de la Anquizona. Este gradiente térmico eleva en esta zona el rango de los carbones que en la zona explotable del Sinclinal del Cellón llegan hasta antracitas.

La edad de emplazamiento de esta unidad es similar a la de la Unidad del Ponga y se referirá con la de ésta.

## BIBLIOGRAFÍA

ALLER (1986), EVERS (1967), PÉREZ ESTAUN *et al.* (1988).

### III.3.6.5. La Unidad del Ponga (UP)

Se encuentra situada entre la Cuenca Carbonífera Central y la Unidad de Picos de Europa que la limitan y cabalgan por el O y N respectivamente y por la Unidad del Pisuerga-Carrión a la que cabalga hacia el E (Fig. III.12).

Esta constituida por un gran numero de láminas cabalgantes que constituyen varios mantos, escamas y duplexes (Fig. III.18). En este mapa se encuentran situados los mantos de Caso, Polinosa, Ricacabiello, Riosol y Tarna y los importantes duplexes de Peña Tén, los Beyos y Mampodre (Foto 32) que se sitúan en su parte frontal. La dirección de emplazamiento de estas laminas varia desde NE para a las más atrasadas a E para las más adelantadas o inferiores, acumulando en total un desplazamiento que varia entre 90-100 km.

Los pliegues transversales aparecen claramente sobreimpuestos en la UP a estructuras laterales, habiendo sufrido posteriormente una importante amplificación durante el acortamiento N-S. Estas estructuras laterales permiten la reducción hacia el S del numero de láminas que constituyen la UP e incluso su misma desaparición en las proximidades de Lois (Fig. III.18), donde una parte del desplazamiento se transfiere a la CCC. La estructura lateral más importante de esta unidad que afloran en el Mapa Geológico de León es la rampa lateral de Murias (Fig. III.19). La rampa lateral de Murias permite la desaparición hacia el Sur del impresionante «duplex» del Mampodre y de los Mantos de la Polinosa y Caso dejando a la UP únicamente constituida por el Manto de Ricacabiello.

La edad de emplazamiento de esta unidad y la de la CCC es muy similar, ya que los primeros sedimentos sinorogénicos que se apoyan discordantemente sobre estas unidades, tienen la misma edad; la cual oscila entre el Westfaliense D superior y el Cantabriense inferior. Estos sedimentos sinorogénicos aparecen muy bien representados en la Unidad del Pisuerga-Carrión cabalgados por el frente de estas dos unidades, constituyendo de muro a techo los Grupos Maraña, Pontón y Valdeón que llegan hasta el Estefaniense A. La UP y CCC aparecen claramente fosilizadas por el Estefaniense B.

## BIBLIOGRAFÍA

ÁLVAREZ MARRÓN (1989), ÁLVAREZ MARRÓN y PÉREZ ESTAUN (1988), ÁLVAREZ MARRÓN *et al.* (1989), HEREDIA, (1991), JULIVERT (1967 a y b), SJERP (1967).

### III.3.6.6. La Unidad de Picos de Europa (UPE)

Un pequeño retazo de esta unidad aflora en la cuenca alta del Río Cares en la esquina noroccidental del Mapa Geológico, cabalgando a las unidades del Ponga y Pisuerga-Carrión (Fig. III.12).

La UPE esta constituida por un conjunto de cabalgamientos imbricados (Foto 33) y algunos duplexes en el que los cabalgamientos presentan generalmente un trazado corto y verticalizado con una geometría de fallas listricas (Fig. III.20). El numero de cabalgamientos a pesar de ser grande muestran un desplazamiento pequeño, acumulando del orden de 60 km en dirección S. Los Picos de Europa son contemporaneos de lo que ha sido denominado acortamiento N-S en el resto de la ZC. Los pliegues debido en parte a la geometría de los cabalgamientos y en parte a la rigidez de los materiales que se están deformando, son muy escasos a nivel cartográfico, produciéndose solo algunas flexiones de gran radio.

La edad de emplazamiento oscila entre el Estefaniense B y el Pérmico que fosiliza claramente la estructuración hercínica de la UPE, ya que como veremos más adelante, en esta unidad se aprecia muy bien el rejuego alpino de algunas estructuras, que aunque presente, no es tan evidente en otras partes de la ZC.

## BIBLIOGRAFÍA

FARIAS (1982), FARIAS Y MARQUÍNEZ (1991), MAAS (1974), MARQUÍNEZ (1989)

### III.3.6.7. La Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC)

Representa la parte más externa del Orógeno Hercínico Peninsular, aparece cabalgada por la mayor parte de las unidades descritas hasta ahora (Fig. III.12) de las que constituye su cuenca de antepaís. La UPC ha sido estructurada durante el emplazamiento de cada una de ellas y debido a la peculiar cinemática de los mantos cantábricos (Fig. III.21), se ha conservado durante todo el proceso orogénico, lo que la hace singular en el contexto de las cuencas de antepaís de los orógenos conocidos.

Esta constituida por un conjunto de cabalgamientos y pliegues (Fig. III.22) con orientación diversa, predominando los de trazado NE-SO en su parte O, los E-O en su parte central y los N-S a NNO-SSE en su parte E. Una peculiaridad de esta zona es la presencia de hasta tres esquistosidades de desarrollo y distribución irregular y la presencia de numerosos cuerpos ígneos de pequeño tamaño.

Debido a que se conoce bien la edad de fosilización de las estructuras cabalgantes (Fig. II.18) y su relación con el resto de unidades de la ZC, haremos una breve descripción de estas de más antiguas a más modernas:

- Cabalgamientos fosilizados por el Westfaliense A superior-B. De este grupo forman parte los denominados Mantos Palentinos (Fig. III. 21). Estas láminas cabalgantes presentan síntomas de haber sufrido procesos de tipo gravitacional (Unidad del Gildar-Montó, Fig. III. 24). El emplazamiento hacia el N como mantos enraizados debió tener lugar en algún momento, todavía sin precisar, del Namuriense. Posteriormente y como consecuencia del em-

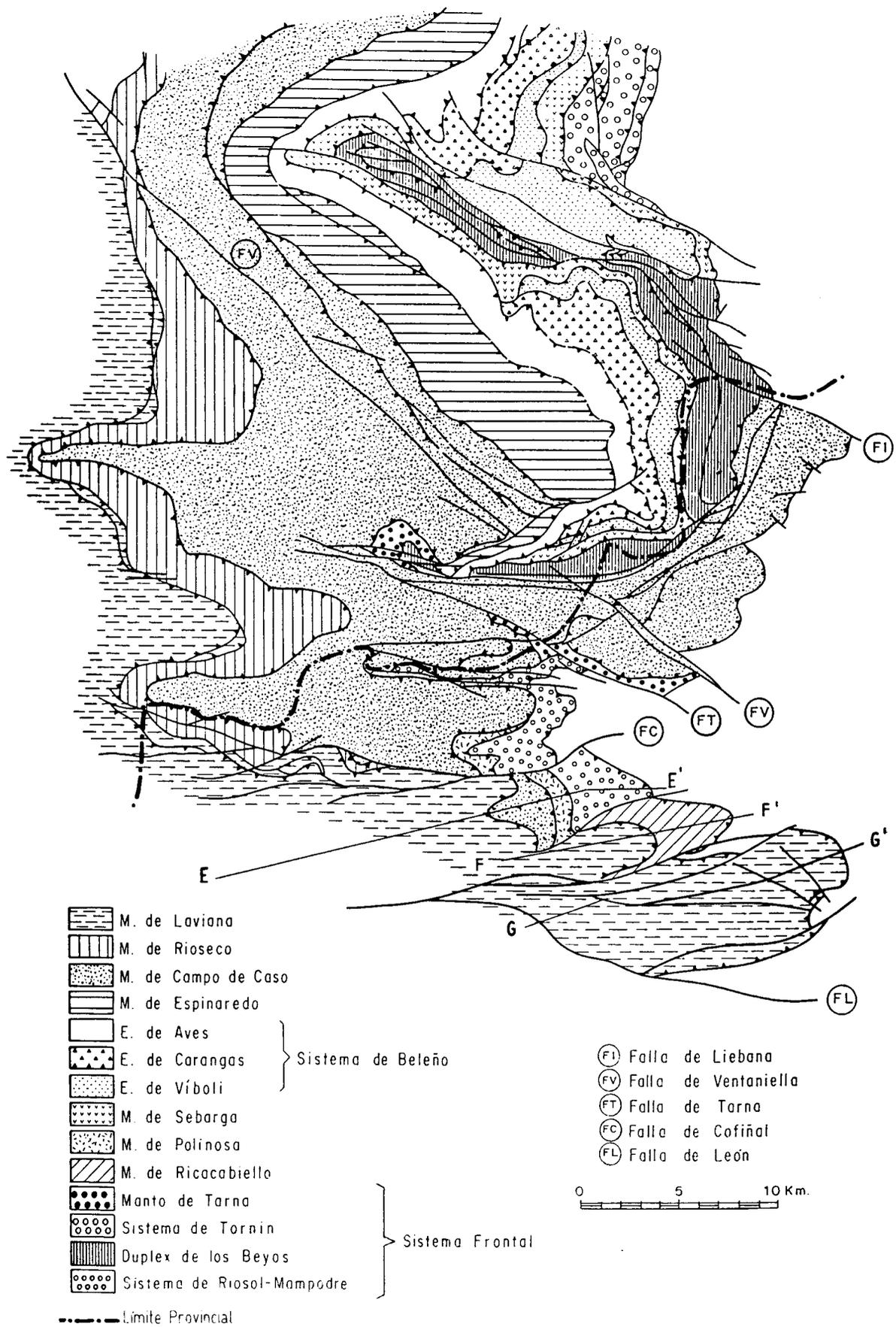
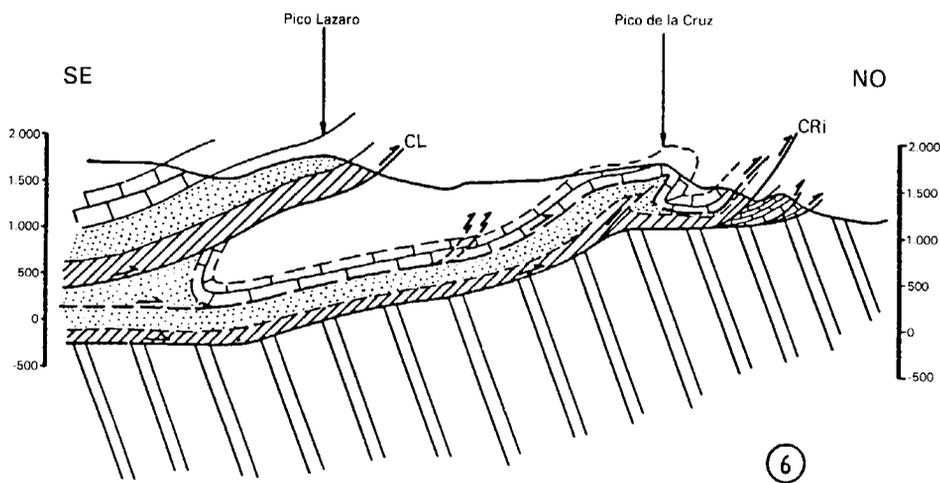
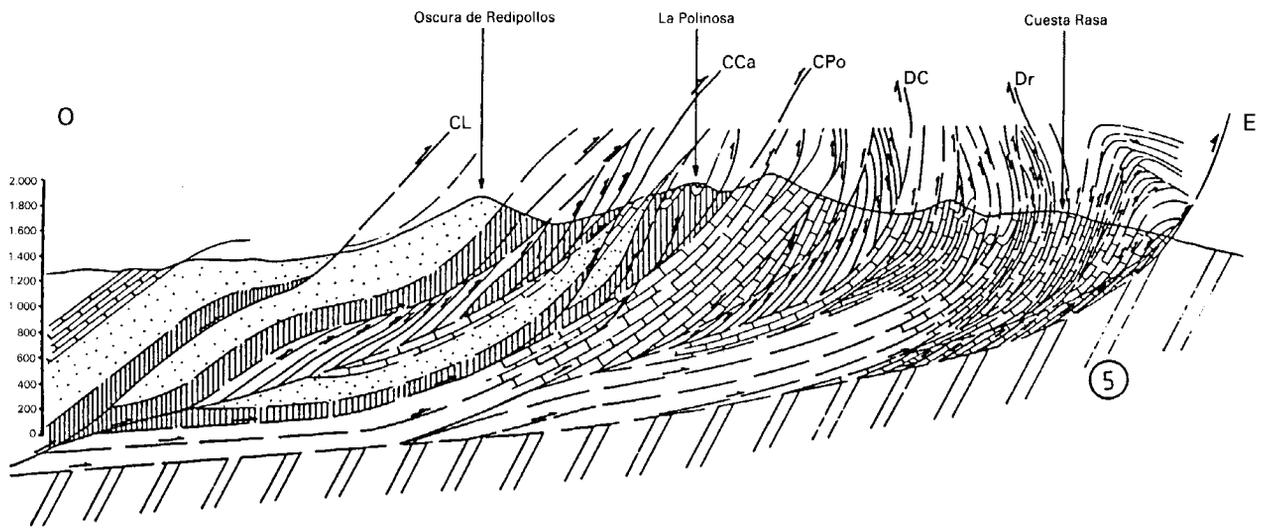


Fig.III.18.- Esquema estructural de la Unidad del Ponga (Alvarez Marrón, 1989, Heredia, 1991).



 Fm. Lancar-Oville

 Fm. Barrios

 Fm. Barcaliente

Fig.III.19.- Cortes geológicos de la parte S de la Unidad del Ponga. Los cortes 5 y 6 equivalen respectivamente a las secciones E-E' y F-F' de la Fig. III.18.

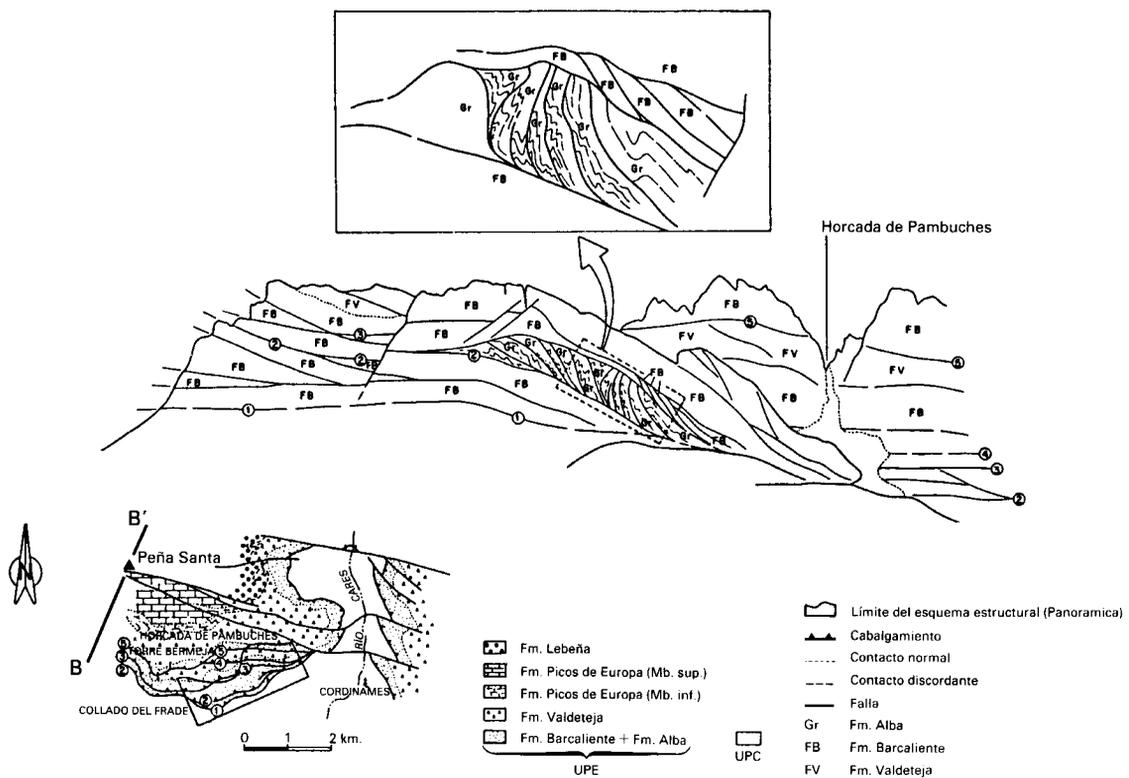
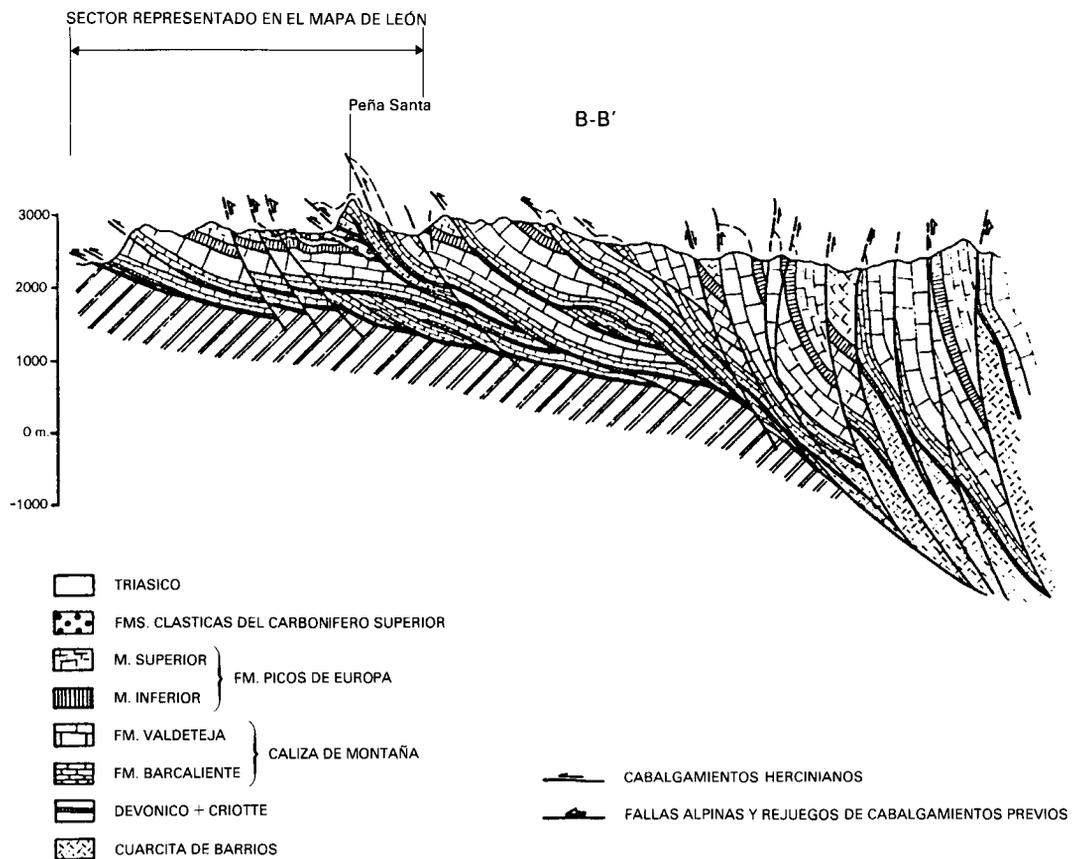


Fig. III. 20.- Corte geológico de la Unidad de Picos de Europa (Farias y Marquínez, 1991) y esquemas cartográficos y de campo del Duplex de Pambuches (Farias y Heredia, en prep.).

plazamiento por debajo de estos mantos del apilamiento antiformal del Domo de Valsurvio de la UEV, se produciría su emplazamiento gravitacional hacia el N y NE; quedando fosilizados junto con esta última estructura, por el Westfaliense A superior o B según las zonas.

- Cabalgamientos fosilizados por el Westfaliense D superior. Son cabalgamientos ligados al emplazamiento del Manto del Esla hacia el NE. Son escasos en la UPC, solamente aparecen en las proximidades de la Unidad del Esla. Ligados a estos cabalgamientos debieron de producirse pliegues, aunque debido a su rotación y rejuego durante las deformaciones posteriores, no se ha podido asignar con seguridad ninguna estructura plegada de la UPC a este acontecimiento tectónico.
- Cabalgamientos fosilizados por el Estefaniense B. Las láminas delimitadas por estos cabalgamientos se han producido en relación con el emplazamiento de la Unidad del Ponga. De entre estos destacamos los cabalgamientos asociados al Manto de Valdeón (Sajambre, Panderruedas, Gildar y Panda, Figs. III. 23 y 24) con una dirección de emplazamiento que varía de E a ESE y a los de la Pernía (Rio Frio) y Barruelo, en su mayor parte fuera del área estudiada, cuya dirección de emplazamiento sería ENE.

Asociados a estos cabalgamientos aparecen una serie de pliegues de trazado NE-SO (Figs. III. 22 y 24) y clara vergencia hacia el E o ESE en el caso del Manto de Valdeón. Estos pliegues son los sinclinales de Posada, Retuerto y Pandetrave; los cuales llevan asociada en ocasiones una esquistosidad grosera que localmente se sitúa de plano axial.

- Cabalgamientos Fosilizados por el Pérmico. Corresponden a lo que se ha venido denominado acortamiento N-S en la ZC, que es contemporáneo del emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa. Estos cabalgamientos no solo cortan a la UPC y UPE sino que se prolongan también a unidades adyacentes aprovechando en muchas ocasiones cabalgamientos previos que se encuentran próximos a la dirección E-O (Figs. 22 y 24). Estos cabalgamientos coinciden con rampas laterales en la UP y CCC, en las que aparecen numerosos rejuegos y estructuras fuera de secuencia relacionadas con este episodio. En la UPC cuando afectan a un área previamente deformada, como es la mayor parte de su zona Sur, pueden rejugarse estructuras previas favorables, como en la UP y CCC, o cortar claramente a aquellas más oblicuas. El cabalgamiento más importante de este episodio de los que aflora en el Mapa de León, es el Cabalgamiento de los Espejos. Este cabalgamiento (Fig. III. 22) rejuega el cabalgamiento basal de los Mantos Palentinos, que han sido moderadamente desplazados hacia el S, cabalgando a los sedimentos del grupo Pando que normalmente los fosilizaría.

Relacionados con este episodio aparecen una serie de pliegues de trazado E-O (Fig. III. 22 y 24) y plano axial subvertical o fuertemente inclinado al N que llevan asociada una esquistosidad a veces muy penetrativa. Esta esquistosidad crenula a la anterior y llega a formar con ella, donde ambas están bien desarrolladas (Sinclinal de Lechada), bandeos tectónicos incipientes. Estos pliegues dan lugar, al afectar a

pliegues anteriores, a figuras de interferencia espectaculares, como la del flanco E del Sinclinal de Pandetrave (Tipo 3 de Ramsay). Cuando el acortamiento N-S afecta a pliegues con una dirección previa próxima a la E-O como los relacionados con rampas laterales de la UP y CCC y cabalgamientos relacionados en la UPC (Gildar, La Pernía...), produce una notable amplificación de estos, o en el caso de aquellos más oblicuos les sobreimpone una importante rotación.

Este acortamiento es el responsable de la amplificación y estructura final del Domo de Valsurvio que en la actualidad junto con el resto de la Unidad de Valsurvio se encuentra cabalgada por la UPC (Falla de Ruesga). En la Unidad del Esla se produce reapretamiento y rotación de pliegues previos, así como algunos pliegues nuevos ligeramente vergentes al S, que afectan a todos los grupos posteriores al emplazamiento de los mantos de esta unidad.

## BIBLIOGRAFÍA

ALONSO (1987), FRANKENFELD (1983), JULIVERT (1960), HEREDIA (1991), LOBATO (1977), MAAS (1974), MARQUÍNEZ y MARCOS (1984), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1992), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y HEREDIA (1987, 1990), SAVAGE (1967, 1979)

### III.3.7. LAS DEFORMACIONES TARDÍAS EN LA ZC

Con posterioridad al emplazamiento de los principales mantos, se producen en la ZC una serie de fallas que en su parte meridional tienen un trazado E-O (Fallas de León, Villablino, Sabero-Gordón), mientras que en su parte nororiental presentan un trazado NO-SE (Tarna, Ventaniella, Liébana...). Estas fallas (Fig. III. 23) tienen una larga historia ya que en algunos casos habían funcionado durante el emplazamiento de los mantos; la Falla de León como estructura lateral y la de Villablino como cabalgamiento fuera de secuencia, son los ejemplos más evidentes. Sin embargo otras fracturas son totalmente nuevas y aparecen cortando toda la estructuración anterior, este es el caso de las de Ventaniella, Liébana y Tarna. La mayor parte de estas fracturas son desgarres no puros, con elevación del bloque N. Asociadas a estas zonas de fractura aparecen en la ZC y sobre todo en la UPC gran número de rocas ígneas (Fig. III. 25).

### III.4. LA ESTRUCTURACIÓN ALPINA

La Orogénesis Alpina no ha modificado sustancialmente el edificio estructural hercínico, aunque sí ha rejugado algunas fracturas, siendo la causante de un rejuvenecimiento del relieve que ha dado lugar al afloramiento actual de la Cordillera Cantábrica.

