



# La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España

## Carboniferous stratigraphie and structure of the Pisuerga-Carrion unit. NW Spain

RODRIGUEZ FERNANDEZ L. R. y HEREDIA N.

La Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC) constituye la parte más externa (Cuenca de antepaís) de la Zona Cantábrica (ZC).

Los materiales silúrico-devónicos, con facies más profundas que los del resto de la ZC, están circunscritos a unidades alóctonas desenraizadas emplazadas como mantos gravitacionales.

El sistema carbonífero se caracteriza por la presencia de series potentes con notables variaciones de facies y potencias. Durante el Carbonífero inferior es característica la presencia de facies homogéneas y una baja tasa de sedimentación en un ambiente claramente preorogénico. A partir del Namuriense se inicia la sedimentación sinorogénica, abundan las facies originadas a partir de pendientes submarinas o ligadas a relieves emergidos. La persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense A y la relativa proliferación de discordancias son también rasgos peculiares de éste área.

En este trabajo se propone un esquema de unidades litoestratigráficas, a las que informalmente se asigna la categoría de «grupo», separadas por discordancias y/o conglomerados de continuidad lateral limitada. Se considera que estos «grupos» representan «cuñas clásicas» relacionadas con el emplazamiento de unidades alóctonas concretas, por lo que se propone también un modelo relacionando grupos litoestratigráficos y unidades alóctonas o mantos.

Se establecen los rasgos generales de la estructura de la UPC diferenciando dos tipos de mantos (gravitacionales y enraizados), así como las relaciones entre éstos y las diversas generaciones de pliegues y esquistosidades.

Por último se propone un modelo de evolución tectonosedimentaria para la UPC, claramente ligado a la evolución estructural de toda la ZC como una cadena arqueada, en el que se considera que el carácter centrípeto de las vergencias en la ZC origina estructuras en la UPC con vergencias igualmente centrípetas así como cuñas clásicas, genéticamente relacionadas, con depocentros situados en posiciones distintas a través del tiempo.

**Palabras clave:** Carbonífero, estratigrafía, tectónica, manto, cuña clástica, sinorogénico, tectonosedimentario.

The Pisuegra-Carrion Unit (PCU) forms the most external part (foreland basin) of the Cantabrian Zone (CZ).

Siluro-devonian rocks with deeper facies than those of the CZ are limited to alloctonous unit wich have been regarded as gravitational nappes.

The main characteristic of Carboniferous system is the presence of thick series with remarkable facies and thickness lateral changes. The outstanding feature of lower Carboniferous is the low rate of sedimentation and the fairly uniform sedimentary facies in a preorogenic environment. The synorogenic sedimentation starts in the Namurian, the most frecuent facies are those originated in submarine slopes or those related to subaerial reliefs. The continous synorogenic conditions from Namurian to the Stephanian A stage and the presence of numerous unconformities and lateral sedimentary changes constiue some of the characteristics of this area.

In this paper a lithostratigraphic sketch are suggested; all lithostratigraphic units were integrated in higher rank units informally called «groups». These «groups» are separated by conglomerates and/or unconformities of limited lateral extension and would represent clastic wedges generated in the front of the nappes. Both clastic wedges and nappes are related in this sketch.

The general features of the PCU structure are found and two types of nappes (generated by gliding and/or spreading) are established, in this way, several generations of folds and cleavages are related with both types of nappes.

Lately a tectonosedimentary evolution model for the PCU which would be directly linked to the structural evolution of the CZ. The centripetal character of the vergences in the CZ produced structures (nappes and related folds) in the PCU that have an equally centripetal vergence and originated a synorogenic clastic wedges with depocenters located, in time, in several positions.

**Key words:** Carboniferous, stratigraphie, tectonic, nappe, clastic wedge, synorogenic, tectonosedimentary.

RODRIGUEZ FERNANDEZ L. R. y HEREDIA N.  
(Div. de Geología. IGME. Ríos Rosas, 23. MADRID 28003)

## INTRODUCCION

La Unidad del Pisuegra-Carrión (UPC) constituye la parte más externa de la Zona Cantábrica de LOTZE (1945). El término «Región del Pisuegra-Carrión» procede de JULIVERT (1971), este autor considera que es la más oriental de las cinco «regiones» en que divide a la Zona Cantábrica (ZC). MARTINEZ GARCIA (1971) considera que presenta características propias, diferentes de los de la ZC y la denomina Zona Palenti-

na, aunque incluyendo algunas unidades del sector suroriental de la «Región de Pliegues y Mantos» de JULIVERT (op. cit.) (Fig. 1a y b).