Posteriormente al desarrollo de la Orogénesis Hercínica, a partir del Periodo Pérmico y durante un importante lapso temporal que abarca hasta el Cretácico Superior, se desarrolla un importante periodo extensional (Fig. III. 26) producido por la apertura del Golfo de Vizcaya. Este hecho determina la separación del Macizo Ibero-Armoricano y la creación entre las ramas Ibérica y Europea de una zona oceánica. Dicha zona

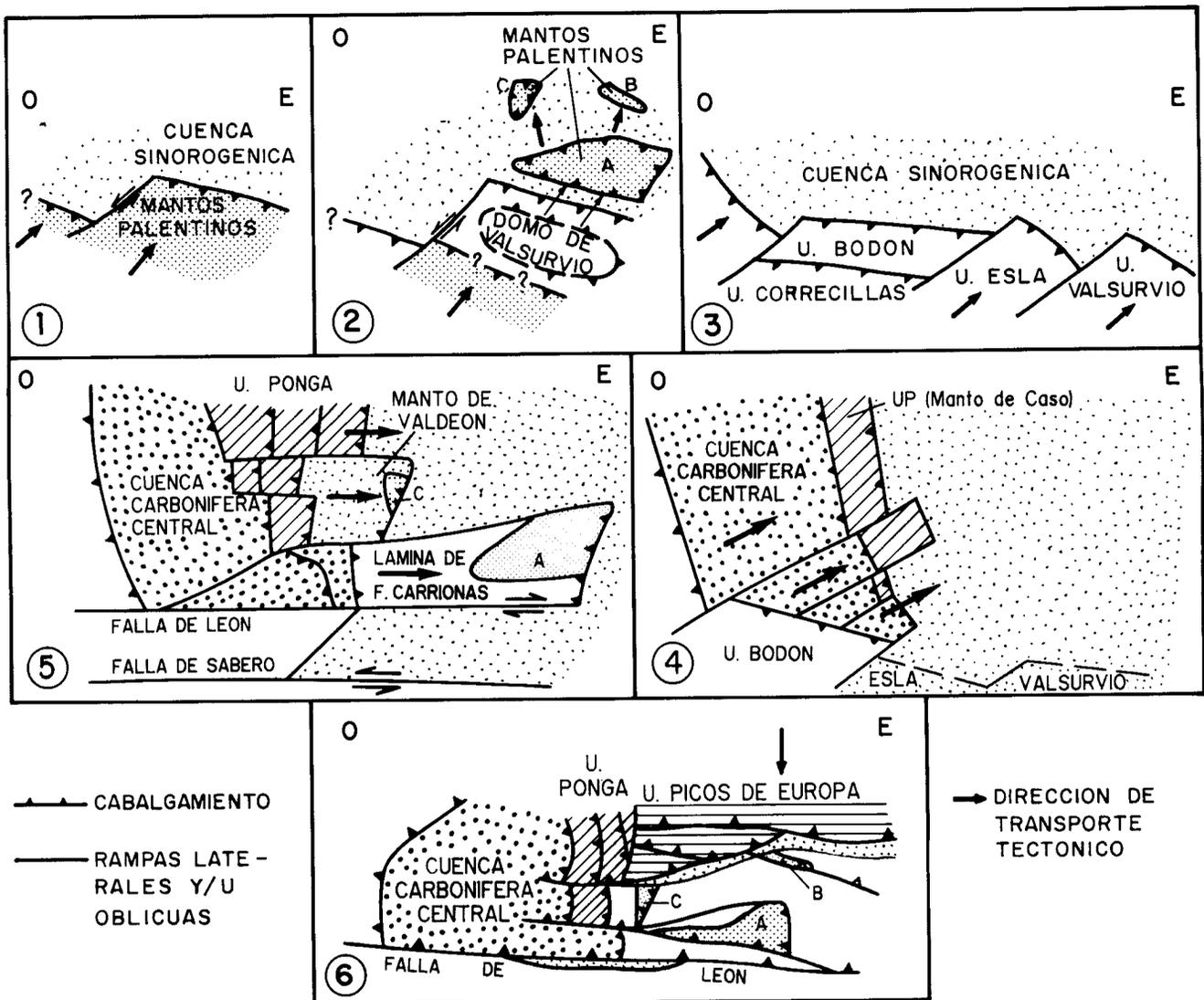


Fig. III. 21.- Esquema idealizado de emplazamiento de las diferentes unidades de la Zona Cantábrica. 1- Namuriense, 2-Westfaliense A, 2 y 3- Westfaliense B-D, 4 y 5- Westfaliense D-Barrueliense, 6- Estefaniense B. (Rodríguez Fernández y Heredia, 1988, modificado).

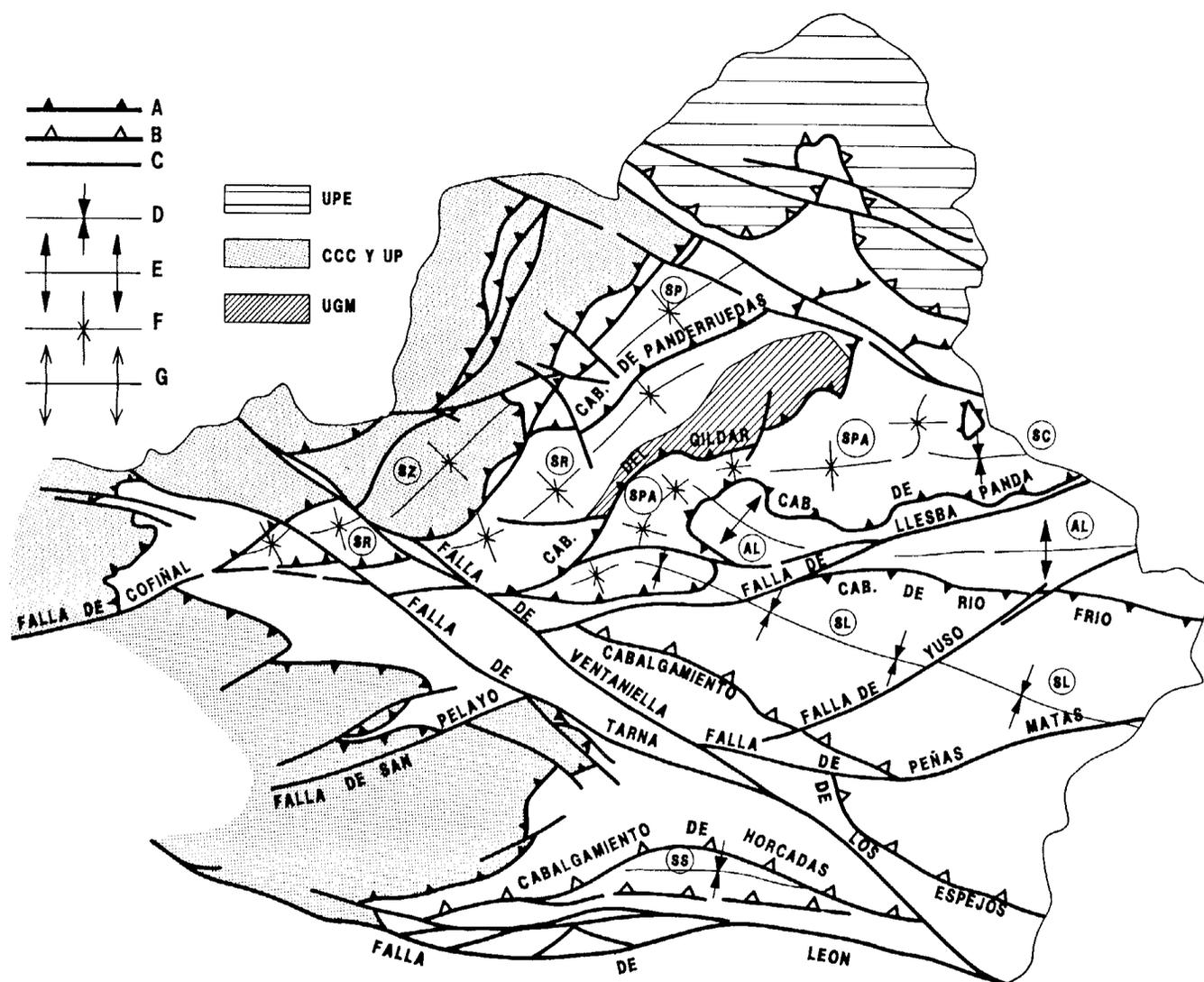


Fig.III.22.- Esquema estructural de la Unidad del Pisuegra-Carrión en la Provincia de León. **A-** Cabalgamientos relacionados con la UP, **B-** Cabalgamientos relacionados con la UPE (acortamiento N-S), **C-** Fallas, **Dy E-** Sinclinales y anticlinales asociados a los cabalgamientos A, **F y G-** Sinclinales y Anticlinales asociados a los cabalgamientos B. **SZ-** Sinclinal de Zambrabral, **SP-** Sinclinal de Posada, **SR-** Sinclinal de Retuerto, **SPA-** Soinclinal de Pandetrave, **SC-** Sinclinal de Coriscao, **AL-** Anticlinal de Ledantes, **SL-** Sinclinal de Lechada, **SS-** Sinclinal de Salio.

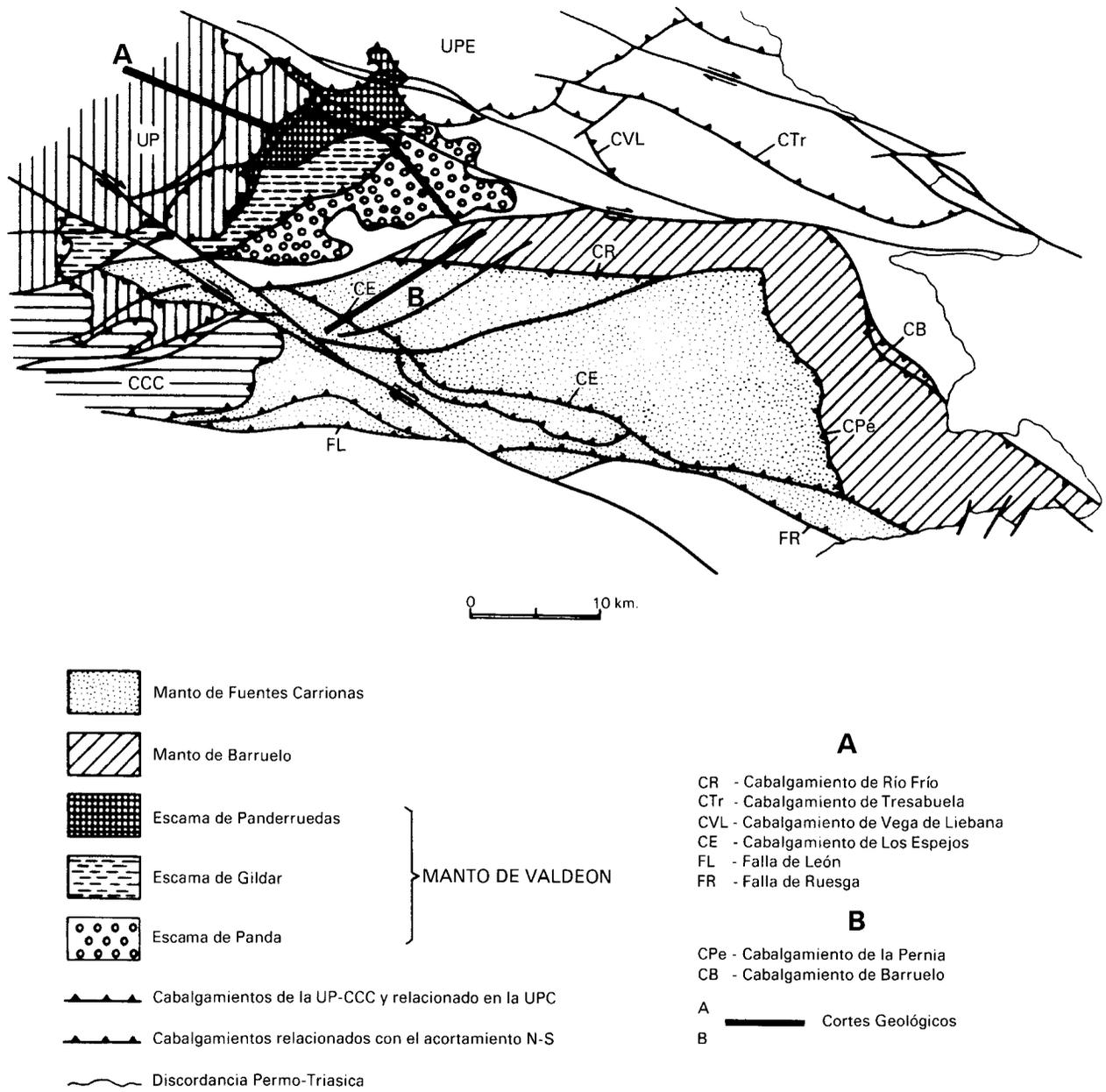


Fig. III. 23.- Esquema mostrando las principales láminas alóctonas y cabalgamientos de la UPC (Heredia, 1991).

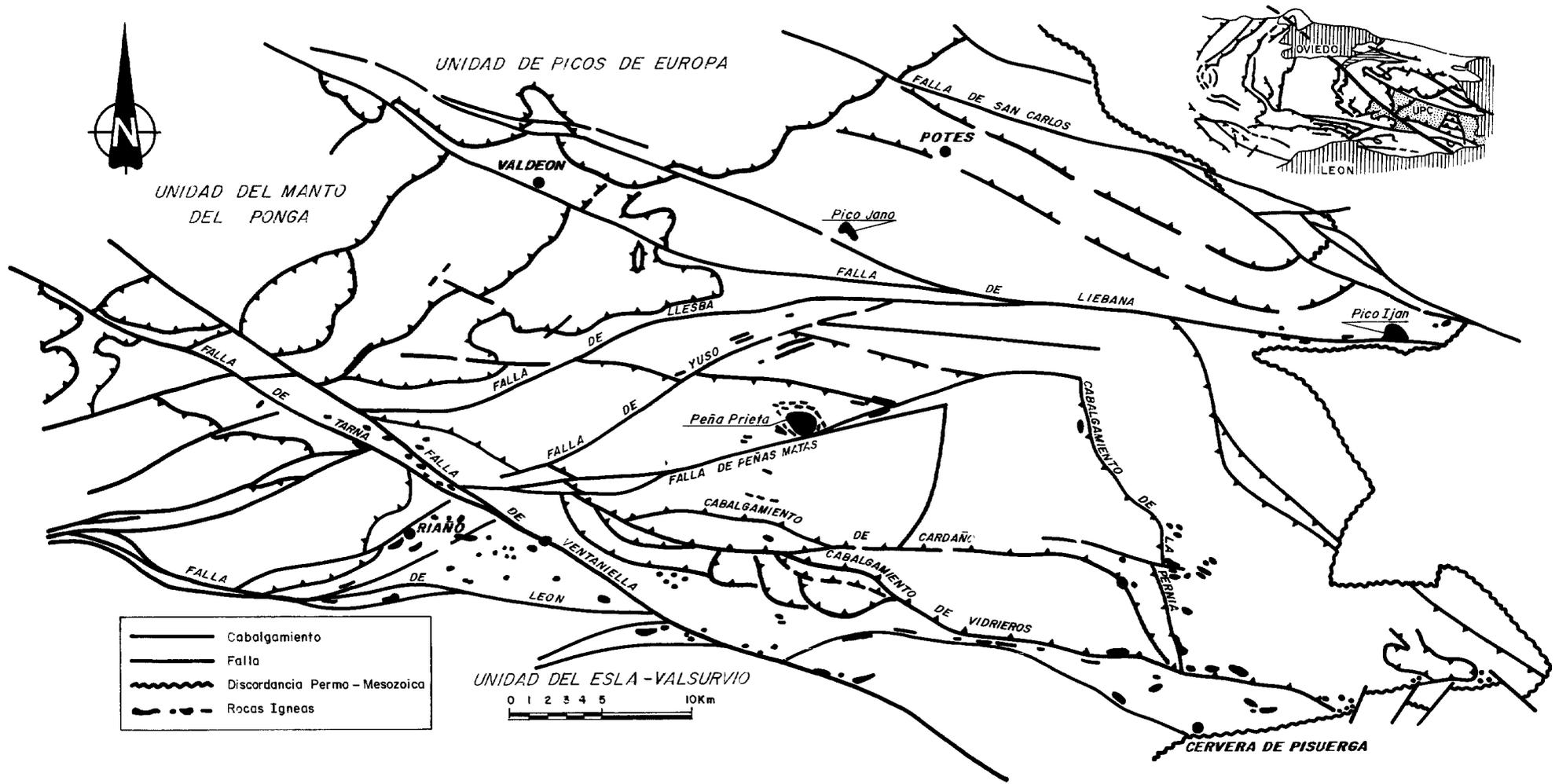


Fig. III. 25.- Principales fracturas y afloramientos igneos de la UPC (Gallastegui et al., 1990).

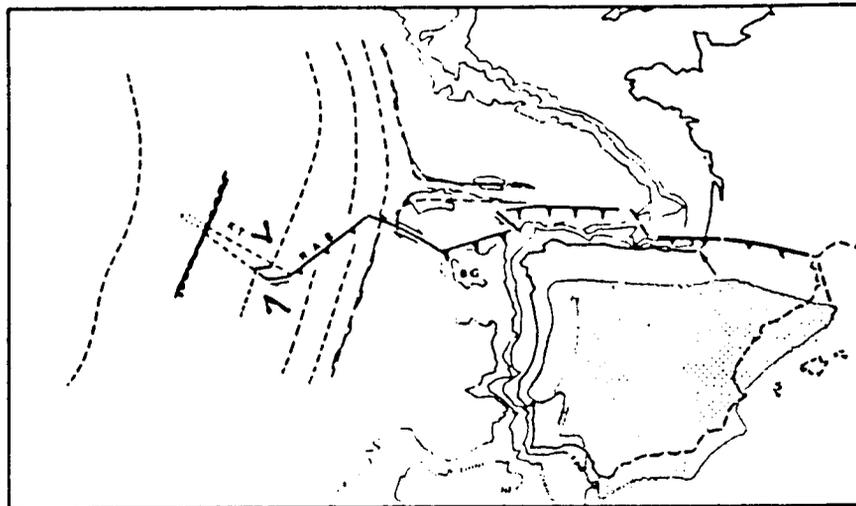
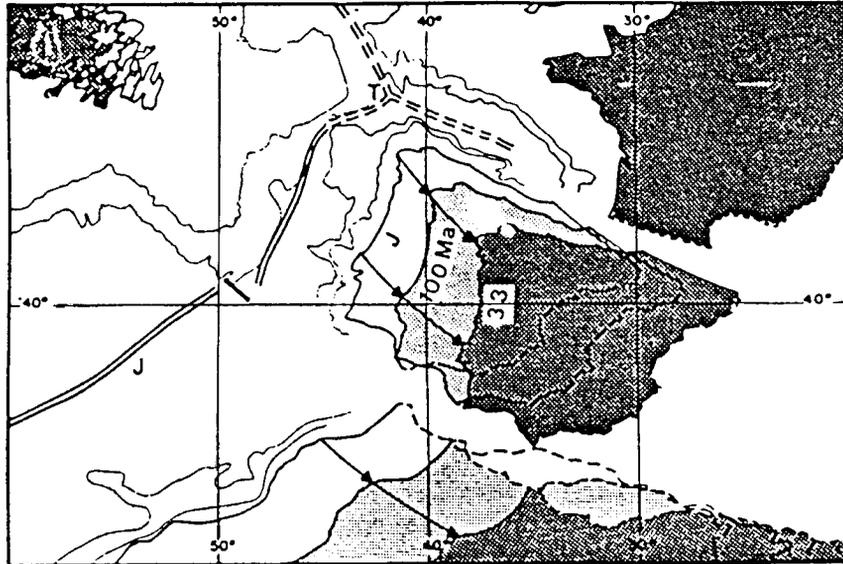


Fig. III. 26.- Situación de la Placa Ibérica: **A)** entre el Jurásico y Cretácico, época de apertura del Golfo de Vizcaya **B)** entre el Cretácico Superior y el Terciario, época de la colisión entre la placa Ibérica y la Europea, con la posición de la zona de sutura.

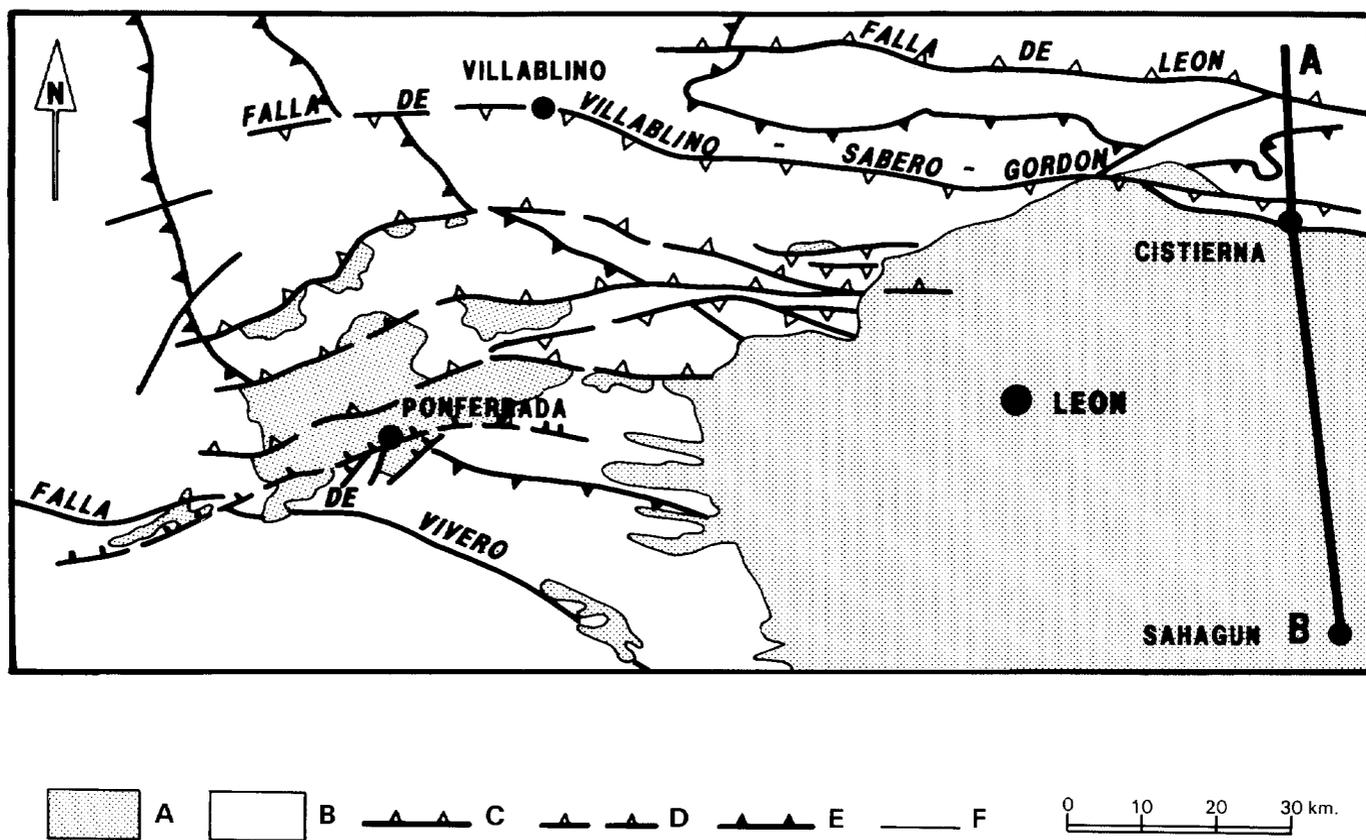


Fig. III. 27.- Esquema de situación de los principales accidentes tectónicos alpinos de la parte nororiental de la Cuenca del Duero y de la Cuenca del Bierzo. A- Sedimentos Mesozoico-Terciarios. B- Rocas paleozoicas y precámbricas. C- Cabalgamientos y Fallas inversas alpinas. D- Idem. a C, supuestos. E- Cabalgamientos hercínicos. F- Otras fallas.

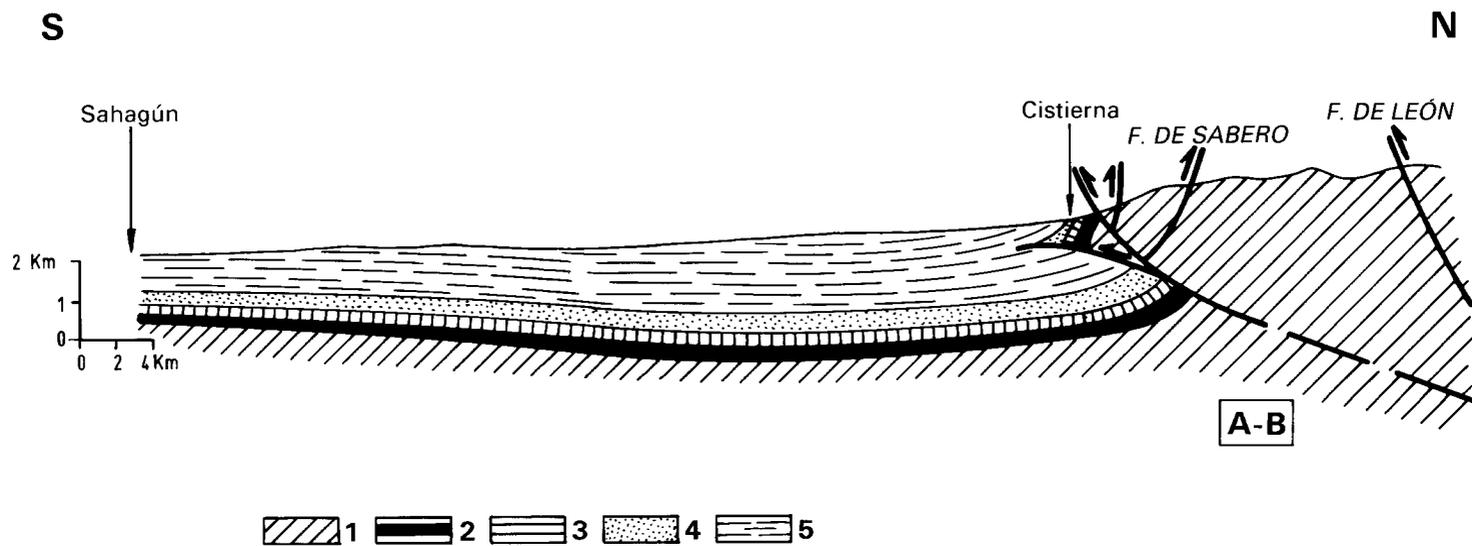


Fig. III. 28.- Corte Geológico en el borde N de la Cuenca del Duero (situación en la Fig. III. 27). 1- Zócalo precámbrico-paleozoico. 2- Cretácico Inferior. 3- Cretácico Superior. 4- Terciario preorogénico. 5- Terciario sinorogénico (Tomado de Serrano, 1987, modificado).

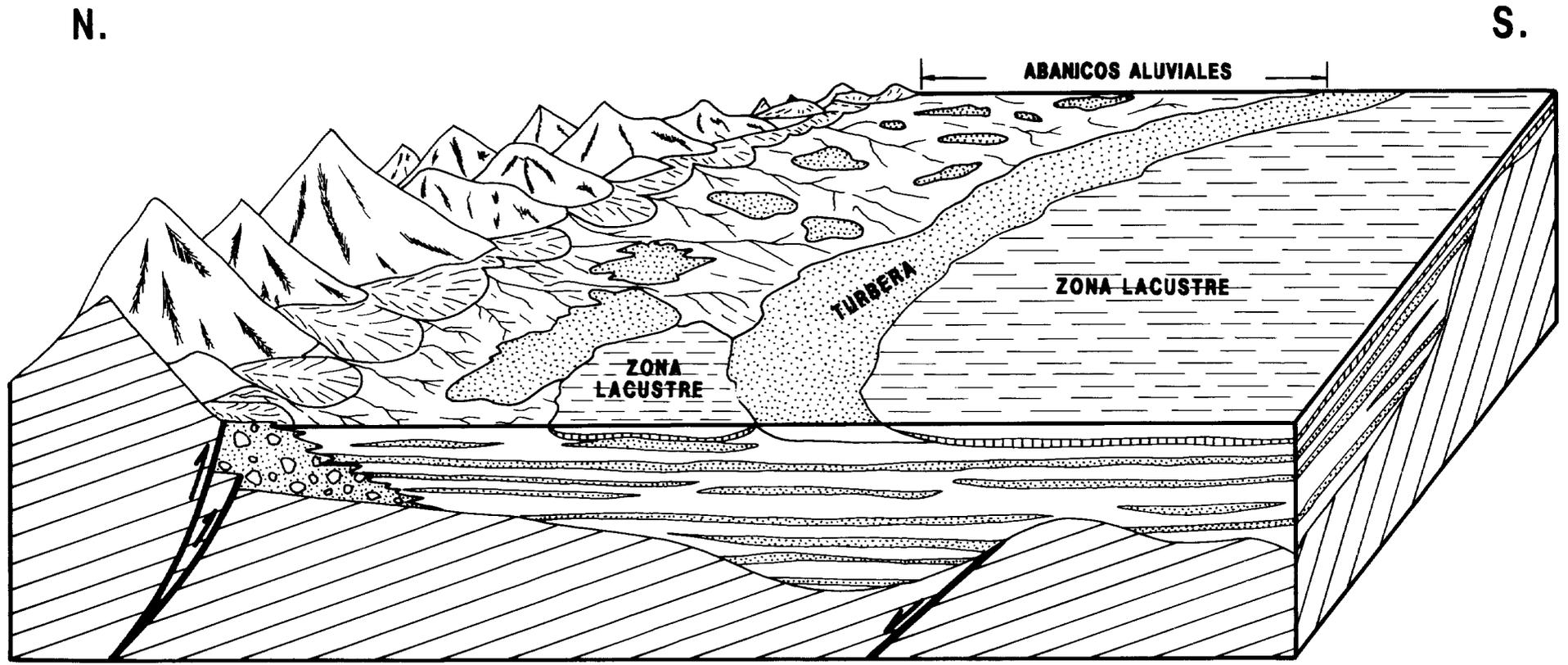


Fig. III. 29.- Bloque diagrama de la Cuenca Terciaria del Bierzo durante el depósito de la Formación Toral.

aparece limitada por dos áreas de plataforma somera en las que se depositan potentes series mesozoicas, correspondientes en la parte más próxima al Mapa de León a la Cuenca Vasco-Cantábrica. La sedimentación mesozoica aparece controlada tanto en facies como en potencias por la presencia de numerosas fallas normales ligadas al proceso extensional y por un diapirismo intenso sobre todo durante el periodo Cretácico. Dichas fallas normales se encuentran en muchas ocasiones sobreimpuestas a estructuras hercínicas anteriores de dirección aproximada E-O o NO-SE.

Con posterioridad al periodo extensional, tiene lugar una etapa compresiva (Fig. III. 26) ligada a la colisión de la placa Ibérica con la Europea, que da lugar también a una pequeña subducción por debajo del borde continental nordibérico. El periodo orogénico tiene su máxima expresión en esta zona durante el periodo Terciario y más concretamente en tiempos Oligo-miocenos. Durante esta etapa las fracturas que actuaron como distensivas pasan a comportarse como inversas (Foto 34) y algunas fallas y cabalgamientos hercínicos (Foto 35), rejuegan pasando a cobijar a los sedimentos mesozoico-terciarios. Las fracturas y cabalgamientos alpinos no se encuentran generalizados sino que sobre el dominio paleozoico se encuentran concentradas en determinadas bandas (Fig. III. 27) muy espaciadas entre sí, lo que permite que la estructura hercínica se conserve prácticamente intacta entre ellas. Por otro lado la estructuración alpina es menos evidente y parece que disminuye hacia la parte occidental (ZAOL y ZCI) del Macizo Hercínico del NO.

En la ZC estas bandas con deformación alpina se concentran fundamentalmente en dos sectores. Uno en su parte N, cer-

ca de la costa cantábrica, dando lugar a una zona de cabalgamientos hacia el S que cortan la Depresión Mesozoico-Terciaria Asturiana (Fig. III. 27) y que se prolonga por los afloramientos paleozoicos orientales de la UP y UPE hasta la Cuenca Vasco-cantábrica. Otro en su borde sur, mucho más importante, que constituye el frente de la deformación alpina, constituido por una zona de cabalgamientos o fallas inversas que levantan también el bloque N y que entre otras fracturas hercínicas rejuegan a la Falla de Sabero-Gordón (Fig. III. 27). Estas fracturas producen el cobijamiento (hasta 5 km, según datos sísmicos) y deformación de los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero situados en sus proximidades (Fig. III. 28). En este contexto la Cuenca del Duero constituiría la cuenca de antepaís de la Cadena Alpina Cantábrica, cuyo levantamiento daría lugar a la exhumación de la antigua cordillera hercínica que pasaría de nuevo a ser erosionada.

Estas bandas o frentes de cabalgamiento se amortiguan hacia el O de manera que las situadas en la parte S de la ZC se continúan con dificultades por la ZAOL hasta la Depresión del Bierzo, donde presentan un salto menor (Fig. III. 29). Por otro lado es posible que otras estructuras hercínicas de dirección E-O hayan rejugado como fracturas inversas durante la Orogenia Alpina, como la Falla de León o la de Villablino, sin embargo la falta de sedimentos mesozoico-terciarios en relación con estas fracturas hace imposible discriminar si su salto vertical es debido a esta orogenia, al acortamiento N-S hercínico o es la suma de ambos.

## BIBLIOGRAFÍA

BOILLOT *et al.* (1979), HERAIL (1984), NAVARRO *et al.* (1988)

## IV. MAGMATISMO

### IV.1. INTRODUCCIÓN

La actividad magmática no es demasiado intensa en el marco del Mapa Geológico de León y se concentra en tres épocas muy concretas:

- Una actividad volcánica ligada al depósito de los materiales precámbricos
- Un vulcanismo en el Paleozoico Inferior
- Un plutonismo y vulcanismo del Paleozoico Superior

### IV.2. EL VULCANISMO PRECÁMBRICO

A pesar de que en los sedimentos precámbricos es bastante común la presencia de cuerpos de naturaleza volcánica o vulcanosedimentaria, como es el caso de los niveles de porfiroides del Antiforme del Narcea o del «Olló de Sapo» de la ZCI, en el área ocupada por el Mapa de León no son muy comunes. Sin embargo la participación volcánica de estas rocas parece muy alta, destacando entre las características de las mismas que apoyan este origen, la gran abundancia de plagioclasas y en algunos niveles de feldespato potásico, así como la existencia de cuarzos con «golfos de corrosión», intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico y la gran abundancia de fragmentos de rocas volcánicas. Estos fragmentos están constituidos en unos casos por agregados de cuarzo microcristalinos y en otros por una matriz microcristalina en la que destacan microfenocristales de plagioclasa con textura traquitoide.

### BIBLIOGRAFÍA

BARD et al. (1973), CORRETGE (1969), GUTIÉRREZ ALONSO et al. (1990), MARCOS et al. (1980), MARTÍN PARRA (1989), PÉREZ ESTAUN (1973), SUÁREZ y SUÁREZ DEL RÍO (1976).

### IV.3. EL VULCANISMO DEL PALEOZOICO INFERIOR

Aparece relacionado con el proceso extensional que da lugar a la extensa plataforma que constituye el margen pasivo ibérico durante el Paleozoico Inferior. Se encuentra representado por todas las zonas del Macizo Hespérico con mayor o menor intensidad y se concentra en el periodo Cambro-Ordovícico.

#### *Zona Centroibérica*

Se concentra sobre todo en la Formación Pizarras de Luarca, en la que se intercalan varios niveles de lavas con fenocristales de plagioclasa y rocas vulcanosedimentarias, generalmente tobas, tanto masivas como estratificadas. Litológicamente son conglomerados a microconglomerados de cantos angulosos embebidos en una matriz lutítica con gran participación volcánica. La matriz está compuesta mayoritariamente por cuarzo, clorita y moscovita, mientras que los cantos son en su mayor parte de cuarzo,

siendo posible reconocer fragmentos de rocas de naturaleza traquibasáltica.

#### *Zona Asturoccidental-leonesa*

En esta zona existe un gran número de rocas volcánicas intercaladas en la serie cambro-ordovícica, sobre todo en su techo.

En las formaciones Cándana y Vegadeo del Cámbrico inferior y medio del Manto de Mondoñedo, aparecen intercalados numerosos cuerpos de metavulcanitas ácidas de tipo riolítico y riodacítico, formadas casi exclusivamente por cuarzo, microclina y moscovita.

En el resto de la serie aparecen numerosas intercalaciones de rocas de tipo diabásico. Se trata normalmente de sills con una potencia que varía entre los 10 y 50 m cuya textura y composición mineralógica original se encuentra enmascarada por el metamorfismo regional hercínico y diversos procesos de alteración. Sin embargo es posible reconocer todavía en algunos ejemplos texturas subofíticas y mineralogías originales constituidas por plagioclasa, anfíbol pardo, clinopiroxeno, biotita, ilmenita y cuarzo.

Tanto este vulcanismo, como el ligeramente más ácido de la ZCI, representan las partes más diferenciadas de magmas de naturaleza toleítica.

#### *La Zona Cantábrica*

En la Zona Cantábrica la actividad volcánica ha sido frecuente prácticamente a lo largo de todo el Paleozoico, encontrándose representados varios episodios, aunque de diferente magnitud, desde el Cámbrico hasta el Pérmico, aunque volumétricamente el más importante es el de edad cambro-ordovícica.

Este vulcanismo, de carácter básico y naturaleza alcalina, se concentra sobre todo en la «Rama Sur» de la ZC, dentro de las unidades de Correcillas, Bodón y Esla (Fig. IV.1), encontrándose tres tipos de manifestaciones:

- Sills de composición mayoritariamente traquibasáltica con un espesor variable, desde escasos metros a 80m y bastante continuidad lateral, emplazados en la Formación Oville.
- Rocas volcanoclásticas emplazadas a diferentes niveles de la Formación Barrios. Rellenan numerosas chimeneas y cráteres de tamaño variable (ver cartografía de la chimenea de Camplongo en la Fig. IV.1), pudiendo sobrepasar en algunos casos el kilómetro de longitud y los 500 m de espesor. Su desarrollo es posterior a los sills a los que cortan y engloban como enclaves. Están constituidas por porcentajes variables de tobas y aglomerados volcánicos masivos e interestratificados, niveles sedimentarios con participación volcánica y en menor proporción lavas basálticas.

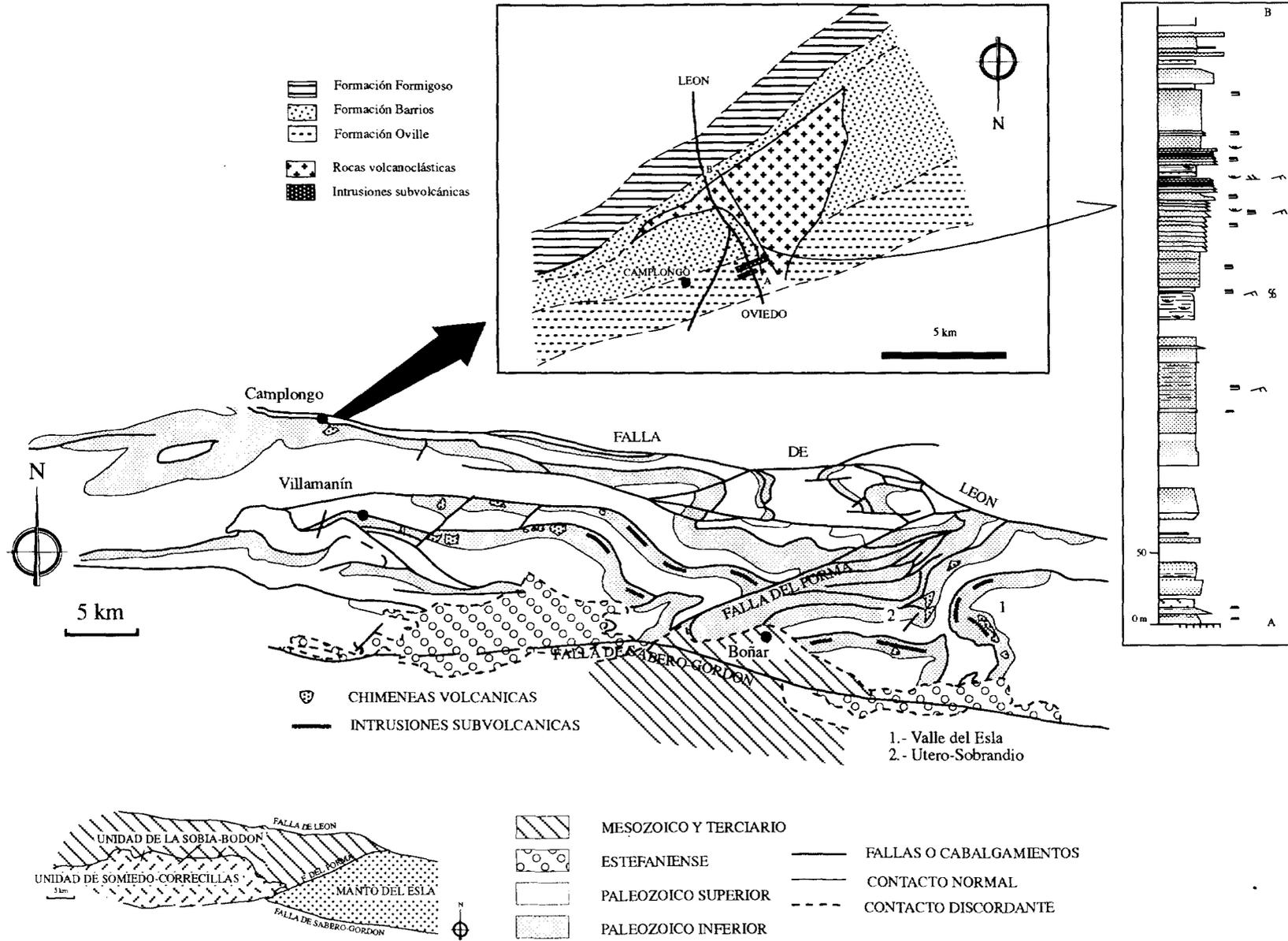
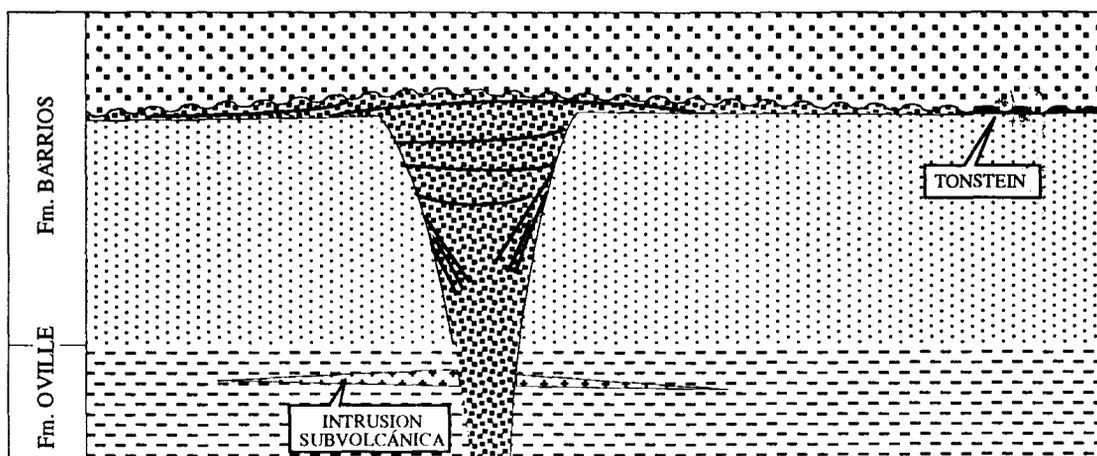
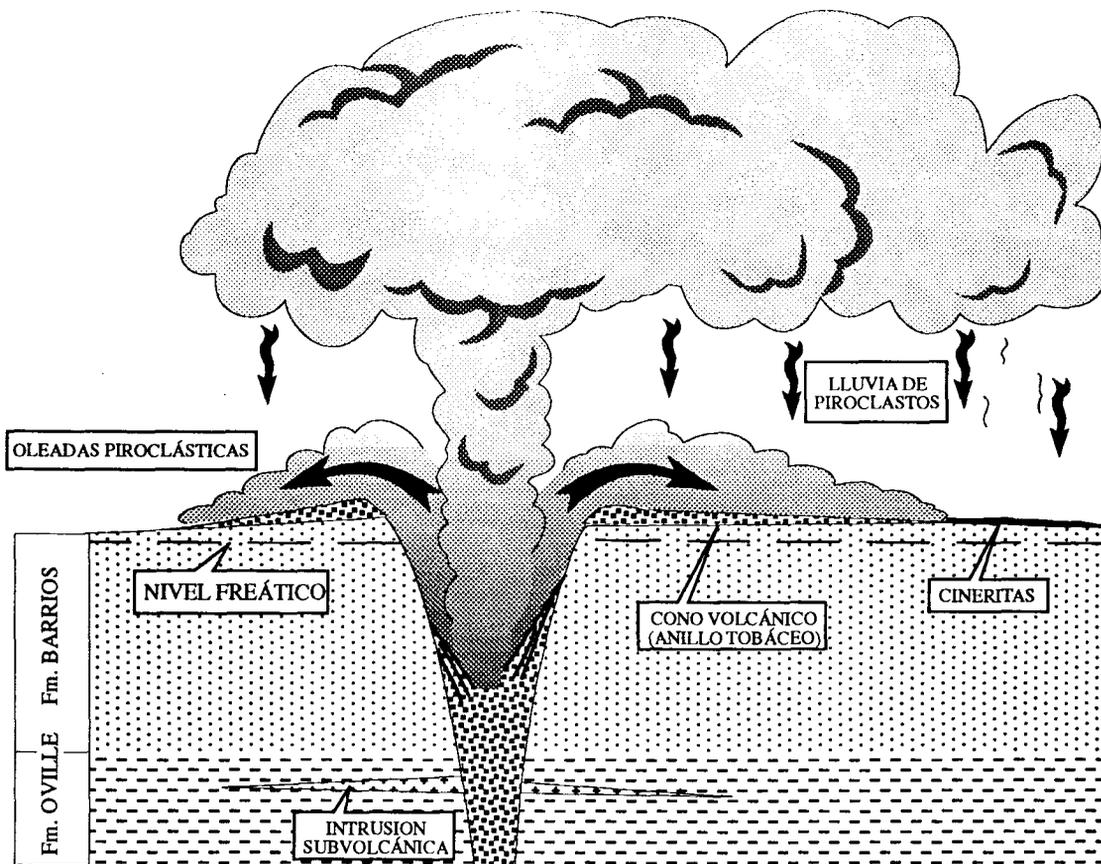


Fig. IV. 1.- Intrusiones subvolcánicas y chimeneas volcánicas del sector meridional de la Zona Cantábrica (Gallastegui *et al.*, 1992).



-  Rocas piroclásticas (principalmente tobas y tobas lapilíticas)
-  Rocas epiclásticas (principalmente areniscas con participación volcánica)
-  Discontinuidad estratigráfica

Fig. IV. 2.- Modelización del vulcanismo freatomagmático desarrollado en el sector meridional de la zona Cantábrica (Gallastegui *et al.*, 1992).

- «Tonstein» de caolín de espesor centimétrico, intercalado en la Formación Barrios, formado a partir de la alteración «in situ» de cenizas volcánicas ácidas de transporte eólico. Este tipo sería contemporáneo del anterior, aunque debido al carácter ácido de las cenizas deberían de provenir de áreas alejadas de la ZC.

Este vulcanismo Cambro-Ordovícico de naturaleza alcalina, se ha considerado como de tipo explosivo, desarrollado en un ambiente marino somero o con abundante agua procedente del subsuelo (freatomagmático). Las explosiones producidas durante la actividad volcánica, darían lugar a cráteres y abundante material piroclástico, que se depositaría junto con el aporte sedimentario terrígeno dentro y fuera de la chimeneas (Fig. IV.2).

Existen algunas otras manifestaciones volcánicas de escasa entidad en el Silúrico (Formaciones Formigoso y San Pedro) que tendrían el mismo origen y significado que las de edad cambro-ordovícica. Este vulcanismo sería el responsable del enriquecimiento en fosfatos y hierro de la Formación San Pedro.

## BIBLIOGRAFÍA

GALLASTEGUI (1992 a,b,c), GALLASTEGUI *et al* (1992), GARCÍA RAMOS *et al.* (1984), HEINZ *et al.* (1985), LOESCHKE (1982), LOESCHKE y ZEIDLER (1982), MARTÍNEZ CATALÁN (1981), MARCOS (1973), NOLLAU (1968), PARGA (1969), WALTER (1965).

## IV.4. EL PLUTONISMO Y VULCANISMO DEL PALEOZOICO SUPERIOR

El magmatismo del Paleozoico superior está directamente ligado al proceso orogénico hercínico y como éste se extiende desde el Devónico Medio-Superior hasta el Pérmico, tratándose en su mayor parte de rocas plutónicas. Las rocas volcánicas sólo son relativamente abundantes en el Pérmico. El emplazamiento de las rocas ígneas se produce generalmente en condiciones permitidas, y tiene lugar en los periodos de relajación que existen dentro del proceso orogénico. Excepto las más tardías (postcinemáticas), que no aparecen deformadas, el resto de estas rocas (sincinemáticas), presenta un grado de deformación variable, dependiendo de diversos factores, tales como su edad, posición estructural, etc.

### IV.4.1. LAS ROCAS PLUTÓNICAS SINCINEMÁTICAS DE LA ZAOL

En el área ocupada por el Mapa de León sólo se pueden asignar a este tipo algunos diques de pórfidos cuarzomonzoníticos que afloran en el Manto de Mondoñedo. Estos diques presentan una dirección NO-SE, extensión lateral de hasta 15 km, y una potencia que varía entre 1-15 m. Están compuestos generalmente por fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz, como accesorio destaca la presencia de fluorita.

Estos diques parecen estar emplazados a favor de fracturas normales longitudinales con la misma dirección y buzamiento de 80° hacia el SO que debieron producirse durante la interfase 2-3 o al principio de la F3, que los deforma claramente.

En el Mapa de León las rocas ígneas postcinemáticas son, en términos relativos, las más abundantes. Estas aparecen cortando a la estructuración hercínica principal y tienen una edad de emplazamiento que oscila entre el Estefaniense superior y el Pérmico. Afloran en dos áreas muy determinadas, unas en la parte occidental de la ZAOL, en dos de las tres alineaciones ígneas características de esta zona y otras, de mucho menor tamaño, en la UPC de la ZC, la parte más oriental y externa de la cadena orogénica.

Debido a que se trata de rocas de características y significado diferente las estudiaremos por separado, comenzando por las de la ZAOL.

### IV.4.2. LAS ROCAS PLUTÓNICAS POSTCINEMÁTICAS DE LA ZAOL

Se concentran en dos alineaciones plutónicas que de O a E son: Alineación de Vivero-Lugo-Sarria y la Alineación de Boal-Los Ancares (Fig. IV.3). Además de estas alineaciones aparecen gran número de diques irregularmente distribuidos que localmente llegan a ser muy abundantes.

La alineación de Vivero-Lugo-Sarria se sitúa en el Dominio del Manto de Mondoñedo, en las proximidades de la Falla de Vivero y a ella pertenece el pequeño plutón de Cadafresnas.

El Plutón de la Peña del Seo o de Cadafresnas tiene una extensión no superior a los 3 km<sup>2</sup> e intruye en los materiales de la parte inferior de la Formación Cándana. Es un granito moscovítico-biotítico, bastante homogéneo, de tonos claros, grano medio a grueso y muy rico en cuarzo, que se encuentra bastante meteorizado. Microscópicamente su textura es hipidiomórfica granular, con presencia de feldespatos subidiomorfos y pequeños enclaves micáceos (biotíticos) de color verdoso.

En los afloramientos de encajante, formado por materiales predominantemente lutíticos de la Formación Cándana, sólo aparece un cierto metamorfismo de contacto en los metros más próximos a la intrusión. Este metamorfismo de contacto se caracteriza por la existencia de pizarras mosqueadas o nodulosas que afloran bien en las proximidades de las Minas de Seo. Sin embargo, en profundidad, este plutón corta a algunos de los niveles carbonatados de la Formación Cándana que afloran en sus proximidades, dando lugar a un «skarn» piroxénico que presenta mineralizaciones de scheelita-bornita (D. ARIAS, *com. pers.*).

Asociados al granito aparecen varios diques de cuarzo, algunos de los cuales han sido explotados por llevar mineralizaciones de wolframio acompañadas de diversos tipos de sulfuros (calcopirita, pirita, etc.) en las Minas de Seo.

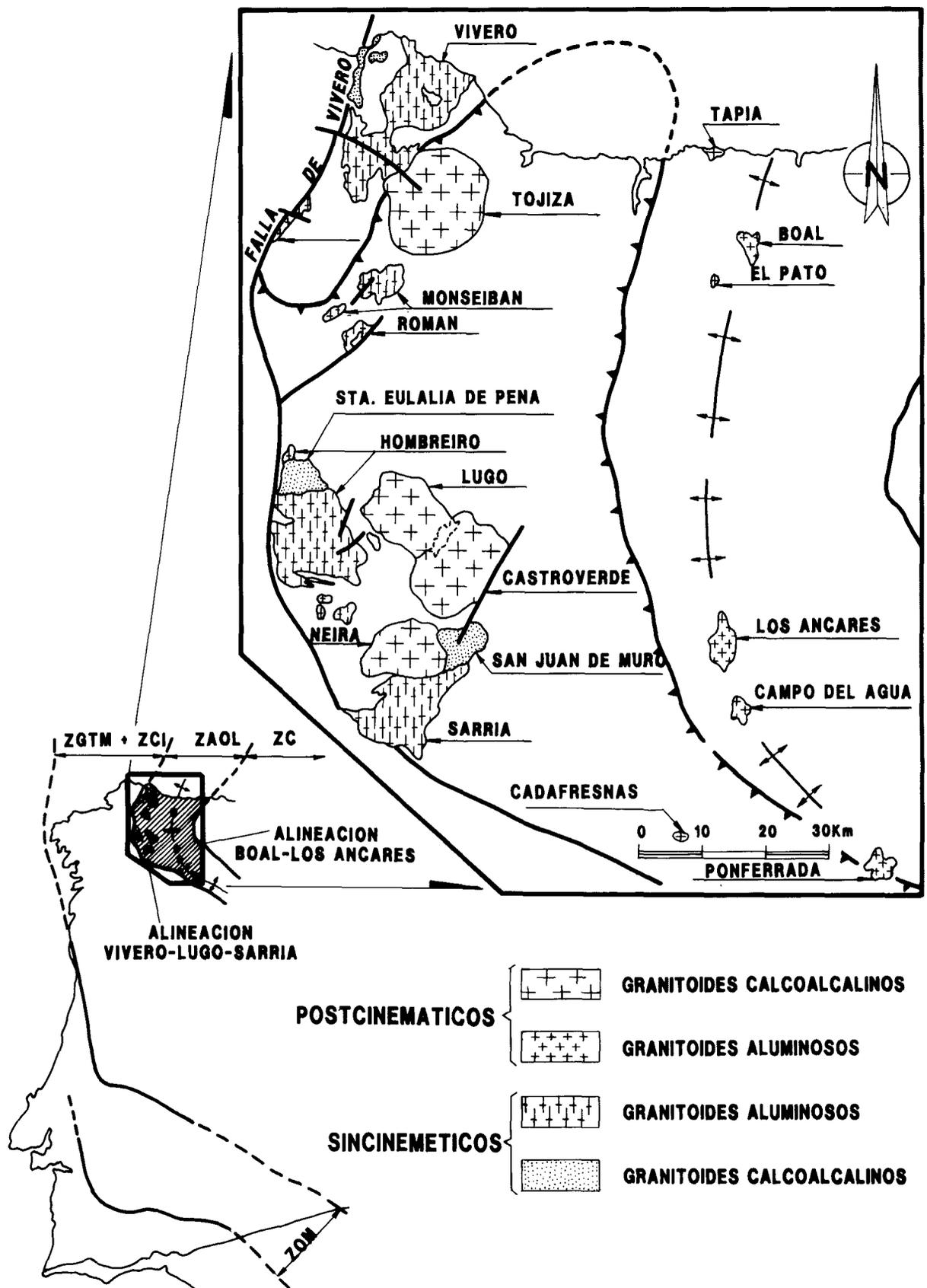


Fig. 14.7. Esquema con las principales alineaciones magmáticas de la Zona Asturoroccidental.