Desde un punto de vista tectonoestratigráfico constituye la cuenca del antepaís («foreland basin») de este sector del Macizo Herciano Ibérico (RODRIGUEZ FERNANDEZ, et al., 1986).

Algunos aspectos diferencian, sin embargo, a la UPC del resto de la ZC. En primer lugar la presencia de unidades alócto-

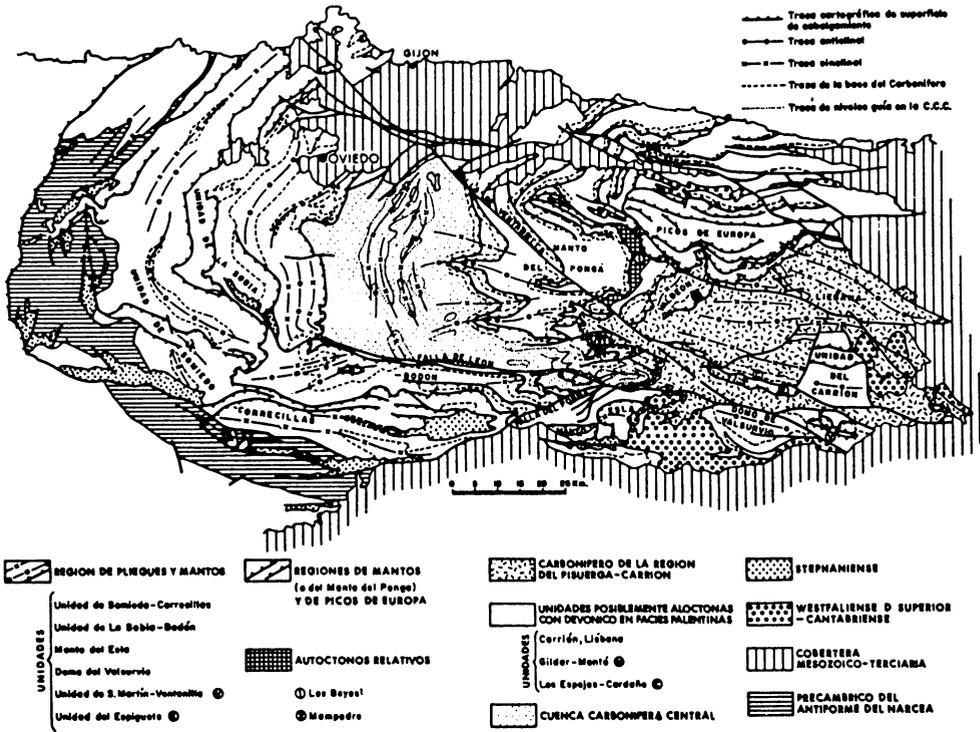


Fig. 1a. Esquema estructural de la Zona Cantábrica (RODRIGUEZ FERNANDEZ 1983, basado parcialmente en JULIVERT 1971).  
 Structural sketch of Cantabrian Zone.

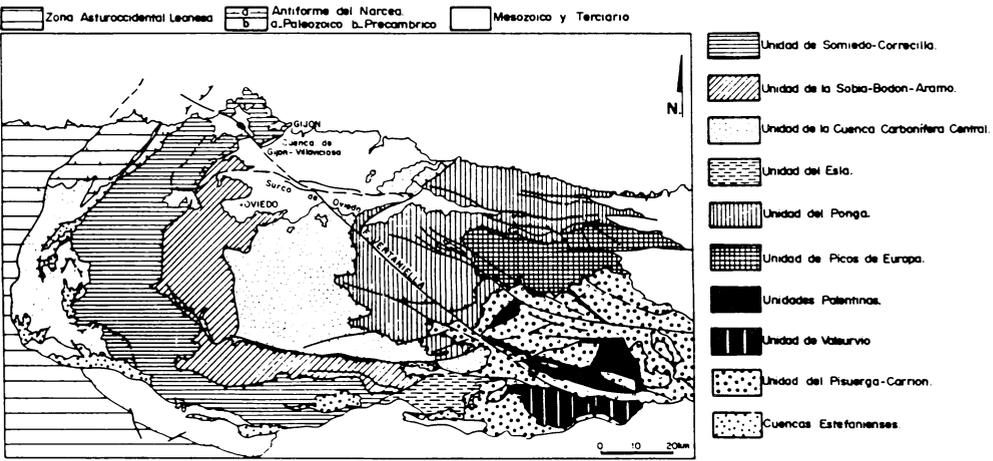


Fig. 1b. Esquema de unidades estructurales de la Zona Cantábrica.  
 Structural units of Cantabrian Zone.