La alineación de Boal-Los Ancares se encuentra en la parte occidental del Dominio del Navia-Alto Sil cerca del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y a ella pertenecen los plutones de Los Ancares, Campo del Agua y Ponferrada. Desde el punto de vista geoquímico estos granitos derivan de magmas calcoalcalinos peraluminicos.

El granito de Los Ancares aflora sobre una superficie de unos 17 km<sup>2</sup> en el límite de las provincias de León y Lugo. Se trata de un cuerpo alargado N-S y subparalelo a las estructuras hercínicas que consta de varios tipos de granitos. Así puede separarse un granito de dos micas con una textura porfídica o con tendencia porfídica (Facies Piornedo) y un grupo de granitos moscovíticos estrechamente relacionados (Grupo Cespedosa) con texturas fundamentalmente no porfídicas. El grupo Cespedosa consta de una amplia gama de granitos moscovíticos, cuyo tamaño de grano varía de grueso a medio, además de aplogranitos inequigranulares y aplitas sacaroideas. Los granitos de grano medio-grueso son los más abundantes y han sido reunidos por este autor en la llamada facies Moreira, en la que aparecen intercaladas, a veces como filones o en tránsito gradual, las otras variedades del grupo Cespedosa. Los filones aplíticos, junto con pequeñas venas pegmatoides, aparecen también en el encajante en torno a unos 500 m del cuerpo granítico principal; con un espesor máximo de 3 m y longitud decamétrica.

Los filones de cuarzo son numerosos, tanto dentro del granito como en el encajante. Son de edad tardía, ya que cortan a las aplitas y granitos aplíticos. Su potencia varía de milimétrica a métrica.

Este macizo granítico intruye sedimentos sometidos a condiciones metamórficas epizonales (Zona de la Clorita) pertenecientes a la Serie de los Cabos y las formaciones Luarca y Agüeira que presentan un metamorfismo de contacto superpuesto. La aureola de metamorfismo de contacto tiene también una forma alargada con una anchura media de unos 1000 m en los bordes oriental y occidental del cuerpo granítico y de 5.500 m y 2.500 m en su parte N y S respectivamente. Hacia el S podría incluso extenderse más y englobar al granito de Campo del Agua.

Dentro de la zona con metamorfismo de contacto se observa una transición desde las zonas más alejadas del cuerpo granítico, donde predominan las pizarras mosqueadas y nodulares, a las zonas próximas (menos de 800 m del contacto) donde aparecen metasedimentos más o menos corneanizados con cristales y agregados milimétricos de biotita, cordierita y grandes cristales prismáticos de hasta 3 cm de andalucita en su variedad quistolita.

de la superficie del macizo, compuesta por granitos de dos micas de textura equigranular a ligeramente porfídica y tamaño grueso a medio. El resto está compuesto por masas decamétricas, de grano medio-fino y bordes netos, claramente intrusivas en la facies principal. Estas masas graníticas presentan una textura equigranular y en ellas aparecen todos los tránsitos entre granitos de dos micas y aplitas holomoscovíticas. El espectro de granitoides se completa con pequeñas cantidades de pegmatitas, granitos pegmatoides, aplitas s.s. y pórfidos, que forman parte del cortejo filoniano de este granito, extendiéndose por el encajante en torno a unos 400 m.

El granito de Campo del Agua encaja en los materiales cambro-ordovícicos de la Serie de Los Cabos y de las Pizarras de Luarca. Estos materiales aparecen afectados por un metamorfismo de contacto cuya aureola, probablemente continuación de la de los Ancares, no da lugar a corneanas en las zonas próximas al contacto, aunque sí da lugar al típico «mosqueado» de las rocas pelíticas por crecimiento de biotita y andalucita postectónicas. Los signos de plutonometamorfismo se extienden hasta 2 km del contacto sur del granito, aunque en los alrededores del pueblo de Cela, unos 9 km al sur de Campo del Agua, aparecen andalucitas de contacto. La presencia de dicho mineral indicaría la posible continuación del domo térmico de Boal-Los Ancares, más al sur de lo tradicionalmente descrito hasta ahora.

Entre el granito de los Ancares y el de Campo del Agua existe una zona, no muy extensa, en las proximidades del Monte Penediños, que presenta un máximo de metamorfismo de contacto. En este paraje aparecen corneanas con biotita y andalucita que probablemente indiquen la presencia de un cuerpo ígneo no aflorante a escasa profundidad.

El Granito de Ponferrada aflora sobre una superficie aproximada de 11 km<sup>2</sup>, parcialmente recubierto de sedimentos terciarios y con un grado de alteración apreciable. Los principales y mejores afloramientos de este macizo, se sitúan en los valles encajados de los ríos Sil y Boeza.

Dentro de este macizo granítico es posible diferenciar dos facies diferentes. Una facies principal constituida por un granito porfídico de grano grueso que abunda sobre todo en su mitad SE y una serie de granitos de grano fino a medio que ocupan la otra mitad. En menor medida y cortando a las facies anteriormente citadas, aparece un complejo de diques constituido por aplitas, pegmatitas, filones de cuarzo y turmalinitas, que se prolongan en ocasiones al encajante.

El contacto con el encajante puede observarse en unas no-

#### IV.4.3. LAS ROCAS PLUTÓNICAS POSTCINEMÁTICAS DE LA ZC

Las rocas plutónicas de la Zona Cantábrica que afloran en el Mapa de León, aparecen concentradas en su mayor parte dentro de la Unidad del Pisuerga-Carrión. Sin embargo en el resto de la Zona Cantábrica a pesar de su escasez podemos encontrar una gran variedad composicional que va desde gabros hasta rocas de composición granítica. Su tamaño es siempre pequeño, aflorando en forma de sills o diques que raramente superan el centenar de metros de desarrollo lateral y la decena de potencia. A pesar de que se encuentran repartidas por toda la ZC, el mayor número de estas rocas aparece asociado a las cuencas carboníferas de Villablino y Ciñera-Matallana, donde llegan a coquizarse algunas capas de carbón.

En la Unidad del Pisuerga-Carrión afloran más de 250 cuerpos intrusivos, generalmente de pequeñas dimensiones que se concentran en las proximidades de las grandes fracturas tardihercínicas de esta unidad (Fig. III.26). Estos cuerpos intrusivos son en su mayoría diques (Foto 36) y sills con espesores variables (entre escasos centímetros y cientos de metros) y una longitud escasa, aunque en casos aislados pueden superar los 2 km (Dique de Carande). De forma ocasional aparecen como pequeños plutones («stocks») que salvo el de Peña Prieta no superan el km<sup>2</sup>.

Estos cuerpos intrusivos encajan principalmente en materiales carboníferos de edades que oscilan entre el Namuriense y el Estefaniense y que, excepto los de mayores dimensiones, no producen metamorfismo de contacto.

Parte de los afloramientos muestran claras afinidades subvolcánicas, lo que indica un emplazamiento superficial y la posibilidad de que correspondan a apófisis de cuerpos mayores en profundidad. Petrográficamente se distingue una amplia variedad de términos: gabros, dioritas y cuarzodioritas, monzogabros, monzodioritas, tonalitas y granodioritas; afectados todos ellos por intensas alteraciones hidrotermales. Las texturas más comunes son hipidiomórficas, microporfídicas, porfiríticas y ofíticas o subofíticas. Geoquímicamente este conjunto de rocas definen una serie calcoalcalina mesocrática y cafémica que evoluciona desde el campo hipoaluminoso al peraluminoso.

De este conjunto de afloramientos el más importante es el de Peña Prieta (Foto 37). Este afloramiento ocupa una extensión de unos 2 Km<sup>2</sup> de los cuales una tercera parte se encuentra dentro de la Provincia de León y el resto en Cantabria y Palencia. El cuerpo central de la intrusión es mayoritariamente una granodiorita-tonalita biotítico-anfibólica equi-

granular, de grano medio y textura hipidiomórfica en cuya periferia se desarrolla una facies de borde microporfídica. La parte central aparece rodeada por una densa red de diques de disposición anular (Fig. IV.4), con diques radiales asociados, cuya característica principal es la gran variedad textural que presentan, estando representadas no sólo rocas comparables a las del cuerpo central sino al resto de sills y diques de la UPC.

Relacionado con el emplazamiento del «stock» de Peña Prieta, se desarrolla un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes cuya aureola se extiende por lo menos en el área ocupada por la red de diques. Esta aureola metamórfica determina la aparición de blastos de biotita, moscovita y andalucita (quiasolita), ésta última de crecimiento posterior al desarrollo de la esquistosidad ligada al Sinclinal de Lechada.

Respecto a la edad de emplazamiento de las rocas ígneas de la UPC, éstas cortan a toda su estructuración que llega por lo menos hasta el Estefaniense B, edad del acortamiento N-S, y aparecen afectando incluso a sedimentos de edad Estefaniense B-C («stock» de Pico Iján en Cantabria). Todo lo anterior nos indica una edad Estefaniense B-Pérmico para el emplazamiento de estas rocas muy similar o quizás algo más joven que la de las de la ZAOL.

El emplazamiento de rocas ígneas en las partes más externas de las cadenas de plegamiento, como es el caso de las de la UPC, es bastante raro, aunque en este caso tiene su explicación debido a la peculiar forma de arco de la Cordillera Hercínica Ibérica y a la vergencia o situación de sus partes más externas en el núcleo de dicho arco. Esto determina que a finales del Estefaniense B el arco esté muy cerrado y la mayor parte de la cadena emergida; en este contexto, los últimos esfuerzos orogénicos y, ante la falta de espacio en el núcleo del arco, se traducen no en la propagación de estructuras tangenciales (mantos), sino en el desarrollo de grandes fracturas que deben involucrar al basamento y que permiten, durante la relajación general de la cadena, al final de la orogénesis, el emplazamiento de magmas básicos profundos. Los magmas sufrirían diversos grados de contaminación cortical en su ascenso dando lugar al conjunto intrusivo de la UPC.

#### BIBLIOGRAFÍA

ARIAS (1988), BELLIDO *et al.* (1987), CORRETGE *et al.* (1990), CORRETGE y SUÁREZ (1990), GALLASTEGUI (1991a,b,c,d), GALLASTEGUI *et al.* (1990), KLEIN (1988), LEDUC (1978), LOESCHKE (1983), MARCOS *et al.* (1980), PRIEM *et al.* (1970), SUÁREZ (1970, 1974).

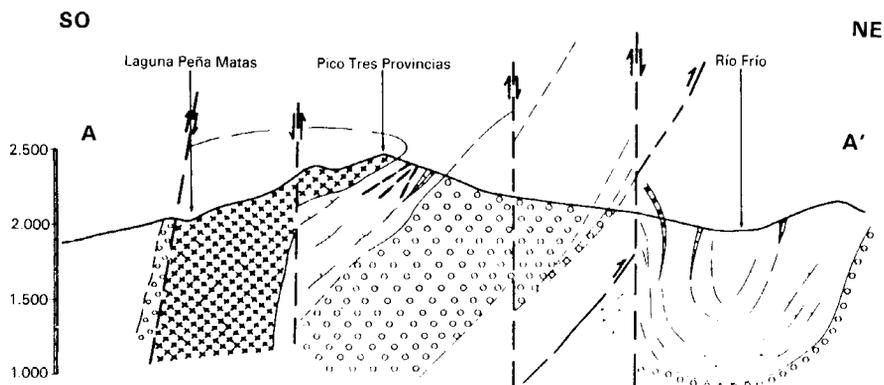
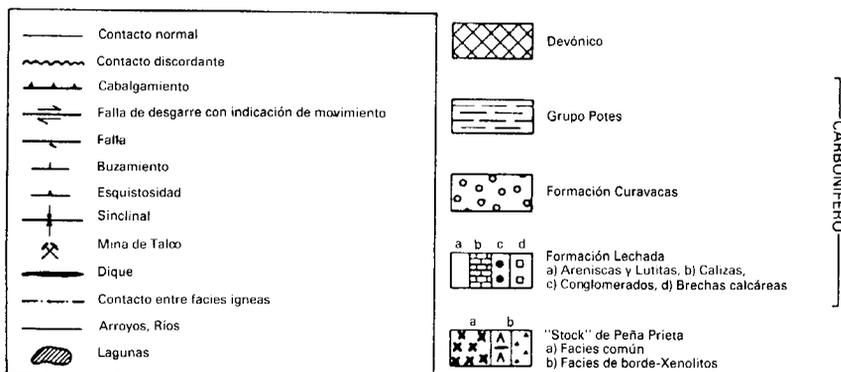
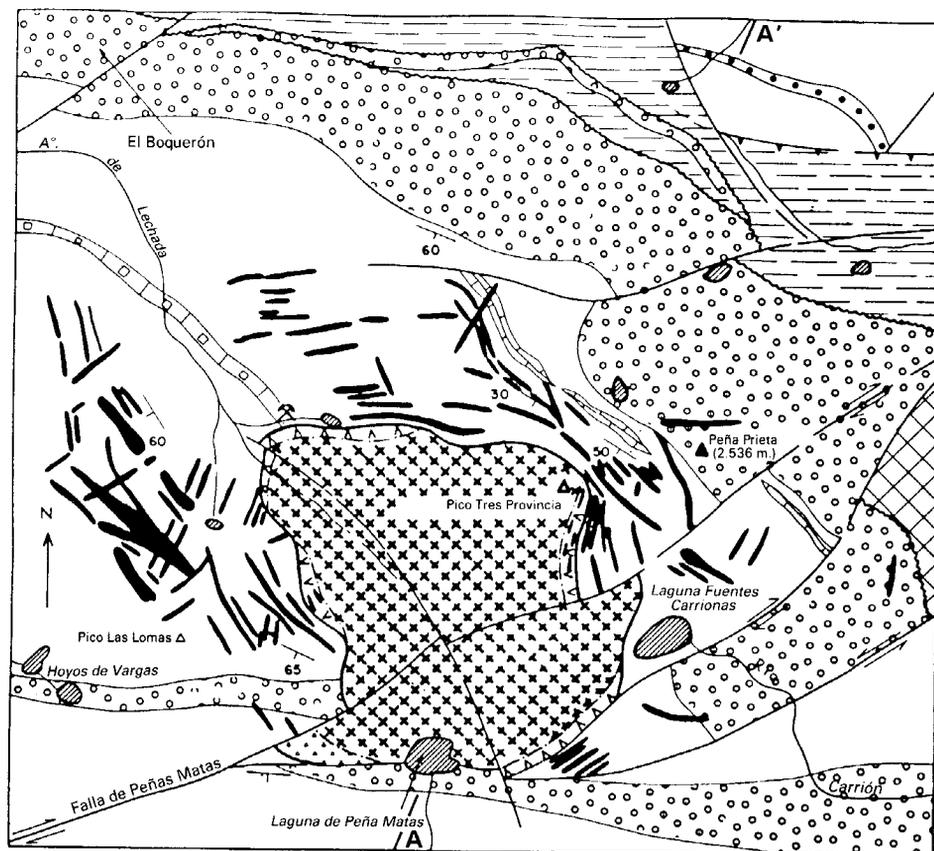


Fig. IV. 4.- Esquema cartográfico y corte geológico del Granito de Peña Prieta (Gallastegui et al., 1990).

## V. RECURSOS NATURALES

Para la elaboración de esta breve reseña en la memoria se ha realizado una síntesis a partir de la información aportada por el Atlas del Medio Natural de la Provincia de León.

### V.1. MINERÍA Y CANTERAS

Desde las antiguas explotaciones auríferas de los romanos, la minería en la provincia de León se ha venido desarrollando con mayor o menor intensidad hasta nuestros días. Así, hasta su desaparición hace unos años (1985), la minería metálica llegó a tener gran importancia, destacando en el beneficio de minerales de hierro, plomo y wolframio. Es sin embargo, a partir de la Revolución Industrial, y gracias al carbón, cuando la minería leonesa adquiere una gran relevancia; que se ha mantenido, aunque con diversas fluctuaciones, hasta nuestros días.

Con referencia al resto de la actividad extractiva, únicamente las producciones de talco y de pizarras para techar, han destacado en los últimos años por su alto valor económico.

#### MINERALES ENERGÉTICOS

La provincia de León es la primera del territorio nacional (41%) en cuanto a recursos de hulla y antracita distribuidas en las distintas cuencas carboníferas leonesas (Cuadros 1 y 2).

El método de explotación más utilizado sigue siendo la explotación subterránea, alcanzado tan sólo el 3% (dato 1990) la producción extraída a cielo abierto. La aportación leonesa (Estadística 1988) supuso un 29'1% para la hulla y un 54'7% para la antracita del total nacional. La casi totalidad de los carbones extraídos tienen como destino las centrales térmicas, tres de ellas dentro de la misma provincia; Anllares, Compostilla y La Robla, la cuarta corresponde a Guardo (Palencia).

#### *Minerales metálicos*

No existen en la actualidad actividades extractivas de estas sustancias (Cuadro 3) a pesar de la gran cantidad de indicios y antiguas explotaciones de minerales metálicos existentes en la Provincia de León. Destacaron en este aspecto, las explotaciones romanas de oro secundario en Las Médulas (Foto 21), Compludo y en los Valles de las Omañas, Duerna y Eria; así como las de mineral de hierro en la corrida Ponferrada-Astorga (Cotos Wagner y Vivaldi) que situó a León como primer productor nacional de esta sustancia.

Existen además otros indicios y antiguas explotaciones de Wolframio, Plomo-Zinc, Mercurio y Cobre, entre otros.

#### *Minerales no metálicos*

El talco y el cuarzo se explotan actualmente en la provincia de León (Cuadro 3), existiendo además indicios de bario, calolín, flúor y grafito. Las dos explotaciones de Puebla de Lillo aportan el 84% de la producción Nacional de talco y el 93% de su valor debido a su excelente calidad.

La explotación de cuarzo a cielo abierto destinada a la industria del vidrio se beneficia de un nivel de cuarcitas con tramos de una calidad superior al 99% en sílice, situado en Valdecastillo (Boñar).

#### *Productos de cantera*

Los materiales que se explotan bajo esta denominación, por orden de importancia del valor de sus producciones son los siguientes: pizarras, calizas, cuarcita, arcillas, sílice y áridos naturales (Cuadro 4). Detrás de la antracita y la hulla la producción de pizarras es la tercera en importancia en cuanto a facturación minera provincial, centrándose las explotaciones en las Sierras de La Cabrera y El Caurel.

La producción de calizas se consume casi íntegramente dentro de la provincia destinándose el 50% de la misma a la fabricación de cementos, utilizándose el resto prácticamente como rocas y áridos de construcción al igual que las cuarcitas.

Las arcillas con una mediocre calidad, no son en general aptas para la formulación de pastas cerámicas finas de revestimiento, utilizándose en la fabricación de ladrillos para construcción en instalaciones emplazadas a pié de cantera. La sílice y arenas silíceas por su baja calidad tienen asimismo como único destino la construcción, centrándose las explotaciones a los afloramientos de arenas cretácicas entre Riello y Guardo.

Los áridos naturales con destino a construcción y obras públicas explotan los abundantes niveles de terrazas y aluviones emplazados sobre los terciarios del Duero y Bierzo.

#### BIBLIOGRAFÍA

BARETTINO y GALLEGO (in litt.)

### V.2. HIDROGEOLOGÍA

#### *Hidrogeología superficial*

La Red fluvial de la provincia de León pertenece a tres cuencas hidrográficas diferentes; la de mayor participación superficial (74%) pertenece a la Cuenca del Duero y dentro de ésta, el río Esla y sus afluentes constituyen la arteria principal de drenaje de las tierras leonesas.

En segundo lugar (25%) y situada en la parte occidental, corresponde a la Cuenca del Sil que es el eje hidrológico del Bierzo. Por último la esquina nordeste de la provincia (1%), pertenece a la Cuenca Norte, en la que se encuentran las cabeceras de los ríos Sella y Cares.

#### *Aguas Subterráneas*

Dentro de la provincia de León se pueden establecer dos grandes Dominios perfectamente diferenciables desde un punto de vista hidrogeológico, aunque repartidos muy desigualmente en las tres Cuencas hidrológicas.

El primer Dominio en importancia corresponde a los acuíferos emplazados en los materiales fundamentalmente detríticos continentales de la Depresión del Duero. El otro Dominio coincide con los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico, en general impermeables o con acuíferos de interés local.

**CUADRO I**  
**Distribución de recursos por provincias**  
 (Toneladas)

Provincias	Explotable	Muy probable	Probable	Posible	Hipotético
<i>Hulla y antracita</i>					
Oviedo	1.246.227.930	210.085.827	188.684.568	176.660.487	670.797.048
León	1.425.781.867	197.998.593	143.197.846	135.242.796	953.342.632
Palencia	639.237.735	31.893.351	30.145.841	31.898.330	545.300.213'
Ciudad Real	101.303.999	73.895.000	3.646.999	23.762.000	—
Córdoba	61.468.297	21.266.319	12.058.324	10.728.666	17.414.988
Sevilla	1.705.898	682.359	682.359	341.180	—
Badajoz	1.597.520	—	319.504	639.008	639.008
Total H + A	3.477.323.246	531.821.449	378.735.441	379.272.467	2.187.493.889
<i>Lignito</i>					
Granada	93.700.000	93.700.000	—	—	—
Teruel	1.015.568.164	236.557.761	125.209.995	120.336.863	533.463.545
Zaragoza					
Lérida	124.806.462	8.044.687	10.801.070	10.667.448	95.293.257
Huesca					
Tarragona					
Barcelona	161.709.156	24.154.969	15.981.577	15.103.019	106.469.591
Baleares	40.629.929	23.210.530	2.765.956	11.925.186	2.728.257
La Coruña	315.050.000	315.050.000	—	—	—
Total LN + LP	1.751.463.711	1.700.717.947	154.758.598	158.032.516	737.954.650
Total carbón	5.228.786.957	1.229.415.414	532.750.894	536.436.567	2.930.194.082

## CUADRO II

### Distribución de los recursos del carbón en la provincia

CUENCA	Tipo de minería	Tonelaje explotable (x 10 <sup>3</sup> T)				Total
		Muy probable	Probable	Posible	Hipotético	
1 Villablino	Subterránea	35.158	25.589	22.416	225.238	308.401
	C. abierto	265	500	863	1.984	3.612
	Total	35.423	26.089	23.279	227.222	312.013
2 San Emiliano	Subterránea	1.079	1.446	1.663	13.471	17.659
	C. abierto	308	182	126	486	1.102
	Total	1.387	1.628	1.789	13.957	18.761
3 Pajares-Lillo-Riaño Canseco-Carande	Subterránea	2.792	2.293	510	1.436	7.031
	C. abierto	40	40	39	953	1.072
	Total	2.832	2.333	549	2.389	8.103
4 Cármenes- Villamarín	Subterránea					
	C. abierto	Falta de información mínima suficiente				
	Total					
5 La Magdalena	Subterránea	10.861	10.481	8.419	42.300	72.061
	C. abierto	165	214	0	0	379
	Total	11.026	10.695	8.419	42.300	724.440
6 Ciñera-Matallana	Subterránea	42.491	21.511	16.434	136.636	217.072
	C. abierto	9.629	250	0	1.056	10.935
	Total	52.120	21.761	16.434	137.692	228.007
7 Sabero	Subterránea	2.235	11.681	11.731	20.227	45.874
	C. abierto	6.547	3.194	127	0	9.868
	Total	8.782	14.875	11.859	20.227	55.742
8 Valderrueda	Subterránea	3.996	4.483	4.964	322.632	336.075
	C. abierto	915	490	386	2.379	4.170
	Total	4.911	4.973	5.350	325.011	340.245
9 El Bierzo	Subterránea	61.773	48.093	46.524	390.115	546.505
	C. abierto	6.872	5.030	10.392	14.885	37.179
	Total	68.645	53.123	56.916	405.000	583.684
TOTAL	Subterránea	160.385	125.577	112.661	1.152.055	1.550.678
	C. abierto	24.741	9.900	11.933	21.743	68.317
	Total	185.126	135.477	124.594	1.173.798	1.618.995

(Fuente: «Actualización del inventario de recursos nacionales de carbón» (IGME. 1985).

«Programa Nacional de Estudios Geooambientales aplicados a la minería. Provincia de León» (IGME 1988).

NOTAS: Los tonelajes de cielo abierto corresponden a Rm 20 M3/T. En Villablino está incluida la parte leonesa de la zona Monasterio y la Brana. Se han considerado compensadas la parte leonesa de Guardo por la palentina de Valderrueda.