nas conteniendo sedimentos silúrico devónicos en facies más profundas que las del resto de la ZC («facies palentinas» de BROUWER, 1964). En segundo lugar la abundancia de sedimentos sinorogénicos y la relativa proliferación de discordancias. Por último, la existencia de un gradiente metamórfico más elevado que en el resto de la ZC; la presencia de tres esquistosidades penetrativas, aunque no generalizadas, y la existencia de gran cantidad de pequeños cuerpos ígneos tardihercínicos emplazados, generalmente, a lo largo de grandes fracturas, son también rasgos peculiares de la UPC.

En este trabajo se describe únicamente la estratigrafía del Carbonífero, pues es en este período y especialmente desde el Namuriense hasta el Estefaniense A, cuando se produce la máxima actividad tectónica y la sedimentación se produce en condiciones claramente sinorogénicas.

Se propone un modelo de evolución tectonosedimentaria claramente ligado a la evolución estructural de toda la zona ZC como una cadena arqueada.

La caracterización del metamorfismo y magmatismo se hará muy sucintamente y siempre en relación con los acontecimientos estructurales coetáneos.

## EL SISTEMA CARBONIFERO EN LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRION

### Introducción

El sistema Carbonífero, si exceptuamos el Dinantiense (Carbonífero Inferior), se caracteriza en la ZC en general y en la UPC en particular, por la presencia de potentes series de sedimentos con notables variaciones de facies y potencias que reflejan un ambiente claramente sinorogénico.

En la descripción del Carbonífero consideraremos tanto los aspectos espaciales como los temporales. El Carbonífero Inferior

se describirá de forma general debido a que sus características son prácticamente homogéneas en toda el área estudiada, mientras que a partir del Namuriense la descripción se hará compartimentizada según las diferentes unidades estructurales y/o áreas; por último se presenta un esquema de correlación que facilita la comprensión del modelo tectonoestratigráfico. Los materiales depositados a partir del Estefaniense A sup.-B., no se describen por ser considerados prácticamente post-orogénicos.

### La sedimentación preorogénica durante el Carbonífero Inferior

Los afloramientos de rocas del Carbonífero Inferior en la UPC, se encuentran íntimamente ligados a los devónicos, lo que evidencia el carácter claramente preorogénico de estos sedimentos. La característica fundamental de este período es la baja tasa de sedimentación y la relativa homogeneidad de facies lo que determina la existencia de formaciones de escasa potencia pero ampliamente generalizadas no solo en la UPC sino en toda la ZC.

La parte inferior de la serie, constituida por 40 m de lutitas negras con delgados niveles de liditas y nódulos fosfatados es la Formación Vegamián (COMTE, 1959). La parte superior son 15-25 m de calizas nodulosas rojas con delgados niveles de sílex y lutitas, denominadas formación Alba (COMTE, op. cit.; VAN GINKEL, 1965) o formación Genicera (WAGNER, 1971). La edad de este conjunto litoestratigráfico oscila desde el Tournaisiense med-sup. a Viseense inf. para la formación Vegamian (BUDINGER and KULLMANN, 1964; HIGGINS et al., 1964; JORDAN and BLESS, 1970; WAGNER et al., op. cit.; HIGGINS, 1971; TRUYOLS, 1983;...), hasta el Viseense sup. para la formación Alba (KULLMAN, 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1965, 1967); aunque las relaciones entre ambas formaciones son bastante diacrónicas a esca-

la de toda la ZC (KULLMAN, 1961, 1963; WAGNER, 1963, 1964; WAGNER-GENTIS, 1962, 1980; HIGGINS, 1964, 1971, 1974; ...). Otros autores como: REUTHER (1977) (1982); SCHÖLER (1982); WAGNER-GENTIS (op. cit.); FRANKENFELD (1983) indican, asimismo, un fuerte diacronismo en el techo de la formación Alba. El medio de depósitos de ambas formaciones presentan en común la existencia de una plataforma marina sin apenas aportes, con un medio restringido u euxínico en el caso de la formación Vegamian y más somero y oxigenado en el caso de la formación Alba (KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962; SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1983, ...). La presencia de radiolaritas y nódulos de chert de origen pelágico es explicado por SANCHEZ DE LA TORRE, et al. (op. cit.) por la existencia de una corriente ascendente («upwelling») que aporta los elementos citados a la plataforma.