### CUADRO III

#### Evolución de la estadística minera provincial

		1984			1985			1986			1987			1988		
		N	Prod. Vend. (Kt)	Valor Prod. (MPTAS)	N	Prod. Vend. (Kt)	Valor Prod. (MPTAS)	N	Prod. Vend. (Kt)	Valor Prod. (MPTAS)	N	Prod. Vend. (Kt)	Valor Prod. (MPTAS)	N	Prod. Vend. (Kt)	Valor Prod. (MPTAS)
Productos Energéticos	Hulla	28	2676	20607	26	2948	23893	25	2888	25096	22	2616	24939	22	2627	24199
	Antracita	90	3646	26269	82	3526	26761	76	3037	25228	81	2917	24135	75	2905	25606
	TOTAL	118	6322	46876	108	6474	50654	101	5925	50324	103	5613	49674	97	5532	49805
Minerales Metálicos	Hierro															
	Plomo	1	1	5	1	3	12									
	Plomo-cinc	1	4	168	1	3	125	1								
TOTAL	2	4	173	2	3	137	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Minerales no metálicos	Cuarzo	1	86	54	1	106	74				1	109	77	1	136	105
	Talco	2	56	558	2	59	615	2	57	687	2	51	752	2	58	751
	TOTAL	3	142	611	3	165	689	2	57	687	3	165	829	3	194	856
Productos de cantera	Arcilla	10	144	25	12	202	46	8	144	42	8	140	40	8	141	43
	Caliza	9	2098	527	11	2020	563	12	1885	636	13	2145	691	13	2493	709
	Cuarcita	2	131	74	3	147	81	2	143	93	2	153	105	2	155	131
	Pizarra	25	70	972	29	80	1236	26	72	1402	24	83	1577	24	151	2056
	Sil. y Ar. Sil.	1	44	23	1	31	7	1	24	5	1	28	7	1	33	8
	Otros	2	52	17	5	153	61	6	150	53	5	146	60	7	239	102
	TOTAL	49	2539	1637	61	2632	1995	55	2418	2230	53	2100	2480	55	3212	3049
TOTAL PROVINCIAL		172	9008	49297	174	9275	53475	159	8400	53241	159			155	8938	53710

N = Número de explotaciones.

Fuente: Estadística Minera de España.

### CUADRO IV

#### Estadística de los productos de cantera extraídos en León

			1984	1985	1986	1987	1988
Pizarra	España	N.º explotaciones	120	126	116	112	118
		Producción (t)	1.164.221	1.578.199	1.513.015	1.461.753	1.527.358
		Valor (MPTAS)	5.412	6.900	7.411	8.275	11.373
	León	N.º explotaciones	25	29	26	24	24
		Producción (t)	70.127	79.705	71.920	87.983	150.601
		Valor (MPTAS)	927	1.236	1.402	1.577	2.056
Caliza	España	N.º explotaciones	739	735	732	737	750
		Producción (t)	77.467.924	74.173.405	77.050.761	85.522.995	100.222.433
		Valor (MPTAS)	18.629	19.272	21.601	25.968	32.058
	León	N.º explotaciones	9	11	12	13	13
		Producción (t)	1.098.326	2.020.070	1.885.329	2.144.692	1.493.188
		Valor (MPTAS)	527	563	636	691	709
Cuarcita	España	N.º explotaciones	19	19	18	19	17
		Producción (t)	830.654	992.860	744.157	910.399	714.676
		Valor (MPTAS)	296	456	472	454	412
	León	N.º explotaciones	2	3	2	2	2
		Producción (t)	151.318	146.769	143.061	153.300	155.361
		Valor (MPTAS)	74	81	92	105	131
Arcilla	España	N.º explotaciones	538	493	448	439	449
		Producción (t)	8.808.318	9.411.122	8.989.332	9.746.465	11.854.265
		Valor (MPTAS)	1.522	1.704	1.750	1.990	2.528
	León	N.º explotaciones	10	12	8	8	8
		Producción (t)	143.900	201.870	143.059	139.688	141.224
		Valor (MPTAS)	25	46	42	40	43
Sílice y arenas silíceas	España	N.º explotaciones	34	36	30	34	30
		Producción (t)	1.520.017	1.733.678		1.650	095
		Valor (MPTAS)	763	870		1.265	1.159
	León	N.º explotaciones	1	1	1	1	1
		Producción (t)	43.650	31.035	23.940	25.152	33.250
		Valor (MPTAS)	23	7	5	2	8
Otros	España	N.º explotaciones	655	648	655	707	723
		Producción (t)	23.054.572	25.243.375	26.659.983	31.576.000	37.232.161
		Valor (MPTAS)	5.296	6.108	7.421	9.545	11.850
	León	N.º explotaciones	2	5	6	5	7
		Producción (t)	51.950	152.743	149.705	146.040	238.704
		Valor (MPTAS)	17	61	53	60	102

(Fuente: Estadística Minera de España).

De acuerdo con las distintas unidades hidrogeológicas, acuíferos y su denominación establecidos en el Atlas del Medio Natural de la provincia de León, dentro del Dominio paleozoico se han diferenciados tres Unidades:

La *Unidad 1* se corresponde con las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centrolbérica, no posee recursos hídricos utilizables de entidad, tan sólo cabe citar los que se localizan en los niveles cuarcíticos y a favor de la red de diaclasado y fracturación.

La *Unidad 2* pertenece también a la Zona Asturoccidental-Leonesa y a la Zona Cantábrica; a pesar de dominar las litologías silíceas de escaso interés, aparecen acuíferos carbonatados pero que por la tectónica que presentan están desconectados entre sí. El escaso interés actual de esta Unidad radica en la gran disponibilidad de recursos superficiales.

La *Unidad 3* corresponde al acuífero de Picos de Europa constituido por la potente serie de Caliza de Montaña, esta Unidad se extiende además por Asturias y Cantabria cubriendo un total de 700 km<sup>2</sup>. La respuesta a las lluvias es muy rápida dadas la gran importancia de la fracturación y karstificación en estos materiales. El drenaje se produce por un reducido número de grandes manantiales, destacando el manantial de Caín (Foto 38) con un caudal de 2 m<sup>3</sup>/sg en época de estiaje.

En todas estas unidades la calidad del agua de los manantiales y escasos pozos es generalmente buena, salvo cuando existe contaminación antrópica o por actividades agropecuarias. En el acuífero de Picos de Europa en general hay poca mineralización y es excelente la calidad del agua para cualquier uso.

Todo el paleozoico leonés exceptuando las calizas y dolomías es considerado de baja vulnerabilidad frente a la contaminación, sin embargo, se recomiendan estudios complementarios ante la implantación de actividades potencialmente contaminantes ya que los pequeños caudales que pudieran verse afectados, a menudo son los únicos que abastecen a pequeños núcleos urbanos.

Las calizas y dolomías y por tanto el acuífero de Picos de Europa se consideran como de alta vulnerabilidad ya que son muy permeables por fisuración y/o disolución.

Dentro del ámbito del primero Dominio se han diferenciado las siguientes Unidades:

*Unidad 4. La Robla-Guardo.* Está formada por materiales cretácicos fundamentalmente calcáreos muy verticalizados que constituyen un conjunto de acuíferos periféricos al norte del Terciario de la Cuenca del Duero. Tiene poca importancia a nivel regional dada su pequeña extensión (90 Km<sup>2</sup> de los cuales 30 son de superficie permeable).

*Unidad 5. Región Esla-Valderaduey.* Es la más importante en cuanto a recursos hídricos, abarca las cuencas de los ríos Esla y Valderaduey, incluyendo también parte de la del Carrión.

Su extensión es de 1.800 Km<sup>2</sup> aprox. Litológicamente está constituida por niveles discontinuos de potencia métrica de arenas y conglomerados en una matriz semipermeable de arcillas arenosas que pasan a margas hacia el sur. En conjunto se da una superposición de acuíferos sin gran conexión entre sí y con extensiones diferentes.

En una extensa zona las aguas son surgentes, dirigiéndose la mayor parte del flujo subterráneo hacia los ríos (Fig. V.1). La recarga se produce por infiltración en las áreas no surgentes que se corresponden con los interfluvios de los ríos y por una extensa franja en las proximidades de la Cordillera Cantábrica, existiendo además aportes diferidos de las distintas Unidades periféricas en contacto, tanto por el norte como por el oeste.

Las aguas del terciario detrítico del Duero son las más aprovechadas hoy día, corresponden en su mayor parte al tipo bicarbonatado cálcico-magnésico, apareciendo en el suroeste aguas cloruradas sódicas.

En conjunto son terrenos poco permeables en los que la contaminación suele afectar a los metros más superficiales, sin embargo hay que tener cuidado si las actividades a implantar van a interferir a los niveles detríticos más permeables (arenas, gravas, etc.).

*Unidad 6. Acuífero del Bierzo.* Se trata de un acuífero detrítico terciario en el que se incluyen también formaciones aluviales cuaternarias. Se corresponde con la cuenca terciaria del Bierzo (530 Km<sup>2</sup>) emplazada sobre el Dominio Paleozoico. Debe contener recursos hídricos potencialmente importantes, pero actualmente desconocidos.

*Unidad 7. Acuíferos de Rañas.* Dentro de esta Unidad quedan incluidas las rañas y las terrazas más altas, desconectadas hidráulicamente por ser niveles topográficamente colgadas respecto de los aluviales y otras terrazas más bajas o menos encajadas.

Litológicamente están constituidos por cantos y bolos cuarcíticos en una matriz arcillo-arenosa; los espesores varían entre los más de 25 m al norte y 3 ó menos al sur. Se apoyan directamente sobre la Unidad 5 con la que pueden estar conectados mediante percolación.

Las posibilidades de explotación de estos acuíferos son escasas dadas su baja permeabilidad y transmisividad y por tanto el bajo rendimiento de los pozos, que sin embargo pueden cubrir pequeñas necesidades puntuales, lo mismo que los numerosos manantiales periféricos de pequeño caudal individual.

*Unidad 8. Acuíferos aluviales.* Se incluyen dentro de esta Unidad, además de los depósitos aluviales en sentido estricto, las terrazas más bajas, con las cuales suelen estar conectadas. Litológicamente corresponden a arenas y conglomerados a los que se superponen arcillas y limos de inundación. A pesar de su gran extensión tienen poco inte-

## CORTE E-O

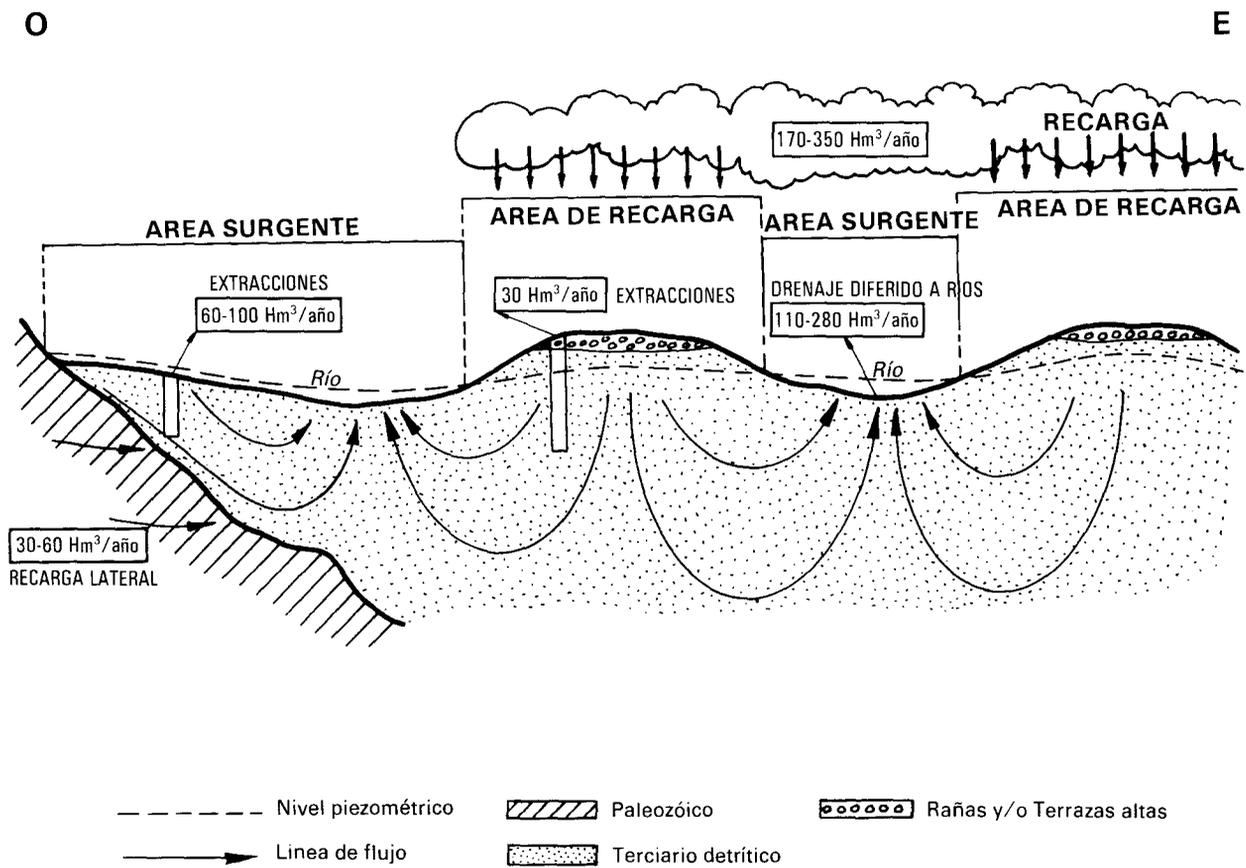


Fig. V. 1.- Esquema del flujo subterráneo en la región del Esla-Valderaduey.

rés dado su escaso espesor (en general no mayor de 10 m) y por la implantación de una extensa red de canales de riego que satisfacen las demandas de agua actuales. Localmente se pueden obtener caudales superiores a los 25 l/sg. especialmente en los aluviales del Esla. En general, presentan una gran variabilidad en la calidad de sus aguas, condicionada directamente por el régimen y calidad de la de los ríos, siendo sin ninguna duda el factor más notable de contamina-

ción el derivado de la actividad antrópica de todo tipo, destacando la actividad industrial, debido a la alta vulnerabilidad de estos acuíferos por ser superficiales y por la elevada permeabilidad y porosidad que los caracteriza.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

MARTÍNEZ PLEDEL (In litt)

## VI. BIBLIOGRAFÍA

- ABRIL HURTADO, J. (1981).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 157 (Oencia)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- ABRIL HURTADO, J.; PLIEGO DONES, D. y RUBIO NAVAS, J. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 191 (Silván)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- ADARO, L. y JUNQUERA, G. (1916).- Criaderos de hierro de España. T.II. Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 676 pp.
- 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, pp.
- ADRICHEM-BOOGAERT, H. A. Van, BREIMER, A., KRANS, T. H. F. y SJERP, N. (1963).- A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of León, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*. 70, 131-135 pp.
- ÁGUEDA, J. A.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, F. J.; BARBA, P.; COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I. y VERA, C. (1991).- Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. En: *Coal: Formation, occurrence and related properties*. (P. BERTRAND ed.). *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (2), 325-333 pp.
- AGUIRRE, E. (1989).- El límite inferior del Pleistoceno. En: *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE, 87-94 pp.
- ALLER, J. (1986).- *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 p.
- ALMELA, A. (1949).- Estudio geológico de la reserva carbonífera de León. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. LXII, 401-486 pp.
- ALMELA, A.; GARCÍA FUENTES, S. y RÍOS, J. M. (1956).- *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 n° 52 (Proaza)*. Primera serie. IGME.
- ALONSO, J. L. (1982).- Las discordancias progresivas de la cobertera carbonífera de Ojeo de la Peña: Testigos de la reactivación de un pliegue de basamento por «flexural slip» (Cordillera Cantábrica). *Bol. Geol. Min.*, XCIII, 214-225 pp.
- ALONSO, J. L. (1985).- «Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)». Tesis de Doctorado, Univ. Oviedo, 212 p.
- ALONSO, J. L. (1987).- «Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)». Inst. Fray Bernardino de Sahagún, Diputación de León-CSIC, 275 p.
- ALONSO, J. L. (1989).- Síntesis cartográfica de la Región del Manto del Esla. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18, 155-163 pp.
- ALONSO, J. L.; SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; FARIAS, P. y VILLEGAS, F.J. (1991).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. n° 103 (La Pola de Gordón) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. ITGE. Madrid.
- ALONSO, J. L.; ÁLVAREZ MARRÓN, J. y PULGAR, J. (1989).- Síntesis cartográfica de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18, 145-153 pp.
- ALONSO, J. L., PULGAR, J. A., GARCIA-RAMOS, J. C. y BARBA, P. (in litt.).- Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain).
- ALONSO HERRERO, E. (1981).- Estudio geológico de la zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, 43-44, 30 pp.
- ALONSO HERRERO, E. (1987).- *Inventariación, análisis y evaluación integrada del medio natural en la comarca de Riaño. León*. Tesis Doctoral, Univ. de León. 618 p. (Inédita)
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1984).- Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al Este del Río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 15, 189-202 pp.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. (1989).- *La estructura geológica de la Región del Ponga*. (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. 223 p. (Inédita).
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J. y PÉREZ-ESTAUN, A. (1988) .- Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geol. Rundschau*, 77/2, 539-550 pp.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; HEREDIA, N. y PÉREZ-ESTAUN, A. (1989).- Mapa Geológico de la Región del Ponga a E. 1: 100.000. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18, 127-135 pp.
- ÁLVAREZ MARRÓN, J.; PÉREZ-ESTAUN, A.; ALLER, J. y HEREDIA, N. (1990).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 79 (Puebla de Lillo)*. Segunda serie (MAGNA). ITGE, Madrid.
- AMBROSE, T. (1972).- *The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga. Cantabrian Mountains, Spain*. Ph. D. Thesis (Inédita). University of Sheffield.
- AMBROSE, T., CARBALLEIRA, J.; LÓPEZ RICO, J. y WAGNER, R. H. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 107 (Barruelo de Santullán)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.

- AMERÓN, H. W.J. van (1965).- Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called «Wealden» of the province of Leon (Northern Spain). *Pollen et Spores.*, 7, 1, 89-93 pp.
- AMERÓN, H. W. J. van y DILLEWIJN, J. (1963).- Note sur le bassin houiller de Ciñera-Matallana. *Leidse Geol. Meded.* 29, 303-312 pp.
- APALATEGUI, O. y ABRIL, J. (1981).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 n° 190 (Barco de Valdeorras)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- ARAMBURU, C. (1987).- Descubrimiento de Graptolitos arenigienses en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N. de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 221-223 pp.
- ARAMBURU, C. (1989).- *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctorado, Univ. de Oviedo. Tomo I, 531 p. (Inédita).
- ARAMBURU, C. y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1984).- Cambro-Ordovician alluvial and marine sedimentation in the Cantabrian Zone, North Spain. *5 Europ. Reg. Meet. Sedimentol., IAS, Abstracts*, Marseille, 30-31 pp.
- ARAMBURU, C. y GARCÍA-RAMOS, J. C. (1988).- Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, 11-13 pp.
- ARAMBURU, C.; GALLASTEGUI, G.; SUÁREZ, O.; CORRETEGE, L. G.; BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P.; HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988).- El vulcanismo cámbrico-ordovícico en la Zona Cantábrica. *Res. X Reun. Xeol. Min. NW Peninsular*, Sada-La Coruña 49-51 pp.
- ARIAS, D. (1991).- La caracterización geoquímica y mineralógica del yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo, Galicia, España). *Lab. Xeol. Laxe, Serie Nova Terra*, 4, 307 p.
- ARBIZU, M. (1972).- El Devónico inferior de la costa Asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Astúrica.*, XVI, 3, 33-48 pp.
- ARBIZU, M., GARCÍA-ALCALDE, J. L. y MONTESINOS, J. R. (1986).- La edad de la Formación Murcia en el Dominio Palentino (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Paleont. Evol.*, 20, 87-91 pp.
- ARBOLEYA, M. L. (1973).- Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, XVII (3), 37-42 pp.
- ARBOLEYA, M. L. (1981).- La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Geol. Min.*, XLII, 1, 19-40 pp.
- ARQUER, F.; FERNÁNDEZ-ARANGO, R.; MANJON, M. y NAVAL, A. (1988).- *Posibilidades geológico-mineras de la cuenca carbonífera del Cellón (Asturias-León)*. Fondo Documental IGME, 21 p.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y PÉREZ ESTAUN, A. (1992).- Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo. En: *Paleozoico Inferior de Iberoamérica* (J.C. GUTIERREZ MARCO, J. SA-AVEDRA y I. RABANO Eds.), 469-483 pp.
- BALDWIN, C. T. (1975).- The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, province of Oviedo, N.W. Spain. *Brev. Geol. Astúrica*, XIX (1), 4-9 pp.
- BALDWIN, C. T. (1977). The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. En: *Trace fossils 2* (T.P. CRIMES y J.C. HARPER eds.). *Geol. Jour. Spec. Iss.*, 9, 9-40 pp.
- BAHAMONDE, J. R. (1985).- *Estratigrafía y sedimentología de la Fm. Beleño en la Hoja N° 54 (Rioseco) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo documental del IGME. 57 p.
- BAHAMONDE, J. R.; BARBA, P. y COLMENERO, J. R. (1987).- *Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Ricabiello, Beleño, Escalada y Fito (Manto del Ponga) en al Hoja N° 79 (Puebla de Lillo) del Mapa Geológico Nacional. E. 1/50.000*. Fondo documental del IGME. 57 p.
- BAHAMONDE, J. R., BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y SUÁREZ, A. (1982).- Geología del sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica (León, Asturias, Palencia). Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de antepais carbonífera del norte de la Cadena Variscica Ibérica. *Guía de la Excursiones del VII Congreso Latinoamericano de Geología* (Salamanca 1992), 13-48 pp.
- BARBA MARTÍN, A. (1981).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 n° 270 (Benavente)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- BARBA MARTÍN, A. (1981).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 n° 271 (Valderas)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- BARBA REGIDOR, F.J. (1984).- Análisis secuencial mediante Cadenas Markov de series Estratigráficas originadas en Ambientes Mareales. *Actas I Congreso Español de Geología.*, 1, 123-136 pp.
- BARBA REGIDOR, F.J. (1990).- *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero del Borde Meridional de la Cuenca Central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inédita).

- BARBA, P.; HEREDIA, N. y VILLA, E. (1991).- Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el Sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2), 61-77 pp.
- BARBA REGIDOR, F. J. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1985).- La sedimentación Carbonífera en el Area del Cellón (Puerto de Pajares, Asturias-León). *C.R. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, Madrid, 3, 311-322 pp.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973).- Geotectonic model for de Iberian Variscan Orogen. *Nature*, 241, 50-52 pp.
- BARETTINO, D. y GALLEGO E. (in litt).- Explotaciones y recursos mineros. En: *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE.
- BARROIS, C. (1882).- Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 p.
- BARROS, J. C. (1989).- Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco Sur del Sinclinatorio de Truchas (Ourense-León, NW Spain). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14, 93-116 pp.
- BASTIDA, F. (1980).- *Las estructuras de la Primera Fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-Leonesa (Costa Cantábrica-NW de España)*, Tesis doctoral, Univ. de Oviedo. (Inédita)
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. L. y MÉNDEZ, I. (1976).- La Unidad de Peñacorada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, XX, 4, 49-55 pp.
- BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN J. R. y PULGAR, J. (1986).- Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nappe (Hercynian Belt, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 8, 415-430 pp.
- BECKER, G. (1976).- Oberkarbonische Entomozoidae (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). *Senck. Lhetaea*, 57, (2/3), 201-223 pp.
- BECKER, G.; BLESS, J. M. J. y KULLMAN, J. (1975).- Oberkarbonische Entomozooen-schiefer im Kantabrischen Gebirge (Nordsspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 150, 92-110 pp.
- BELLIDO, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y PABLO MACIA, J.G. (1987).- Las rocas graníticas hercínicas del norte de Galicia y occidente de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 101, 157 p.
- BERTRAND, G. (1971).- Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne de Nord-Ouest). *Revue Geographique des Pyrénées et du Sudouest*, 42, 1, 49-70 pp.
- BINNEKAMP, J. G. (1965).- Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 1-62 pp.
- BLESS, M. J. M. y WINKLER PRINS, C.F. (1973).- Paleoeecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N. Spain). *C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld.*, 2, 129-138 pp.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988).- The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (3-4), 295-316 pp.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A. y MALOD, J. (1979).- Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70 pp.
- BOSCH, W. J. van den (1969).- Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225 pp.
- BOSCHMA, D. y STAALDUINEN, C. L. van. (1968).- Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 221-232 pp.
- BROUWER, A. (1964).- Deux facies dans le Dévonien des montagnes cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Astúrica*, VIII (1-4), 3-10 pp.
- BROUWER, A. (1964).- Devonian biostromes and bioherms of the southern Cantabrian Mountains. En: *Deltaic and shallow marine deposits*. (M.J.U. van STRAATEN Ed.). *Developments in Sedimentology*, 1, 48-53 pp.
- BOWMAN, M. B. J. (1979).- The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian-Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sediment. Geol.*, 24, 25-43 pp.
- BOWMAN, M. B. J. (1980).- *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield, 315 p. (Inédita).
- BOWMAN, M. B. J. (1982).- The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian-Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 23-35 pp.
- BOWMAN, M. B. J. (1985).- The sedimentology and palaeogeographic setting of Late Namurian-Westphalian A basin-fill successions in the San Emiliano and Cármenes areas of NW León, Cantabrian Mts., NW Spain. In: M.J. LEMOS de SOUSA y R.H. WAGNER (Eds.). *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Stratigraphy, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)*. *Anais da Faculdade de Ciências. Supplement to Vol. 64 (1983)*. Spec. Vol., Universidade do Porto, 117-168 pp.

- BROUWER, A. y GINKEL, A.C. van. (1964).- La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. V Congr. Strat. Geol. Carb.*, Paris 1963, 1, 307-319 pp.
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J. (1964).- Zur Frage von sedimentations unterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirgen (N. Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 7, 414-429 pp.
- CAPDEVILA, R. (1968).- *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orietal (NW de l' Espagne.* Ph. Doct. Thesis, Univ. Montpellier, 430 p.
- CARBALLEIRA, J. (1969) - El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Brev. Geol. Astúrica*, XIII, 41-45 pp.
- CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; VALLADARES, I.; NAVAL, A.; RUIZ, F.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ, C.; SÁNCHEZ de POSADA, C. y TRUYOLS, J. (1985).- Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cordillera Cantábrica) en su área-tipo. *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid*, 1, 345-362 pp.
- CASTELLANOS, P. (1986).- *El Paleolítico Inferior en la Submeseta Norte (León).* Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León-CSIC. 241 p.
- C. G. S. (1982).- Prospección general de la Cuenca Carbonífera de Cerrredo (Villablino-León). Fondo Documental del IGME.
- CIRY, R. (1939).- Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 504 p.
- COLCHEN, M. (1974).- Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos-Logroño (Espagne). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 85, 436 p.
- COLMENERO, J. R. (1976).- *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona cantábrica (Asturias, León).* Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Inédita).
- COLMENERO, J. R.; ÁGUEDA, J. A.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I.; BAHAMONDE, J. R. y BARBA, P. (1988).- Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, NW Spain. En: *Fan-Deltas. Sedimentology and tectonic settings.* (W. NEMEC y R. J. STEEL eds.). Blackie, Glasgow. 267-285 pp.
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P. y VERA, C. (1988).- *Informe estratigráfico y sedimentológico de las formaciones Láncara, Baleas, Vegamián, Alba y Barcaliente para la Hoja nº 79 (Puebla de Lillo) a escala 1:50.000.* Fondo Documental del ITGE 93 p.
- COLMENERO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; MANJÓN, M. y VARGAS, I. (1982).- Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisuerga (León-Palencia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológico Mineros, IGME*, VI (I), 171-181 pp.
- COLMENERO, J. R.; MANJÓN, M.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; y VARGAS, I. (1982).- Depósitos aluviales cíclicos en el Paleogeno del borde N. de la Cuenca del Duero (León-Palencia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME*, VI (I), 185-196 pp.
- COLMENERO, J. R.; VARGAS ALONSO, I.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; MANJÓN RUBIO, M.; CRESPO ZAMORANO, A. y MATAS, J. (1982).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 nº 132 (Guardo).* Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- COLMENERO, J. R.; VARGAS ALONSO, I.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; MANJÓN RUBIO, M. GUTIÉRREZ ELORZA M. Y MOLINA, E. (1982).- Memoria del Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000. Hoja 131 (Cistierna) segunda serie (MAGNA), primera edición. IGME. Madrid.
- COMTE, P. (1936).- Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne) *C.R. Acad. Sci. Paris*, 202, 1198-1200 pp.
- COMTE, P. (1936).- Le Dévonien inférieur du León (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 202, 771-773 pp.
- COMTE, P. (1937).- La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, 604-606 pp.
- COMTE, P. (1938).- La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *C.R. 71ème Congrès Soc. Sav. Nice*, 181-183 pp.
- COMTE, P. (1959).- Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 60, 440 p.
- COO, J. C. M. de (1974).- *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucia limestones in León, Spain.* Doctoral Thesis Univ. Est. Leiden. (Inédita).
- COO, J. C. M. de; DEELMAN, J. C. y DER BAAN, D. van (1971).- Carbonate facies of the Santa Lucia Formation (Emsian-Couvinian) in Leon and Asturias, Spain, *Geol. Mijnb.*, 50, 3, 359-366 pp.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; FLOR, G.; POL, C. Y CORROCHANO, A. (1986).- Alluvial systems in the north-western part of the Duero Basin (Spain). *Sedim. Geol.*, 47, 149-166 pp.
- CORRETGE, L. G. (1969).- El complejo ortoneísico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Geol. Min. España*, XXX-IV, 289-306 pp.

- CORRETGE, L. G.; SUÁREZ, O. (1990).- Igneous rocks in the Cantabrian and Palentian zones. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA Eds.), Springer Verlag, 72-79 pp.
- CORRETGE, L. G.; SUÁREZ, O. y GALÁN, G. (1990).- Igneous rocks in the Asturian-Leonese Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA Eds.), Springer Verlag, 115-128 pp.
- CORROCHANO, A. (1989).- Facies del Cretácico terminal y arquitectura secuencial de los abanicos terciarios del Borde Norte de la Depresión del Duero (Valle de las Arrimadas, León). *Stud. Geol. Salmanticensis*, Volumen Especial 5, 89-106 pp.
- CRAMER, F. H. (1964).- Some Acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnien) of the Cantabric Mountains in Spain. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 73 (1), 33-38 pp.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1982).- *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. n° 76 (Pola de Somiedo)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición IGME, Madrid 51 p.
- CRIMES, T. P. (1987).- Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124, 97-189 pp.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. (1977).- Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. En: *Trace fossils 2* (T.P. CRIMES y J.C. HARPER Eds.), *Geol. Jour. Spec. Iss.*, 9, 91-138 pp.
- 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, 350-356 pp.
- DABRIO, C. (1984).- *Interpretación sedimentológica y distribución de los carbones en la facies Tabliza. Sinclinal de Matallana, León*. Informe interno para S.A. Hullera Vasco-Leonesa. (inédito)
- DEBRENNE, F. y ZAMARREÑO, I. (1970).- Sur la découverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Astúrica*, XIV (1), 1-11 pp.
- DEBRENNE, F. y ZAMARREÑO, I. (1975).- Sur la faune d'archoeyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonatés dans le NW de l'Espagne. *Brev. Geol. Astúrica*, XIX (2), 17-27 pp.
- DELEPINE, G. (1928).- Sur l'age des grès du Naranco (Asturies). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 187, 239-241 pp.
- DELMAIRE-BRAY, M-M. (1977).- Les grandes etapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (Leon-Espagne) a partir du Neogene. *Méditerranée*, n° 1, 19-34 pp.
- DIAZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990).- Structure of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA Eds.), Springer Verlag, 172-188 pp.
- DIERENDONK, A. I. van (1984).- *The relationship between sedimentation and tectonism in the southern Esla Nappe Region, Cantabrian Mountains, Spain*. M. Sc. Doctoral Thesis. Utrecht. (inédita).
- DOZY, J. J. (1983).- La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.*, XCIV-V, 383-414 pp.
- DROT, J y MATTE, PH. (1967).- Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.*, 93, 87-92 pp.
- EAGAR, R. M. C. (1985).- The non-marine bivalves of the succession of Stephanian B age in the Ciñera-Matallana Coalfield. «SPECIAL VOLUME» *Univ de Porto. Anais da Facultade de Ciencias. SUPLEMENTO TO VOLUMEN 64 (1983)* Ed. M.A.V. Ribeiro da Silva. 5-14 pp.
- EAGAR, R. M. C. y WEIR, J. (1971).- Some Spanish Upper Carboniferous non-marine bivalve faunas: a preliminary statement with emphasis on facies in Northwest Spain and in Britain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo.*, 3, 87-98 pp.
- EICHMÜLLER, K. (1985).- Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, 45-154 pp.
- 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 pp.
- EICHMÜLLER, K. y SEIBERT, P. (1984).- Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Z.t. Dtsch. Geol. Ges.*, 135, 163-191 pp.
- ENADIMSA (1975).- *Investigación en el área carbonifera de «León-Palencia»*. Programa sectorial de investigación de carbón. Plan nacional de la Minería. Programa nacional de Investigación Minera. Ministerio de Industria. Dirección General de Minas e Industria de la Construcción. IGME.
- ESTÉVEZ C. y ARCE J. M. (1981).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 269 (Arrabalde)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- EVERS, H. J. (1967).- Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 41, 83-151 pp.

- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844).- Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Of. Min.*, 14, 160-163 pp.
- FARIAS, P. (1982).- La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 63-72 pp.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PABLO MACÍA, J. G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987).- Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia. *IX Reun. Geol. Oeste Penin.* (Porto, 1985), 411-431 pp.
- FARIAS, P. y MARQUÍNEZ, J. (1991).- The imbricate thrust system of the Picos de Europa Unit (Variscan Belt, NW Spain). In: *Abstracts. J. G. Ramsay Meeting of the Geometry of Naturally Deformed Rocks*. Mitt. Geol. Inst. ETH Zurich, Neue Folge, 136.
- FARIAS, P. y HEREDIA, N.(en prep.).- El Duplex de Pambuches (Picos de Europa, Zona Cantábrica).
- FERNÁNDEZ, L. P.; ÁGUEDA, J. A.; COLMENERO, J. R.; SALVADOR, C.I. y BARBA, P. (1988).- A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. En: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (W. NEMEC y R.J. STEEL eds.) Blackie y Son, Glasgow, 287-302.
- FERNÁNDEZ-ARANGO, R. y NAVAL, A. (1984).- *Prospección previa de las cuencas carboníferas de Sellaño y Beleño (Asturias, Zona Norte)*. Fondo documental IGME, 120 p.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, L.G., MORO GÓMEZ, C., GÓMEZ PRIETO, J. A Y ÁLVAREZ DEL CAMPO, C. (1984).- *Revisión y síntesis geológico-minera de la Cuenca Carbonífera de «El Bierzo» (León) Fondo documental*. IGME, 98, p.
- FÄRBER, A. y JARITZ, W. (1964).- Die geologie des westasturischen künstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). *Geol. Jb.*, 81, 679-738 pp.
- FRANKENFELD, H. (1982).- Das ende der devonischen Riff-fazies im nordspanischen Variszikum. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 238-241 pp.
- FRANKENFELD, H. (1983).- El Manto del Montó-Arauz; Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trab. Geol. Univ.Oviedo*, 13, 37-47 pp.
- FÜHRER, J. (1982).- Die San Pedro-Formation. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 1973-1975 pp.
- GALLASTEGUI, G. (1992a).- Rocas igneas. *Cap. 5 de la Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 n° 105 (Riaño)*. 2ª Serie (MAGNA) Primera Edición. ITGE, 116-139 pp.
- GALLASTEGUI, G. (1992b).- Rocas igneas. *Cap. 5 de la Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 n° 103 (Pola de Gordón)*. 2ª Serie (MAGNA) Primera Edición. ITGE, 84-91 pp.
- GALLASTEGUI, G. (1992c).- Rocas igneas. *Cap. 5 de la Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 n° 102 (Barrios de Luna)*. 2ª Serie (MAGNA) Primera Edición. ITGE, 90-98 pp.
- GALLASTEGUI, G. (1992d).- Rocas igneas. *Cap. 5 de la Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 n° 103 (Burón)*. 2ª Serie (MAGNA) Primera Edición. ITGE, 98-112 pp.
- GALLASTEGUI, G.; ARAMBURU, C.; BARBA, P., FERNANDEZ, L.P. y CUESTA, A. (1992).- Vulcanismo del Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica (NO de España). En: *Paleozoico Inferior de Iberoamérica* (J.C. GUTIERREZ MARCO, J. SAAVEDRA y I. RABANO Eds.), 435-452 pp.
- GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. y CUESTA, A. (1990).- El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, 203- 215 pp.
- GANDL, J. (1977).- Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW Spanien). 2) Die Trilobiten der Albaschichten (Unter-Visé bis Namur A). *Senckenber. Leth.*, 58,1-3, 113-217 pp.
- GARCÍA ALCALDE, J. L.(1971-73).- Braquiopodos devónicos de la Cordillera Cantábrica. *Brev. Geol. Astúrica*, XV (1971), 4; XVI (1972), 1, 3, 4; XVII (1973), 1, 2, 3.
- GARCÍA ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A. (1976).- Les faunes pelagiques du Devonien Moyen de Leon (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. de L'Espagne. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, vol. 96, 4.
- GARCÍA ALCALDE, J. L.; ARBIZU, M. A.; GARCÍA-LÓPEZ, S. y MÉNDEZ-BEDIA, I. (1979).- Meeting of the International Subcomision on Devonian Stratigraphy. Guide book of the field trip. *Ser. Publ. Univ. de Oviedo*. 41 p.
- GARCÍA ALCALDE, J. L. y MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J. R. (1988).- The Devonian-Carboniferous boundary in the Asturo-Leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Cour. Forsch.*
- GARCIA ALCALDE, J.L.; ARBIZU, M.A. (1976).- Les faunes pelagiques du Devonien Moyen de Leon (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO. de L'Espagne. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, vol. 96, 4.

- GARCÍA ALCALDE, J. L., MONTESINOS, J. R., TRUYOLS-MAS-SONI, M., GARCÍA-LÓPEZ, S., ARBIZU, M. A. y SOTO, F. (1988).- El Silúrico y el Devónico del Dominio Palentino (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 7-13 pp.
- GARCÍA ALCALDE, J. L. y RACHEBOEUF, P. R. (1978).- Nouveaux brachiopodes chonetacea du Devonien de la Cordillera Cantabrique (Nord Ouest de L'Espagne). *Geobias*, 11,6, 835-865 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1977).- *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las series detríticas del Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. (inédita)
- GARCÍA-RAMOS, J. C. (1978).- Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 195-226 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C. y BRIME, C. (1984).- Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14, 27-33 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; ARAMBURU, C.; VALENZUELA, M. y SUAREZ de CENTI, C. (1984).- Depósitos de tempestad en series de plataforma del Devónico de Asturias. *Homenaje a LUIS SANCHEZ de la TORRE, Publicaciones de Geología*, 20, 121-130 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; COLMENERO, J. R. Y MANJON, M. (1982).- Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N. de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME*, VI (I), 275-289 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; MANJÓN, M. Y COLMENERO, J. R. (1982).- Utilización de minerales pesados y de espectros litológicos como ayuda en la identificación del área madre y en la separación de los diferentes sistemas de abanicos aluviales. Terciario del borde N. de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME* V(I), 293-201 pp.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; SUÁREZ de CENTI, C.; VALENZUELA, M. y ARAMBURU, C. (1986).- Sedimentología de los depósitos de hierro oolítico del Silúrico y Devónico de la Cordillera Cantábrica. *Abst. XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona 1986*.
- GARCÍA-RAMOS, J. C.; VARGAS ALONSO, I.; MANJÓN RUBIO, M.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; CRESPO ZAMORANO, A. y MATAS GONZÁLEZ, J. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 131 (Cistierna)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- GIETELINK, G. (1973).- Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49, 125-144 pp.
- GINKEL, A. C. van (1965).- Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, 1-225 pp.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950).- Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León). *Estud. Geol.*, VI, 11, 51-97 pp.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978).- Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 249-265 pp.
- GONZÁLEZ GONZÁLEZ, J. C.; MONTESERIN, V. y ARCE, J. M. (1981).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 268 (Molezuelas de la Carballeda)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- GUTIÉRREZ ALONSO, G. y VILLAR, P. (1989).- El Precámbrico del Antiforme del Narcea. *Fondo Documental. ITGE*, 108 p.
- GUTIÉRREZ ALONSO, G.; VILLAR, P. y MARTÍN PARRA (1990).- La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 15, 271-279 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986).- *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid. (Inédita).
- 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, 209-220 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., RÁBANO, I., GÓMEZ MORENO, G. y HACAR, M. P. (1988).- Revisión biostratigráfica de la sucesión ordovícico-silúrica del sector meridional de la zona asturoccidental-leonesa (prov. de Orense y León, NO de España). *X reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular, Laboratorio de laxe. Abstracts*.
- HACAR, M. P.; RUBIO, V.; VILLAR, P.; CASTAÑO, M. y BARRIOS, J. C. (1990).- Investigación de pizarras en la reserva estatal «Sinclinal de Truchas» (León). *Fondo Doc. ITGE*, 96 p.
- HELMIG, H. M. (1965).- The geology of the Valderrueda Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 75-149 pp.
- HEMLEBEN, CH. y REUTHER, C. D. (1980).- Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 225-255 pp.

- HEINZ, W.; LOESCHKE, J. y VAURA, G. (1985).- Phreatomagmatic vulcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains. *Geol. Rundschau*, 74, 623-639 pp.
- HENKES, H. (1961).- Note sur le basin houiller de Sabero (Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, 26, 50-58 pp.
- HENN, A. (1984) - Biostratigraphie und Fazies des hohen Unterdevon bis tiefen Oberdevon der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirge, N-Spanien. *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, 26, 1-100 pp.
- HENN A. y JAHNKE, H. (1984).- Die palentinische Faziesentwicklung im Devon des Kantabrischen Gebirges. *Z. Dt. Geol. Gest.*, 131-147 pp.
- HERAIL, G. (1982).- La sedimentación Terciaria en la parte Occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME*. 321-335 pp.
- HERAIL, G. (1981).- Le Bierzo: geomorphogenese fini-tertiaire d'un bassin intramontagneux (Espagne). *Revue Geographique des Pyrenees et du Sud-Ouest*, 52, 2, 217-232 pp.
- HERAIL, G. (1984).- Dynamique geomorphologique et sedimentologique de piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de L'Espagne et Geologie de l'or detritique. *Chron. rech. min.*, n° 474, 49-68 pp.
- HERAIL, G Y LUCAS C. (198).- Dynamique comparee de deux bassins continentaux tarditectoniques: le bassin tertiaire du Bierzo (León, Espagne) et le bassin permien d'Aure (France). *Revue de Geologie Ynamique et de Geographie Phisique*, 24, 2, 117-128 pp.
- HEREDIA, N. (1991).- Estructura Geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Microfichas), 320 p.
- HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ L. R., SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. y ÁLVAREZ MARRÓN, J. (1991).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 80 (Burón)*. Segunda serie (MAGNA).ITGE, Madrid.
- HEREDIA, N.; ALONSO, J. L. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ L. R. (1991).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. n° 105 (Riaño) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. ITGE. Madrid.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1941).- Los criaderos de talco de Lillo (León). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 8, 3-48 pp.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO P. y ALMELA A. (1947).- Fauna carbonífera de Villablino (León). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 17.
- HERNÁNDEZ HURROZ, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y CORRAL, J. L. (1978).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 125 (Los Nogales)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- HEWARD, A.P. (1978).- Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488 pp.
- HIGGINS, A. C. (1971).- Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 3, 179-192 pp.
- HIGGINS, A. C. (1974).- Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symp. on Belgian Microp. limits*, Mamur 1974, publ. 4, 17 p.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T. y WAGNER, R. H. (1964).- Basal Carboniferous strata in part Northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas. *Bull. Soc. Bel. Geol.*, 72, 2, 205-248 pp.
- HORVATH, V. (1985).- *Apports de la palynologie à la stratigraphie du Carbonifère moyen de l'Unité structurale de La Sobia-Bodón (Zone Cantabrique-Espagne)*. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques de Lille (Inédita).
- IWANIW, E. (1984).- The sedimentology and floral palaeoecology of Lower Cantabrian Basin margin Deposits, NW León, Spain. Doctoral thesis, Univ. of Sheffield.
- IWANIW, E. y KNIGHT, J. A. (1981).- Evidence for the Asturian unconformity near Santa Olaja de la Varga, NE León, Spain. *Brev. Geol. Astúrica*, XXV, 3, 17-28 pp.
- JAHNKE H.; HENN, A.; MADER, H., y SCHWEINEBERG, J. (1983).- Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N-Spanien) *Newslett. Strat.*, 13 (1), 40-66 pp.
- JARITZ, W. y WALTER, R. (1970).- Faziesuntersuchungen im Altpaläozoikum Nordwest-Spanien (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, 88, 509-552 pp.
- JOHNSON, G. A.L. (1973).- Closing of the carboniferous sea in Western Europe. En: *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. (D.H. TARLING y S.K. RUNCORN eds.). Academic Press, 2, 843-850 pp.
- JONG, J. D. de (1971).- Molasse and clastic wedge sediments of the southern border of the Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnbouw*, 50, 3, 399-416 pp.
- JONGMANS, W. J. (1952).- Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución: Flora carbonífera de Asturias. *Estud. Geol.*, VIII, 15, 7-20 pp.
- JONG, J. D. (1971).- Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW. Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geol. Mijnbouw*, 50 (3), 399-416 pp.

- JONKER, R. K. (1972).- Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 48, 275-379 pp.
- JULIVERT, M. (1960). La terminación septentrional de la Cuenca de Quirós (Cordillera Cantábrica). *Brev. Geol. Astúrica*, III, 19-34 pp.
- JULIVERT, M. (1967a).- La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 1-26 pp.
- JULIVERT, M. (1967b).- La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 39-46 pp.
- JULIVERT, M. (1971).- Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270-1, 1-29 pp.
- JULIVERT, M. (1976).- La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 203-309 pp.
- JULIVERT, M. (1978).- Hercynian Orogeny and Carboniferous Paleogeography in Northwest Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 129, 565-592 pp.
- JULIVERT, M. y NAVARRO, D. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 55 (Beleño)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. y FERNÁNDEZ-GARCÍA, L. (1968).- La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 1-44 pp.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ, F. y TRUYOLS, J. (1977).- *Memoria explicativa de la Hoja n° 27 (Tineo) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. IGME, Madrid.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1972).- La coupe de Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, 241-243 pp.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983).- El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España* (COMBA, J. A. ed.), I, 192-246 pp.
- KANIS, J. (1956).- Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21(2), 377-445 pp.
- KAMERLING, P. (1962).- De geologie van het Pandetrave gebied. Int. rept., *Geol. Inst., Univ. Leiden*.
- KEGEL, W. (1929).- Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Z. dt. geol. Ges.*, 81, 35-62 pp.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1984).- *Memoria explicativa de la Hoja n° 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. 2ª Serie MAGNA*. IGME, Madrid.
- KLEIN, E. (1988).- Estudio petrológico y geoquímico de las rocas graníticas de la hoja 1:200.000 n°9 (Cangas del Narcea). *Fondo Documental IGME*.
- KNIGHT, J. A. (1971).- The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero coalfield (León, NW Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 193-229 pp.
- KNIGHT, J. A. (1974).- The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain). *7 Congr. Int. Str. Geol. Carz., Krefeld, 1971, 3*, 283-316 pp.
- KNIGHT, J. A. (1975).- *The systematics and stratigraphic aspects of the Stephanian flora of the Sabero Coalfield, León (NW Spain)*. Ph. D. Thesis., Univ. of Sheffield. (Inédita)
- KNIGHT, J. A. (1983).- The stratigraphy of the Stephanian rocks of the Sabero Coalfield, León (NW, Spain) and an investigation of the fossil flora. *Palaeontographica.*, Bd. 187, Abt. B, 88 p.
- KOOPMANS, B. N. (1962).- «The Sedimentary and Structural History of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 26: 121-232 pp.
- KRANS, T. F. (1982).- Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lower Devonian of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 163-172 pp.
- KRIEST, J. (1984).- *The sedimentary and tectonical evolution of the Northern Esla Nappe area, Cantabrian Mountains, Spain*. M. Sc. Doctoral Thesis, Utrecht. (Inédita).
- KULLMAN, J. (1979).- Die «reticuloceras-zeit» (Oberkarbon) im Kantabrischen Variszikums. *Klausth. Geol. Abh.*, 30, 34-44 pp.
- KULLMAN, J. (1960).- Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nord Spanien). *Akad. Wiss. Litt., Mainz, Abhandl. Math. Naturwiss. kl.*, 2, 1-105 pp.
- KULLMAN, J. (1961).- Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). I. Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113. 3. pp. 219-326 pp.
- KULLMAN, J. (1963).- Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, 205-241 pp.
- KUTTERINK, J. A. (1966).- *Geologie van het Valdeón-gebied in Spanje*. Int. Rep., Geol. Inst., Univ. Leiden.

- LEDUC, L. (1978).- *Le district de Ponferrada (León, NW de l'Espagne) et des gisements de tungstene: place du district et des gîtes dans l'histoire géologique et métallogénique de la Province Hercynienne du NW de la Péninsule Ibérique*. Thesis 3<sup>eme</sup> Cycle Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 527 p.
- LEWEKE, B. (1980).- The transition from sandy to carbonate sedimentation in the Lower Devonian of the Southern Cantabrian Mountains (La Vid Formation). Rundgesprach «Subsidenz Entwicklung», Tübingen. *Beitrag Nt.*, 8, 188-192 pp.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L. F.; SOLOVIEVA, M. N.; REITLINGER, E. A.; MARTÍNEZ DÍAZ, C.; LAVEINE, J. P.; LOBOZIAK, S.; BROUSMICHE, C.; CANDILIER, A. M. y HORVATH, V. (1985).- La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Sector Central de la Unidad Estructural de La Sobia-Bodón (Cuencas de Quirós-Teverga). *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid 1983*, 1, 213-230 pp.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984).- *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. n° 129 (La Robla) 2ª Serie (MAGNA) Primera Edición*. IGME.
- LOBATO, L. (1977).- *Geología de los Valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander)*. Inst. Fr. Bernardino de Sahagún, C.S.I.C., León, 133 p.
- LOBATO, L.; GARCÍA ALCALDE, J. L.; SÁNCHEZ de POSADA, L. C.; TRUYOLS, J. y SAHVL (1985).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 n° 104 (Boñar)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- LOBATO, L.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; VELANDO, F. y MATAS, J. (1985).- *Mapa Geológico de España, E.1:50.000 n° 106 (Camporredondo de Alba)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- LOESCHKE, J. (1982).- Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 2, 260-271 pp.
- LOESCHKE, J. (1983).- Igneous and piroclastic rocks in Devonian and lower Carboniferous strata of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 8, 495-504 pp.
- LOESCHKE, J. y ZEIDLER, N. (1982).- Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their tectonic environment. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 419-439 pp.
- LOEVEZIIN, G. B. S. Van (1983).- Upper Devonian block movements and sedimentation in the Asturo-Leonese Basin (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.* 52, (2), 185-192 pp.
- LOEVEZIIN, G. B. S. Van y RAVEN, J. G. M. (1983).- The Upper Devonian deposits in the northern part of León (Cantabrian Mountains, northwestern Spain). *Leidse Geol. Meded.* 52, (2), 179-183 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1960).- Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, Mostayal y Montsacro. *Brev. Geol. Astúrica*, IV (3/4), 3-132 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1967).- Sur le Devonien inférieur des Asturies (Espagne). (In: Colloque sur le Devonien inférieur et ses limites, Paris), *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.* 33, 265-278 pp.
- LOON, A. J. VAN (1972).- A prograding deltaic complex in the upper carboniferous of the Cantabrian mountains (Spain): The Prioro-Tejerina basin. *Leidse Geol. Meded.*, 48, (1) 1-81 pp.
- LOPEZ DÍAZ, F. (1984).- *La estructura de la Unidad de Abalgas (León, Zona Cantábrica)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo 67 p. (Inédita)
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Trad. por J.M. RIOS: Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, 149-166.
- LOTZE, F. (1954).- Forschungen zur Stratigraphie des Westmediterranischen Kambriums. *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, 70-72.
- LOTZE, F. (1956).- Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaönt. Mh.*, 8, 373-380 pp. (Trad. por J. GOMEZ de LLARENA, 1960. El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 60, 227-240 pp).
- LOTZE, F. (1961).- Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6-8, 1-411. (Trad. por J. GOMEZ de LLARENA, 1961. *El Cámbrico de España. Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256 p.).
- MAAS, K. (1974).- The geology of Liebana, Cantabrian Mountains. Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.* 49, 379-465 pp.
- MAAS, K. y GINKEL, A. C. van (1983).- Variscan olistostrome deposition and synsedimentary nappe emplacement. Valdeón Area, Cantabrian Mountains Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 52 (2), 341-381 pp.
- MABESOONE, J. M. (1961).- La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia). *Estudios Geol.*, 17, 2, 101-130 pp.