Esta situación paleogeográfica es indicativa de un ambiente de tranquilidad tectónica con una subsidencia lenta de toda la ZC y homogeneización de las condiciones paleogeográficas.

La sedimentación sinorogénica durante el Namuriense: Westfaliense y Cantabriense

En el Namuriense inf. se inicia la sedimentación sinorogénica en la UPC, con el desarrollo de potentes series de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Abundan las facies originadas a partir de pendientes submarinas (olistolitos, brechas gravitacionales, abanicos submarinos profundos, etc...) o ligadas a relieves emergidos (sistemas de abanicos aluviales y fluviodel-táticos). La persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense y la relativa proliferación de discordancias (más escasas en otras regiones de la ZC), constituyen, de acuerdo con ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ

(1983), otros rasgos peculiares de la sedimentación en este área. Estas características, junto a la fuerte compartimentación tectónica, han conducido a que en la literatura geológica sobre la región proliferen los nombres locales de «formaciones» y «grupos».

Los investigadores de la Universidad de Leiden (KOOPMANS, 1962; VAN VEEN, 1965; etc...) establecieron la existencia de tres «grupos» separados por discordancias: Ruesga (incluye en Carbonífero inferior y el superior hasta la discordancia de Curavacas de KANIS, 1956, de edad Westfaliense A sup.); Yuso (comprende el resto de Westfaliense hasta el Estefaniense A) y Cea, (representa los sedimentos del Estefaniense B y C anteriores al Pérmico). WAGNER (1959, 1965, etc...) establece la existencia de cuatro conjuntos estratigráficos separados por tres discordancias a las que denomina: Palentina o Curavacas (pre-Westfaliense B), Leónica (pre-Westfaliense D sup.) y Astúrica (pre-Estefaniense B).

Autores posteriores como LOBATO (1977), MARTINEZ GARCIA (1981) establecen «dominios», de ámbito geográfico restringido, con series estratigráficas distintas, aunque sin límites precisos. Por último, los autores de la escuela alemana (KULLMAN y SCHÖNEMBERG, 1975; REUTHER, 1977, 1979, 1982; SHÖLER, op. cit.; etc...) establecen también diferentes dominios de ámbito local, referidos a sedimentos de edad Namurienses o Westfaliense, con límites relativamente precisos en accidentes tectónicos tardihercínicos. Todos los autores citados han considerado las discordancias como fenómenos de alcance general y, por lo tanto, utilizables como límites mayores entre conjuntos de sedimentos, este aspecto es discutido por ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (op. cit.), al considerar el ámbito generalmente localizado en las discordancias, así como un mayor número de ellas.

En los trabajos más recientes (RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1985, 1986) se

establecen una serie de unidades litoestratigráficas a las que se han asignado informalmente la categoría de «grupo», separadas por conglomerados y/o discordancias de continuidad lateral limitada. Cada uno de estos «grupos» representa, según estos autores y de acuerdo con MARCOS y PULGAR (1982), una «cuña clástica» («clastic wedge») originada como respuesta al engrosamiento cortical que provoca el emplazamiento de una unidad alóctona concreta.

#### Las series basales Namurienses

La Unidad del Espigüete (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983) (Fig. 1a y 2) está constituida por una serie de láminas alóctonas, caracterizadas de modo genérico, por la presencia de potentes series de calizas, claras, organógenas, de origen mayoritariamente arrecifal, en las que en el área de Triollo, FRANKENFELD (op. cit.) cita *Lonsdaleia reutheri* (BOLL.) y *Palleosmillia murichisoni*, que caracterizan al Namuriense A.