- MALLADA, L. (1898).- Explicación del mapa geológico de España. Tomo III. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Men. Com. Map. Geol. Esp.*, Vol. 3, 415 p.
- MALLADA, L. (1900).- Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León). *Bol. Comis. Mapa Geol. España.*, 27, 1-66 pp.
- MANJÓN, M. (1973).- *Sedimentología de la Formación Santa Lucía, Cordillera Cantábrica, España*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo. (Inédita).
- MANJÓN, M.; COLMENERO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C. Y VARGAS, I. (1982).- Génesis y distribución espacial de los abanicos siliciclásticos del Terciario superior en el borde N de la Cuenca del Duero (León-Palencia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME, VI (I)*, 357-370 pp.
- MANJÓN, M. y FERNÁNDEZ-ARANGO, R. (1985).- Principales rasgos sedimentológicos de la Cuenca Carbonífera de Sellaño (Asturias). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 15, 37-44 pp.
- MANJÓN, M.; GARCÍA-RAMOS, J. C.; COLMENERO, J. R. Y VARGAS, I. (1982).- Procedencia, significado y distribución de diversos sistemas de abanicos aluviales con clastos poligénicos en el Neogeno del borde N. de la Cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979, Temas Geológicos Mineros, IGME, VI (I)*, 373-388 pp.
- MANJÓN RUBIO, M.; VARGAS ALONSO, I.; COLMENERO NAVARRO, J. R.; GARCÍA RAMOS, J. C.; CRESPO ZAMORANO, A. y MATAS GONZÁLEZ, J. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 130 (Vegas del Condado)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- MARCOS, A. (1968).- La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 59-87 pp.
- MARCOS, A. (1973).- Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6, 3-113 pp.
- MARCOS, A. y PÉREZ-ESTAUN, A. (1981).- La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la Zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 89-94 pp.
- MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; ALLER, J.; GARCÍA-ALCALDE, J. L. y SÁNCHEZ DE POSADA, L. C. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 77 (La Plaza-Teverga)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- MARCOS, A.; MARTÍNEZ, F. J.; JULIVERT, M. y PULGAR, J. A. (1980).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. n° 50 (Cangas del Narcea) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. IGME. Madrid.
- MARQUÍNEZ, J. (1978).- Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 295-315 pp.
- MARQUÍNEZ, J. (1989).- Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa (Cordillera Cantábrica- NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18, 137-144 pp.
- MARQUÍNEZ, J. y MARCOS, A. (1984).- La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14, 61-76 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988a).- *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora-CSIC. 306 p.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988b).- Sobre la posición de la rana en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, XCIX-VI, 855-870 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991).- La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica Alpina. *Rev. Soc. Geol. España.*, 4, (3-4), 337-351 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989).- El Macizo Hespérico Septentrional. En: *Territorio y Sociedad en España* (V. BIELZA ed.). Editorial Taurus, 37-51 pp.
- MARTÍN PARRA, L. M. (1989).- *Mapa Geológico y Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. n° 128 (Riello) segunda serie (MAGNA)*, primera edición. ITGE. Madrid.
- MARTÍNEZ F. J. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1983).- El metamorfismo en el Macizo Ibérico. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. RIOS (J.A. COMBA Ed.), IGME, 1, 555-569 pp.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A. (1962).- *Estudio geológico del borde oriental de la Cuenca Carbonífera central de Asturias*. *Publ. Inst. Est. Astur.*, 1-229 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1981).- *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca, 291 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1985).- Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corp. Geol. Gallaeicae*, 2ª Serie, 2:1, 291 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HACAR, M.; VILLAR, P.; PÉREZ ESTAUN, A y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992).- Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81/2, 545-560 pp.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; PÉREZ ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; PULGAR, J. y MARCOS, A. (1990).- West Asturian-Leonese Zone Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ GARCIA Eds.), Springer Verlag, 103-114 pp.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M. L.; MENÉNDEZ ÁLVAREZ, 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, 53-65 pp.
- MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. (1977).- New Carboniferous stenosismatacean brachiopods from Oviedo and León, Spain. *Paleontology*, 20, 209-223.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E.; MARQUÍNEZ, J.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 56 (Carreña-Cabrales)*. Segunda serie (MAGNA).ITGE, Madrid.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1984).- *Memoria del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 n° 56 (Carreña-Cabrales)*. 2ª Serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- MARTÍNEZ PLEDEL, B. (in litt).- Aguas superficiales y subterráneas. En: *Atlas del Medio Natural de la Provincia de León*. ITGE.
- MATAS, J. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 230 (Castrocontrigo)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- MATAS, J.; ABEJARO, V.; FERNÁNDEZ, L. y FERNÁNDEZ PELLÓ, J. (1978).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 127 (Noceda)*. Segunda serie (MAGNA).IGME, Madrid.
- MATAS, J.; ORVIZ F.; VELANDO, F. y PÉREZ-ESTAUN A. (1981).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 192 (Lucillo)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- MATTE, P (1968).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Géol. Alpine*, 44, 1-128 pp.
- MÉNDEZ, C.A. y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R. (1985).- Conodontos carboníferos de las regiones del Manto del Ponga y Picos de Europa (Oriente de Asturias, N de España). *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1, 71-82 pp.
- MÉNDEZ BEDIA, I. (1971).- Nota sobre las microfácies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NW de España). *Brev. Geol. Asturica*, 15, 2, 17-32 pp.
- MÉNDEZ BEDIA, I. (1976).- Biofácies y litofácies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 9, 93 p.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER (1969).- The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 233-316 pp.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER (1983).- The Lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrión Province in the Cantabrian zone of Northwest Spain. *ITC Journal*, 3, 205-213 pp.
- MEER MOHR, C. G. VAN DER y SCHREUDER, G.A.N.H. (1967).- On the petrography of the Láncara Formation from the Sierra de la Filera (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 38, 185-189 pp.
- MÉNDEZ CECILIA, A. F. (1985).- *Estudio de la evolución de los carbones de la cuenca Ciñera-Matallana, León*. Tesis de Doctorado. Univ. de Oviedo. 269 p. (Inédita).
- MOHANTI, M. (1972).- The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba Syncline, Cantabrian Mountains, prov. León, northwestern Spain: carbonate facies and rhynchonellid paleontology. *Leid. Geol. Med.*, 48; 135-205 pp.
- MONTESINOS LÓPEZ, J. R. (1981).- Las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N. España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 187-193 pp.
- MONTESINOS, J. R. y TRUYOLS-MASSONI, M. (1987).- La Fauna de *Anetoceras* y el límite Zlichoviense-Dalejiense en el Dominio Palentino (NO de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 191-208 pp.
- MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R. H. y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971).- The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 307-363 pp.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1986).- Formas de relieve glaciar: El macizo sinclinal de Saliencia (Cordillera Cantábrica). En: *Atlas de Geomorfología*. Alianza Editorial. 209-228 pp.
- NAVARRO VÁZQUEZ, D. (1982).- *Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 101 (Villablino)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME.
- NAVARRO, D.; MUÑOZ, J. L. y SANTOS, J. A. (1987).- *Investigación Geológico-minera del Estefaniense de los sectores de Canseco- Rucayo y Reyero-Salamón (León)*. Segunda Fase. Fondo Documental del IGME, 125 p.
- NAVARRO, D.; LEYVA, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; VILLLA, E.; MARTÍNEZ CIENFUEGOS, F. y HEREDIA, N. (1988).- Cuencas carboníferas ocultas por la cobertera mesozoico-terciaria en Asturias. *Col. Informes (Geología)*, IGME, 100 p.

- NOLLAU, G. (1966).- El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la Provincia de León (España). *Not. Comun. Inst. Geol. Min. Esp.*, 88, 31-48 pp.
- NOLLAU, G. (1968).- Stratigraphie, Magmatismus und tektonik der Montes de León zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest Spanien. *Geotekt. Forsch.*, 27, 71-146 pp.
- NOZAL, F. (1988).- Mapa de infraestructura y neotectónico a E. 1:200.000 n° 19 (León). Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España. Fondo Documental ITGE. (inédito)
- ORIO, R. (1876).- Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 137-168 pp.
- ORIO, R. (1876).- Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, 257-275 pp.
- OELE, E. (1964).- Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, 1-100 pp.
- PARGA, J. R. (1969).- Sobre la distribución de las manifestaciones efusivas en el Cámbrico de Asturias y León. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 53, 43-56 pp.
- PARGA, J. R. y LUQUE, C. (1971).- Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXII (III-IV), 310-320 pp.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1963).- *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 Primera Serie. Hojas y Memorias números 129 (La Robla) y 160 (Benavides)*. IGME. Madrid.
- PELLO, J. (1968). Sobre la existencia del devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo. *Brev. Geol. Astúrica*, XII (3), 11-16 pp.
- PELLO, J. (1972).- *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (Inédita).
- PELLO, J. (1976).- *Memoria explicativa de la Hoja n° 52 (Proaza) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000.. Segunda serie (MAGNA)-Primera edición*. IGME.
- PELLO, J. y PHILIPPOT, A. (1967).- Sur la présence du Llanvirn au Puerto du Sueve (Zone orientale des Asturies, NO. de l'Espagne). *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 4, 156-157 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1971).- La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Astúrica*, XV, 1, 7-13 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1973).- Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del antiforme del Narcea (NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, XVIII (1), 3-5 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1974).- Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de San Clodio (Prov. de Lugo). *Brev. Geol. Astúrica*, XVIII, (1), 3-8 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 149 p.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; GALAN, J. y VARGAS, I. (1978).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 126 (Vega de Espinareda)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1988) .- A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*, 7(3), 517-537 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; BASTIDA, F. y MARTÍNEZ CATALÁN J. R. (1991).- Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Hercynian Belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-254 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GUTIÉRREZ MARCO, J. C., MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1990).- West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA Eds.). Springer-Verlag, 92-102 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A.; GUZMÁN DEL PINO, J. L.; VELANDO, F. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1982).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 158 (Ponferrada)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- PÉREZ-ESTAUN, A., MARCOS, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1992).- Estratigrafía de la Zona Asturoccidental-leonesa. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (GUTIÉRREZ MARCO, J.G., SAAVEDRA, J. Y RABANO, I. Eds), Universidad de Extremadura, 453-461 pp.
- PÉREZ GARCÍA, L. C. (1977).- *Los sedimentos auríferos del N.O. de la Cuenca del Duero (Provincia de León, España) y su prospección*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. (Inédita)
- PLANS, P. (1970).- *La Tierra de Campos*. Inst. Geogr. Apl. «Alonso de Herrera» CSIC, 289 p.
- POL, C. (1976).- *Estratigrafía y Sedimentología del Complejo de Rañeces. Serie de Las Mazas (Morcín)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo.

- POLL, K. (1963).- Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien/Nord-spanien). *N.Jb. Geol. Palaont. Abh.*, t. 117, 235-250 pp.
- PRADO, C. de (1850).- Notes géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne), suivie d'une description des fossiles de ces terrains par E. DE VERNEUIL. *Bull. Soc. Géol. France*. 7(2), 137-186 pp.
- PRADO, C. de (1857).- Lettre à E. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturies, *Bull. Soc. Geol. France*, 2<sup>a</sup> ser., 15, 91-93 pp.
- PRADO, C. de y VERNEUIL, E. de (1850).- Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne). *Bull. Sol. Geol. France*, 2<sup>a</sup> S., VII, 137-155 pp.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. y VERDURMEN, E. A. Th. (1970).- Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclog. Geol. Helvet.*, 63 (1), 255-274 pp.
- PULGAR, J. (1980).- *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis doct., Univ. de Oviedo. (Inédita).
- PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PÉREZ ESTAUN, A.; GALÁN, J. y VARGAS, I. (1978).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 100 (Degaña)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- RAVEN, J. G. M. (1983).- Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 52, 265-339 pp.
- READING, H. G. (1970).- Sedimentation in the upper Carboniferous of the southern flanks of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Assoc.*, 81, 1-41 pp.
- REIJERS, T. J. A. (1972).- Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the River Esla and the Embalse de Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, 163-249 pp.
- REUTHER, C. D. (1977).- Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosinklinal-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 p.
- RIDING, R. E. (1979).- *Donezella* bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 787-794 pp.
- RIEMER, W. (1966).- Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 81, 7-20 pp.
- RODRÍGUEZ, R. M. (1979).- *Palinoestratigrafía por medio de miosporas de acritarcos, de las formaciones San Pedro, Furada y Carazo (Silúrico superior-Devónico inferior; Cordillera Cantábrica) en las provincias de León, Oviedo y Palencia*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 476 p. (Inédita).
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983).- Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. En: *Carbonífero y Pérmico de España*, IGME, 151-162 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1991).- Evolución tectosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 16, 37-52 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1992).- *Estratigrafía y estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral Univ. de Oviedo, 244 p. (Inédita)
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; GARCÍA-ALCALDE, G.L. y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R. (1985). La sucesión del Devónico superior y Carbonífero inferior en el sinclinal de Alba (León, N.O. de España). *C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Madrid*, 1983, 1, 133-144 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1987).- La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 207-229 pp.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1990).- Palentine Zone structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ-GARCÍA Eds.). Springer-Verlag, 69-71 pp.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; LOBATO, L. y VELANDO, F. (1985b).- *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 106 (Camporredondo de Alba)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; MARTÍNEZ, E. y MARQUÍNEZ, J. (in litt.).- *Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 81 (Potes)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. ITGE, Madrid.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCÍA MONDÉJAR, J. P.; WAGNER, R. H.; MARTÍNEZ GARCÍA, E. y LOBATO, L. (1986).- *Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 82 (Tudanca)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- RUPKE, J. (1965).- The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32, 74 p.

- SÁNCHEZ de la TORRE, L.; AGUEDA, J. A.; COLMENERO, J. R.; GARCÍA-RAMOS, J. C. y GONZÁLEZ-LASTRA, J. (1983).- Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, 1, 133-150 pp.
- SÁNCHEZ de la TORRE, L.; SUÁREZ de CENTI, C. y AGUEDA, J. A. (1984).- Facies y ambientes sedimentarios del Silúrico y Devónico Inferior en la región central de Asturias. *Tomo homenaje a L. Sanchez de la Torre, Publicaciones de Geología*, Univ. Autónoma de Barcelona, 20, 51-71 pp.
- STAALDUINEN, C. J. van (1973).- Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205 pp.
- SANTAMARÍA, J. y ROBLES CASAS, R. (1990).- Algunas aportaciones al conocimiento tecto-sedimentario del carbonífero de el Bierzo (León)., *Geogaceta*, 8, 68-69 pp.
- SAVAGE, J. F. (1961).- *The structural geology of the area around Portilla de la Reina, León Northwest Spain*, Int.rept., Msc. Thesis, Univ. of London.
- SAVAGE, J. F. (1967).- Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 193-247 pp.
- SAVAGE, J. F. (1979).- The Hercynian orogeny in the Cantabrian Mountains. N. Spain, *Krystalinikum*, 14, 91-108 pp.
- SAVAGE, J. F. y BOSCHMA, D. (1980).- Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.* 50 75-114 pp.
- SDZUY, K. (1961).- Das Kambrium Spaniens. teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math. Naturw. Kl.*, 7-8, 217-408 pp y 499-690 pp.
- SDZUY, K. (1967).- Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trab. Geol. Univ. Oviedo* , 1, 77-133 pp.
- SDZUY, K. (1968).- Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 45-57 pp.
- SDZUY, K. (1971).- La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sec. 1 Geol., 2, 769-782 pp.
- SITTER, L.U. de (1961).- Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 9, 253-254 pp.
- SITTER, L.U. de (1962).- The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264 pp.
- SJERP, N. (1967).- The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 55-128 pp.
- SLUITER, W.J. y PANNEKOEK, A. J. (1964).- El Bierzo, etude sedimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne. *Leidse Geol. Meded.*, 30, 141-182 pp.
- SMITS, J. (1965).- The Caldas Formation, a new Devonian Unit in León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, 179-187 pp.
- STAALDUINEN, C. J. (1973).- Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205 pp.
- STOCKMANS, F. y WILLIERE, Y. (1965).- Documents paléobotaniques pour l'étude du Houillier dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, 2, 79 p.
- SUÁREZ, O. (1970).- Los granitos de Ponferrada (León). *Bol. Geol. Min. España* , LXXXI-2-3, 185-191 pp.
- SUÁREZ, O. (1974).- Estudio petrológico y geoquímico del granito de Los Ancares (Asturias-Lugo-León, España). *Estudios Geol.*, 30, 167-178 pp.
- SUÁREZ, O. y SUÁREZ del RÍO, L. M. (1976).- Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias). *Estudios Geol.*, 32, 53-59 pp.
- SUÁREZ, O.; CORRETGE, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1990).- The West Asturian-leonese Zone: Distribution and characteristics of the hercynian metamorphism. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R.D. DALLMEYER y E. MARTINEZ-GARCIA Eds.). Springer-Verlag, 129-133 pp.
- SUÁREZ de CENTI, C. (1988).- *Estratigrafía y Sedimentología y Paleogeografía de la Formación Forada/ San Pedro*. zona Cantábrica (NW de España). Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo. 530 p. (Inédita).
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (en prep).- *Estudio estructural de la Unidad de Bodón (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; TOYOS, J. M.; LÓPEZ DÍAZ, F.; HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1991).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 102 (Barrios de Luna)*. Segunda serie (MAGNA).ITGE, Madrid.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; HEREDIA, N.; HERRERO, A. y NOZAL, F. (in litt.).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 161 (León)*. Segunda serie (MAGNA).ITGE, Madrid.
- TOYOS, J. M. (1988).- *Estructura del extremo noroccidental del Manto de Correcillas (Zona Cantábrica, NW España)*. Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo, 41 p. (Inédita)

- TRELL, A.; MUÑOZ, J. L.; LEYVA, F.; VILLANUEVA, M. L.; HEREDIA, N.; VILLA, E., y HORVATH, V. (1984).- *Estudio Geológico-Minero de la Cuenca Carbonífera de la Marea-Cobaltes (2a. Fase). Sectores de Infiesto-Sevares y Cobaltes Tanes. Fondo Documental del IGME*, 127 p.
- TRUYOLS, J. (1969).- Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, 57-60 pp.
- TRUYOLS, J. (1983).- El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME, 82-94 pp.
- TRUYOLS, J.; ÁLVAREZ, F.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ de POSADA, L. C.; SOTO, F.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. y LOBATO, L. (1984).- *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 n° 104 (Boñar)*. 2ª serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; GARCÍA-ALCALDE, J. L.; GARCÍA-LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ-CHACÓN, M. L.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C.; MENÉNDEZ, J. R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. C.; SOTO, F.; TRUYOLS-MASSONI, M.; VILLA, E.; MARCOS, A.; PÉREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; ALLER, J. y LORENZO, P. (1982).- *Memoria explicativa de la Hoja n° 77 (La Plaza) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000*. Segunda serie MAGNA-Primera edición. IGME, Madrid.
- TRUYOLS, J., GONZÁLEZ, J., MARQUÍNEZ, J., MARTÍNEZ, C., MÉNDEZ, C., MENÉNDEZ, J. R. Y SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1984).- Preliminary note on two marine section (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Washington-Urbana, 1979, 2, 148-156 pp.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1976).- La sucesión paleozoica entre el Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 5-30 pp.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983).- El Silúrico en el Macizo Ibérico. En: *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, I, IGME, 246-265 pp.
- TRUYOLS, J., PHILIPPOT, A. y JULIVERT, M. (1974).- Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Geol. France*, 16 (1), 23-25 pp.
- TRUYOLS, J. y SÁNCHEZ de POSADA, L. (1983).- El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb., IGME, 37-59 pp.
- VANGUESTAINE, M. y ARAMBURU, C. (1988).- Cambrian and Ordovician acritarchs and Chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain. Preliminary results. *Intern. Symp. on Circum-Mediterranean Palynology*, abril 1988, Zeist, Holanda. Resúmenes.
- VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; MANJON, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; DÍAZ, F. y FERNÁNDEZ, J. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 160 (Benavides)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VARGAS, I.; CORROCHANO, A.; POL, C.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; MANJÓN, M.; FLOR, G.; DÍAZ, F.; FERNÁNDEZ, J. y PÉREZ-ESTAUN, A. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 231 (La Bañeza)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VARGAS, I.; MANJON, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DÍAZ, F. y FERNÁNDEZ, J. (1984).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 193 (Astorga)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VEEN, J. van (1965).- The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 43-103 pp.
- VELANDO, F. CASTELLÓ, R. y ORVIZ, F. (1976).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 78 (Pola de Lena)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VELANDO, F. y MARTÍNEZ DÍAZ M.M. (1973).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 159 (Bembibre)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VELANDO, F.; NAVARRO, D. y LAZARO, J. (1981).- *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 n° 229 (La Baña)*. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- VERA, C. (1975).- *Estratigrafía y sedimentología del Complejo de Rañeces (serie de Sograndio, Proaza, Asturias)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo (inédita).
- VERA, C. (1988).- *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de los Grupos Rañeces y La Vid en la Cordillera Cantábrica, (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo (inédita).
- VILLA, E. (1981).- Datos sobre el contenido en fusulinidos de las formaciones Escalada y Fito de la Cuenca de Beleño (Asturias, NW España). *Brev. Geol. Astúrica*, XXV, 1-2, 9-12 pp.
- VILLA, E. (1982).- Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su localidad tipo. *Rev. Esp. Microp.*, XIV, 63-72 pp.

- VILLA, E. (1985).- Foraminíferos de la región oriental de Asturias (Cordillera Cantábrica, N. de España). *C.R., X Congr. Inter. Geol. Estr. Carb.*, Madrid, 1, 333-344 pp.
- VILLA, E. (1989).- *Fusulinaceos carboníferos del Este de Asturias (N. de España)*. *Serv. Publ. Univ. Oviedo (Tesis Doctorales)*, 2 microfichas. Univ. de Oviedo.
- VILLA, E. y HEREDIA, N. (1988).- Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, 99 (5); 757-769 pp.
- VILLA, E.; HORVATH, V.; MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. Y SÁNCHEZ DE POSADA, L.C. (1988).- Datos paleontológicos y edad de la sección de Villamanín (Carbonífero, C. Cantábrica, NW de España). *Actas II Congr. Geol. España*, 1, 377-341 pp.
- VILAS MINONDO, L. (1971).- El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 80, 169 p.
- WAGNER, R. H. (1957).- Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Estud. Geol.*, XIII, (35-36) 229-239 pp.
- WAGNER, R. H. (1959).- Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estud. Geol.*, XV, 398-420 pp.
- WAGNER, R. H. (1960).- Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (inrelation with the Curavacas phase of folding). *Estud. Geol.*, XVI, 55-92 pp.
- WAGNER, R. H. (1963).- A general account of the paleozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). *Bol. Geol. Min.*, 74, 171-334 pp.
- WAGNER, R. H. (1964).- Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers, II: Mixoneura, Reticulopteris, Linopteris and Odontopteris. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 75, 5-56 pp.
- WAGNER, R. H. (1965).- Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers, III: Callipteridium and Alethopteris. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 78, 5-70 pp.
- WAGNER, R. H. (1966).- Paleobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, LXVI, 1-169 pp.
- WAGNER, R. H. (1971).- The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (prov. León, NW Spain). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 385-429 pp.
- WAGNER, R. H. (1984).- Megafloreal zones of the Carboniferous, En: *C.R. IX Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonif* (P.K. SUTHERLAND y W.L. MANGER eds.), Washington (D.C.), Champaign-Urbana (Ill.), 1979, Vol. 2, Biostratigraphy, 109-134 pp.
- WAGNER, R. H. (1985).- *Pecopteris hispanica* sp. nov., an Upper Stephanian fern from the Ciñera-Matallana Coalfield, NW Spain. «SPECIAL VOLUME» *Univ de Porto. Anais da Faculdade de Ciencias. SUPLEMENTO TO VOLUMEN 64*, 1983 (M.A.V. RIBEIRO Ed.), 1-4.
- WAGNER, R. H. y ARTIEDA, J.I. (1970).- *La Cuenca Minera de Ciñera-Matallana*. Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa. 289 p.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1984).- *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n° 107 (Barruelo de Santullán)*. Segunda serie MAGNA-Primera edición, IGME, Madrid.
- WAGNER, R. H. y FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1971).- The lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 507-531 pp.
- WAGNER, R. H. y FERNÁNDEZ GARCÍA, L. G. (1983).- Upper Westphalian D and Cantabrian strata in the Guardo Coalfield: tectonics, sedimentation, stratigraphy. En: *Geology and Paleontology of the Guardo Coalfield (NE Leon-NW Palencia), Cantabrian Mountains*. IGME, 11-55 pp.
- WAGNER, R. H.; VILLEGAS, F. J. y FONOLLA, F. (1969).- Description of the Lower Cantabrian Stratotype near Tejerina (León, NW Spain), with palaeontological notes by R.H. WAGNER y M.A. CALVER. *C.R. 6° Cong. Carbo.*, Sheffield 1967, 1, 115-138 pp.
- WAGNER, R. H. y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952).- Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Barruelo (Palencia). *Estudios Geol.*, VII, 16, 301-345 pp.
- WAGNER, R. H. y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963).- Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. *Proc. Kon. Nederl. Adad. Wetenschappen*, (b) LXVI, 3, 149-163 pp.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. (1979).- The lower Stephanian of western Europe. In: *Paleontological characteristics of the main subdivisions of the Carboniferous*. *C.R. 8° Congr. Int. Strat. Geol. Carbo.* Moscow, 3, 111-140 pp.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. (1985).- The Cantabrian and Barruelian stratotypes: summary of basin development and biostratigraphic information. *An. Fac. Cien. Univ. Porto, Spe. Vol. Supl. Vol. 64*, (1983), 359-410 pp.
- 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 pp.

- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963).- Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 69, 5-23 pp.
- WALTER, R. (1965).- Die unterschiedliche entwicklung des altpaläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero-Lugo (NW Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12, 740-753 pp.
- WALTER, R. (1966).- Resultado de las investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO de España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 89, 7-16 pp.
- WALTER, R. (1968).- Die geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27, 3-70 pp.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968).- Carboniferous Productida and Chonetida of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 41-126 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1972).- Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. España) y su distribución geográfica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 5, 3-118 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1975).- Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. En: *Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts*, (R.N. GINSBURG Ed.). Springer-Verlag, 323-332 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1978).- Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. En: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*. Trab. Homen. a I. PARGA. Ed. do Castro, La Coruña, 287-311 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1981).- Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their paleoenvironmental significance. En: *Phanerozoic stromatolites*. (C.L. MONTY Ed.) Springer-Verlag, 5-18 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1983).- El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En: IGME (Ed.) *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, 1, 117-191 pp.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J. y RABU, D. (1975).- Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, XIX (3), 40-48 pp.
- ZAMARREÑO, I. y JULIVERT, M. (1967).- Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 135-163 pp.
- ZAMARREÑO, I. y PEREJON, A. (1976).- El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de arqueociatos. *Brev. Geol. Astúrica*, XX (2), 17-32 pp.

# FOTOGRAFÍAS



FOTO 1. Discordancia de los materiales cámbrico-precámbricos de la Formación Herrería (a la derecha de la fotografía) sobre los materiales claramente precámbricos de la Formación Mora en Irede de Luna.



FOTO 2. Aspecto de los afloramientos de rocas del Paleozoico inferior en el valle bajo del Cabrera (Sinclinal de Truchas, Zona Centroibérica).



FOTO 3. Alternancia de materiales lutíticos y areniscosos de la «Serie de los Cabos» en la Zona Asturoccidental-leonesa (carretera de Molinaseca a Riego de Ambrós).

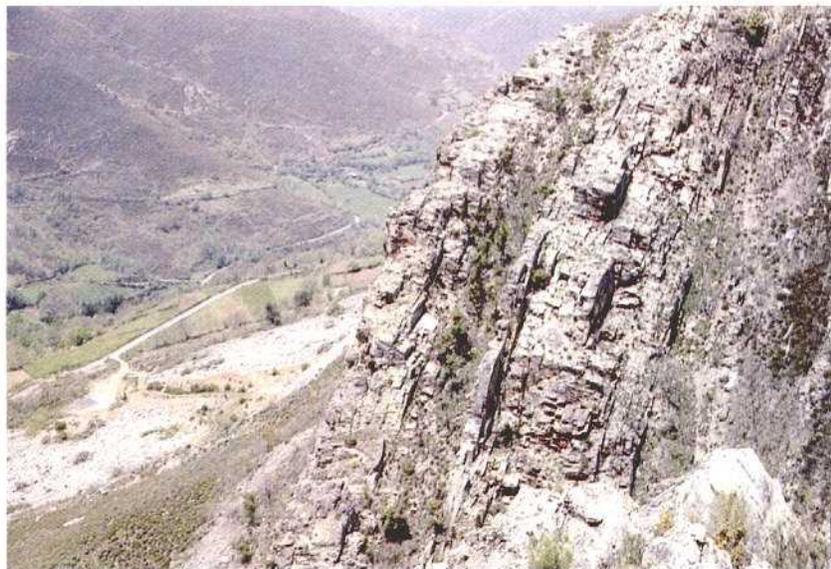


FOTO 4. Cuarzitas de la Formación Agüeira en las proximidades de Balouta.



FOTO 5. Panorámica en la que se puede observar, de izquierda a derecha, el techo de la Formación Agüeira, con las cuarcitas de Vega y las ampelitas silúricas a su techo. Carretera de Vega de Espinareda al Valle de Ancares.



FOTO 6. Calizas de Aquiana en las proximidades de Cabarcos.

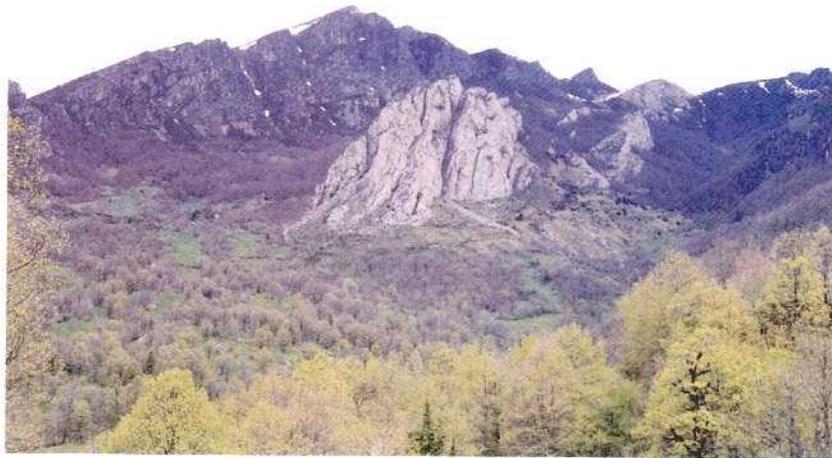


FOTO 7. Aspecto del afloramiento de la formación barrios (Ordovícico) en el Valle de Sajambre (Pico Jario). En primer término caliza olistolítica del grupo Maraña.

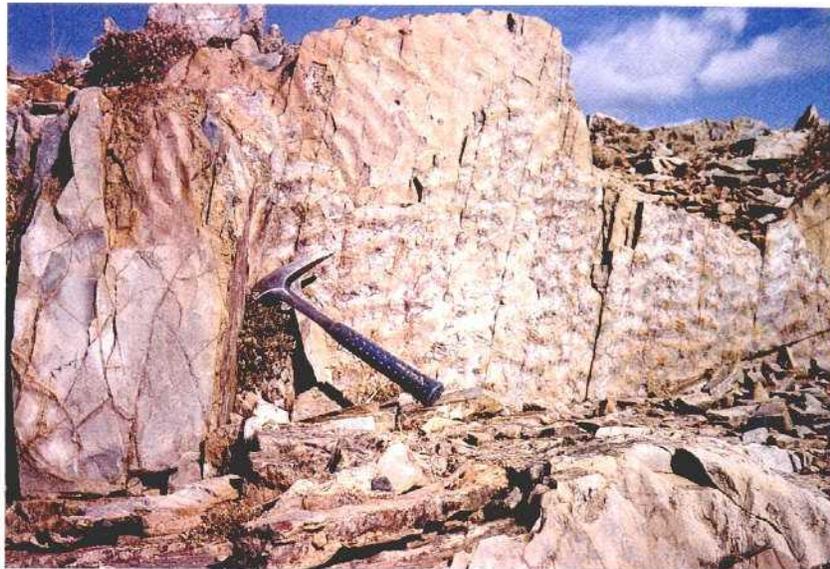


FOTO 8. «Ripples» producidos por oleaje en las facies someras de la Formación S. Pedro. Carretera de acceso a Portilla de Luna.



FOTO 9. Detalle de la Formación Vidrieros donde se pueden observar grandes ortocerátidos. Ladera N del Gildar, Valle de Valdeón.



FOTO 10. Panoràmica donde se observa de izquierda a derecha las formaciones Ermita, Baleas, Alba y Barcaliente. Cantera de las Baleas, Pola de Gordón.



FOTO 11. Panorámica de las calizas de Valdeteja en las proximidades de la localidad del mismo nombre.



FOTO 12. Alternancias de calizas con lutitas y areniscas en la Formación San Emiliano al NO de Robledo de Caldas.



FOTO 13. Vista de la lámina frontal de la Unidad de Picos de Europa desde las proximidades de la Collada de Remoña. Se observa la sucesión estratigráfica representativa de esta unidad, compuesta por la «Caliza de Montaña» en su parte basal y la Formación Picos de Europa en su parte superior, en la que destaca su característico miembro inferior tableado que da lugar a las zonas de vegetación intermedias.



FOTO 14. Aspecto del Conglomerado de Curavacas en la localidad de Portilla de la Reina.

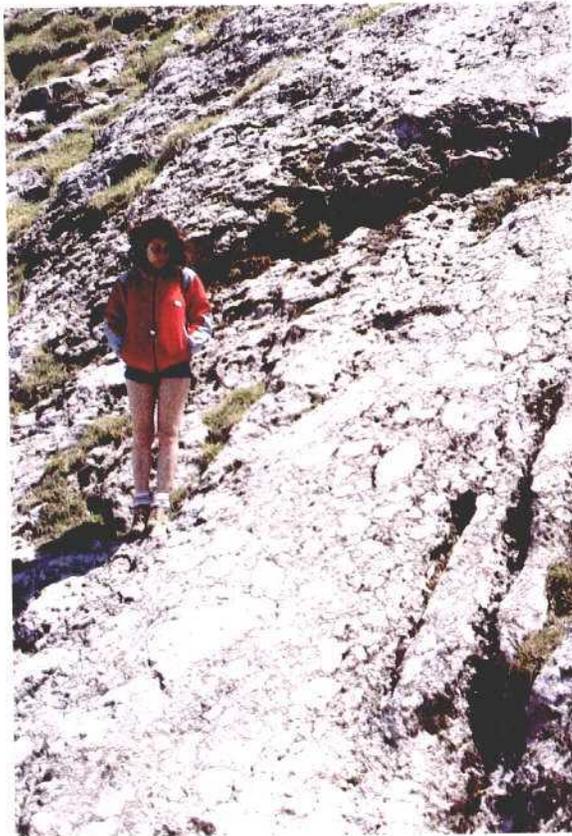


FOTO 15. Ortoconglomerado calcáreo del techo de la Caliza de Panda. Ladera N del Pico Corcadas.

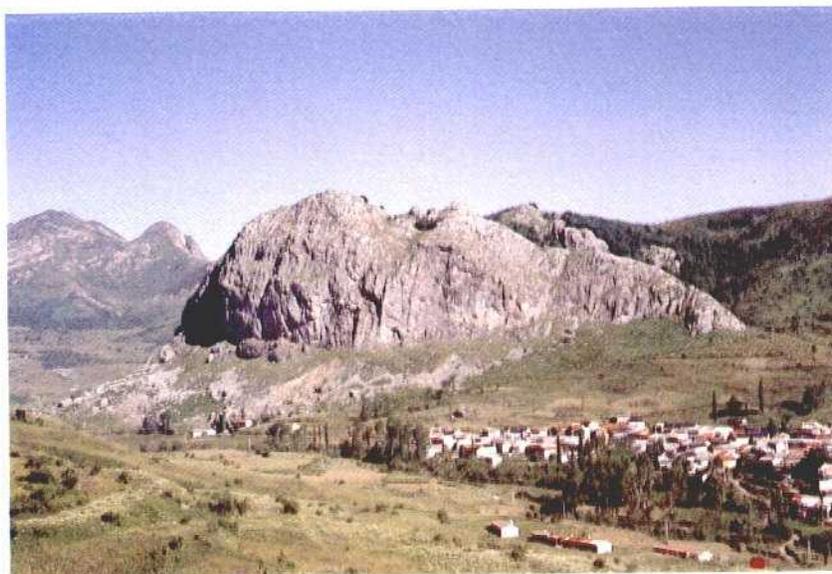


FOTO 16. Olistolito calcáreo de dimensiones kilométricas en el Grupo Maraña en las proximidades de la localidad homónima.



FOTO 17. Capa de carbón en el Estefaniense de la Cuenca Carbonífera del Bierzo. Carretera N-VI en las proximidades de Torre del Bierzo.



FOTO 18. Alternancias lutítico arenosas del Cretácico inferior en las proximidades de Tapia de la Ribera (Foto cedida por E. Alonso Herrero).

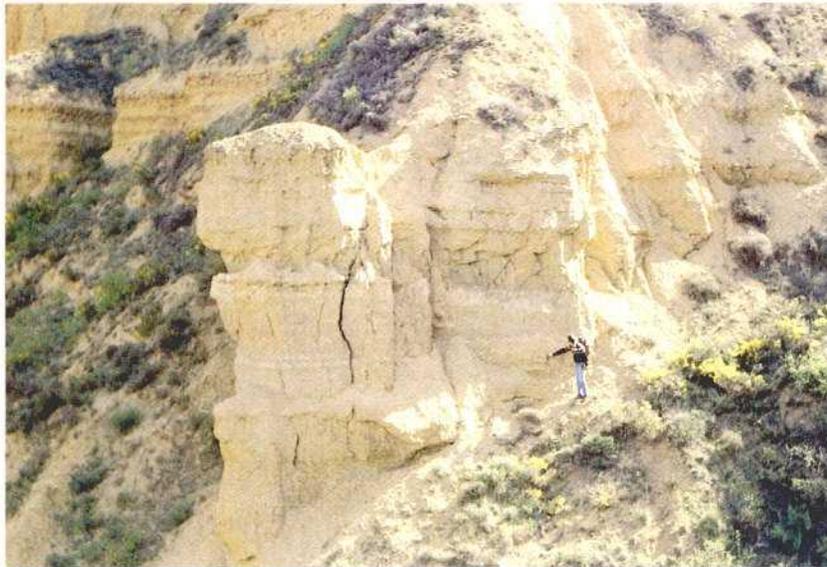


FOTO 19. Alternancias arenoso-arcillosas del «Sistemas de Candanedo» en las que destacan niveles de suelos calcimorfos (caliches). Mioceno de la Cuenca del Duero, en las proximidades de Villaobispo de la Regueras.



FOTO 20. Discordancia de los sedimentos miocenos del Sistema de Combarros-Brazuelo (borde occidental de la cuenca del Duero) sobre los materiales ordovicicos de la «Serie de los Cabos». Proximidades de Combarros.

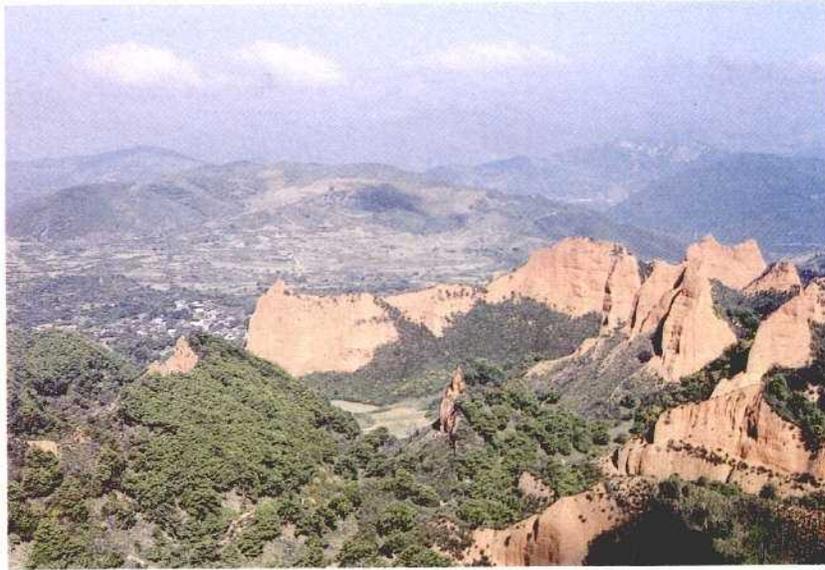


FOTO 21. Panorámica de los materiales miocenos de las Médulas desde el mirador de Orellán



FOTO 22. Aspecto de una terraza fluvial del río Valdería en las proximidades de Nogarejas.



FOTO 23. Panorámica del valle glaciar de Tejedo de Ancares (Foto de E. Alonso Herrero).



FOTO 24. Lagunas glaciares en las proximidades del Puerto de Valdeprado (Foto cedida por V. Alonso).

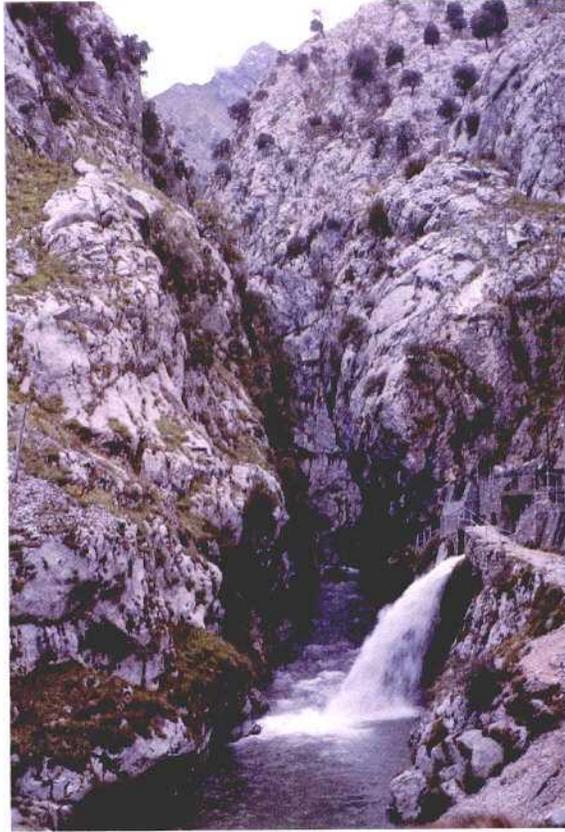


FOTO 25. Encajamiento del río Cares en el macizo de Picos de Europa.



FOTO 26. Falla del Morredero que pone en contacto las calizas de la Aquiana del Flanco S del Sinclinal de Peñalba (a la derecha) con las cuarcitas y pizarras ordovícicas en la Formación Casaio (a la izquierda). Pista al Puerto del Morredero, al E de Santiago de Peñalba.

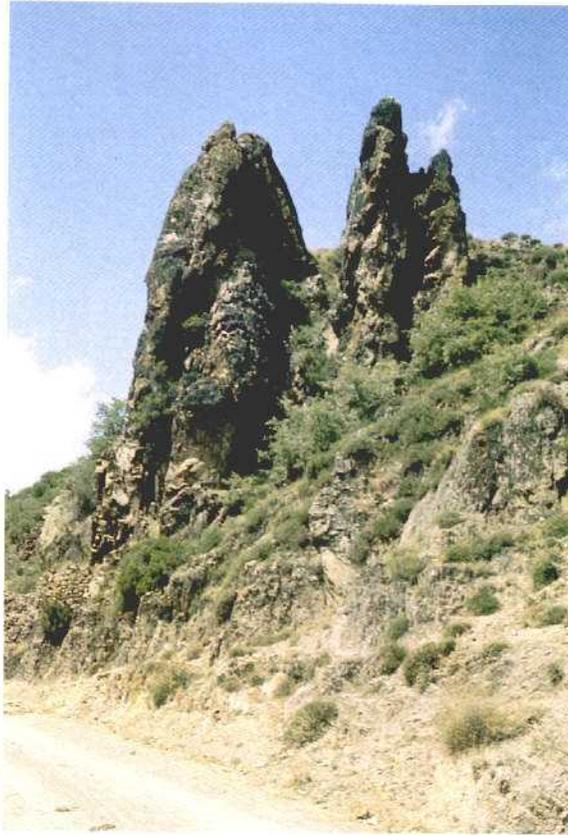


FOTO 27. Par anticlinal-sinclinal de Fase 1 en las proximidades de Molinaferrera. Zona Asturoccidental leonesa (Alta Maragatería). Foto cedida por A. Pérez Estaún.

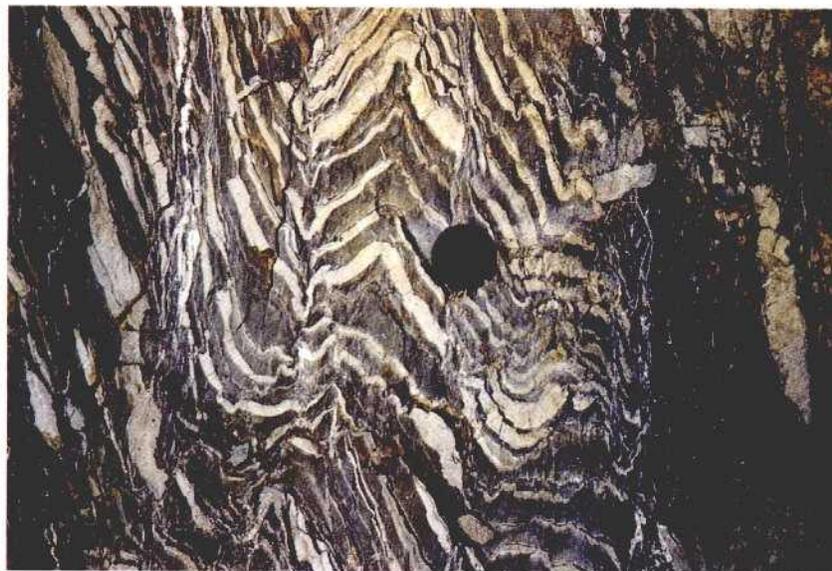


FOTO 28. Pliegues de Fase 3 en los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea. Carretera de la Magdalena a Barrios de Luna.

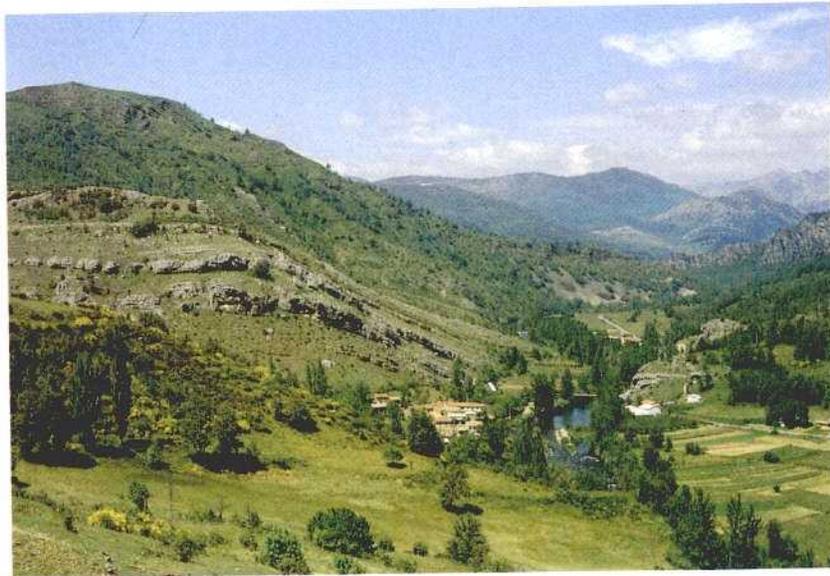


FOTO 29. Cabalgamiento de calizas cámbricas sobre calizas devónicas donde se observa el extraordinario paralelismo de los estratos en los bloques cabalgado y cabalgante. Manto del Esla en las proximidades de Valdoré.



FOTO 30. Panorámica del Sinclinal de Alba desde las proximidades de Mallo de Luna.

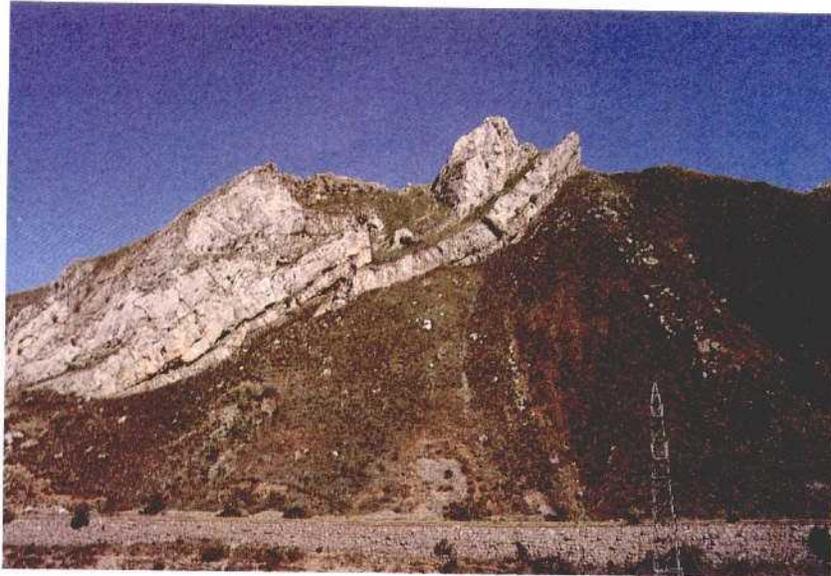


FOTO 31. Cabalgamiento de calizas carboníferas del miembro La Majúa sobre materiales siliciclásticos de la Formación S. Emiliano (Miembro Pinos), Proximidades de la localidad de Pinos (Valle de Babia).



FOTO 32. Apilamiento antiformal de cabalgamientos en la Unidad de Ponga. Localidad denominada «Cuesta Rasa» desde el Pico Ricacabiello (Valdeburón).



FOTO 33. Cabalgamiento basal de la Unidad de los Picos de Europa sobre los materiales carboníferos del Valle de Valdeón.



FOTO 34. Materiales carboníferos (Estefaniense productivo de Valdesamario) cabalgando a sedimentos miocenos de la Cuenca del Duero. Proximidades de la Utrera (Omañas).



FOTO 35. Ampelitas negras del Silúrico cabalgando a las arenas miocenas del área de Noceda (alrededores de Villar de las Traviestas).

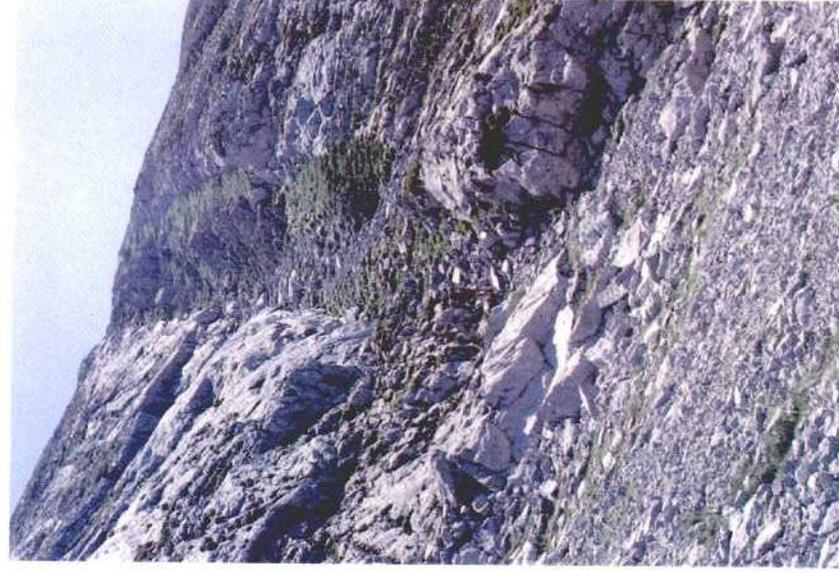


FOTO 36. Dique gabroico cortando las Calizas de Panda en la Peña Corcadas. Proximidades de Portilla de la Reina.



FOTO 37. Afloramiento del «stock» granítico de Peña Prieta en la laguna de Peñas Matas.

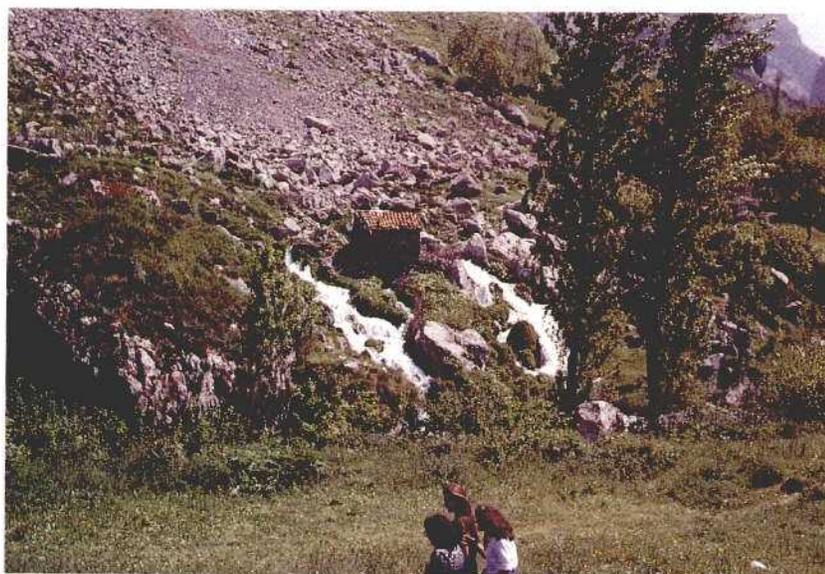


FOTO 38. Surgencia kárstica en el río Cares, cerca de la localidad de Caín (Foto cedida por E. Alonso Herrero).