En la unidad de Montó (Fig. 2) sobre la Formación Alba se apoya, una delgada secuencia de calizas oscuras laminadas y en ocasiones parcialmente bioturbadas de características similares a la Formación Barcaliente del resto de la ZC. Sobre estas calizas, o en otros casos como en la Unidad del Alto Carrión (Fig. 2), sobre la Formación Alba aparece una secuencia predominantemente lutítica con algunos niveles de calizas «tipo Barcaliente» en la que son muy comunes las intercalaciones olistostrómicas (brechas y olistolitos calcáreos) típicas ya de la parte basal de la «Formación Cervera» (BROWER & VAN GINKEL, op. cit.) en otra zonas de la UPC. La edad de estas series es Namuriense (KULLMAN, op. cit.; ADRICHEN BOOGAERT, op. cit. y VAN VEEN, 1965), aunque es probable que los metros basales sean viseenses, pues Viseense sup. es el techo de la Formación Alba en este sector.

Las series siliciclásticas prediscordancia de Curavacas

A techo de las series carbonatadas del Namuriense o allí donde no existe, como ya se ha dicho, sobre la Formación Alba, se sitúan series predominantemente siliciclásticas, constituidas por lutitas, areniscas, litarenitas, niveles de conglomerados mixtos y/o calcáreos y niveles de olistolitos calcáreos.

En el Sur y Oeste de la UPC (Área de Pisuerga, Fig. 2 y 3) se conocen estas series como «Formación Cervera» (BROUWER y VAN GINKEL, op. cit.). WAGNER y WAGNER-GENTIS (1962) describieron la «Formación Carmen», en el área de Barruelo y WAGNER et al. (1984), diferencia la parte basal con olistolitos calcáreos, a la que denomina «Formación Perapertú». En este trabajo proponemos el término «Grupo Cervera» para designar a este conjunto diferenciando las formaciones Perapertú y Carmen, allí donde sea posible.

En términos generales y a pesar de los frecuentes cambios laterales de facies, se puede deducir que los aproximadamente 2.000 m de sedimentos del Grupo Cervera se depositaron en una cuenca marina sinorogénica, con aportes procedentes del Sur y con un área emergida próxima. La parte basal, constituida por lutitas con olistolitos calcáreos (Formación Perapertú), es una secuencia turbidítica proximal, hacia el techo de la cual (Formación Carmen) se desarrollan lóbulos turbidíticos locales de naturaleza arenoso-pelítica y facies de origen deltáico. En cuanto a la edad, KANIS (1956) cita *Sphenopteris stockmaneri* WAGNER y *Pterinopecten rhythmicus* JACKSON, que indican el Namuriense. DORNING (in WAGNER 1984) cita una asociación de microfioras que indican el Westfaliense A.

En las Unidades del Espigüete, Montó y Alto Carrión apoyándose discordantemente tanto sobre el Devónico como sobre el Carbonífero Inferior aparece un horizonte conglomerático al que VAN VEEN (op. cit.)

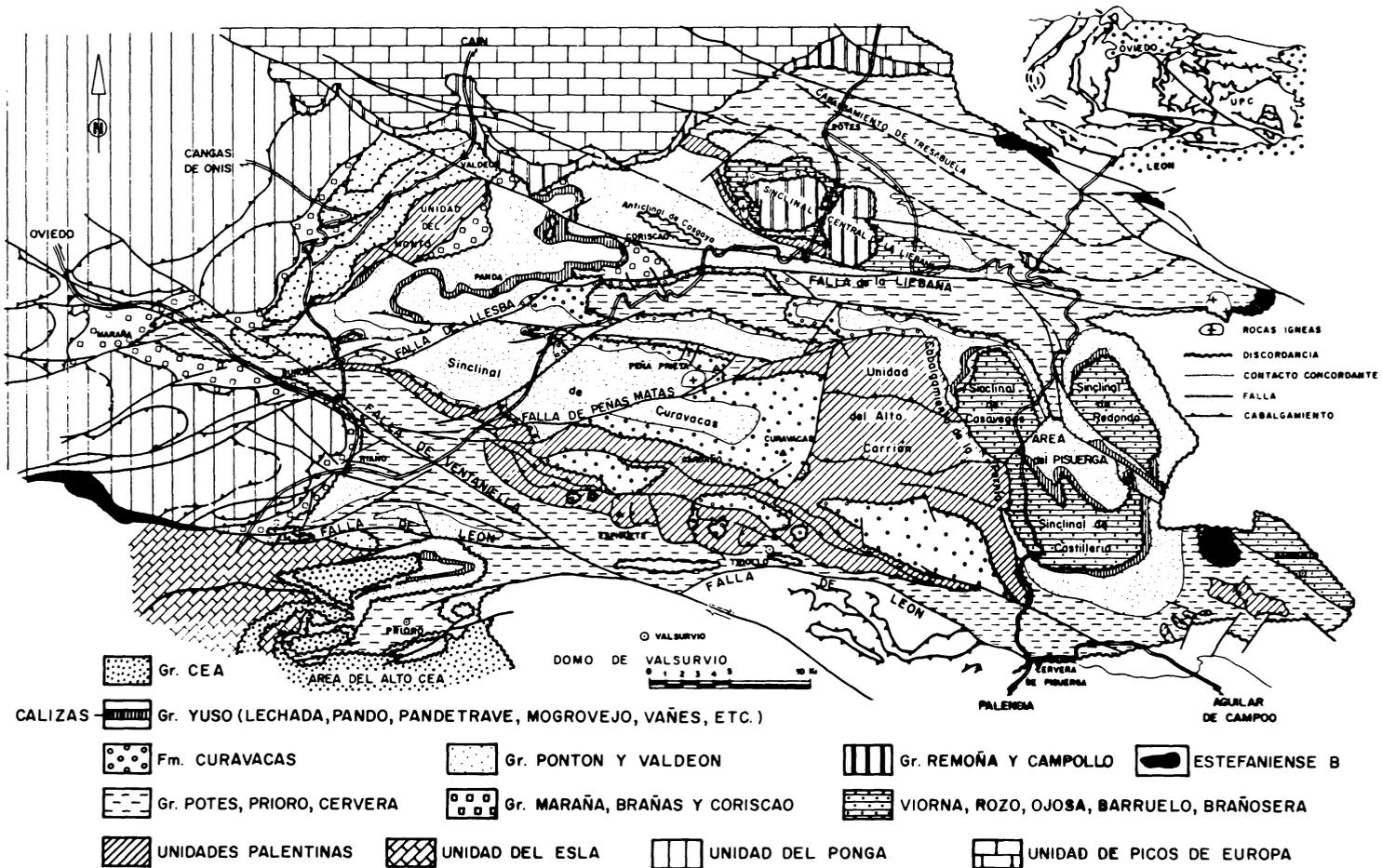


Fig. 2. Mapa Geológico de la Unidad del Pisuerga-Carrión.  
 Geological map of the Pisuerga-Carrión Unit.

denominó «Conglomerado Polimíctico de Triollo» (Fig. 3). Este conglomerado representa un cambio lateral del Grupo Cervera en un área de depósito próxima a relieves importantes emergidos (Fan Deltas). Su edad es problemática ya que no se tienen datos directos de esta formación; VAN VEEN (op. cit.) le asigna una edad probable de Namuriense-Westfaliense A por su relación con los carboníferos infra y suprayacentes.

En el área del Alto Cea (Fig. 2 y 3) sedimentos similares al Grupo Cervera han sido denominados «Formación Prioro» (VAN LOON, 1972) o «Grupo Prioro» (ALONSO, 1987) con acepciones algo distintas.

En la parte Norte de la UPC (Área de la Liébana, Fig. 2 y 3) las series equivalentes al Grupo Cervera, han sido denominadas informalmente «Potes turbidites» y «Upper Deva turbidites» (MAAS, 1974) o «Formación Vejo» (MARTINEZ, op. cit.) aunque con límites algo distintos. RODRIGUEZ FERNANDEZ, et al. (1986) definen en este área el «Grupo Potes» al que asignan una potencia de 1.500 a 2.000 m y en el que diferencian de muro a techo tres asociaciones de facies: una inferior de «llanuras de marea», constituida por lutitas con canales bioclásticos, una intermedia de «deltas y plataforma interna submareal», constituida por areniscas, limolitas y lutitas con bancos potentes de conglomerados y una superior de «turbiditas». Todo esto parece indicar una migración de las condiciones claramente sinorogénicas (máxima inestabilidad de la cuenca) de Sur a Norte en este período.

En la parte Sur del área de la Liébana al techo del Grupo Potes existe un horizonte carbonatado discontinuo, parcialmente bioconstruido, en el que se han obtenido faunas de Verejsky sup. Kashirsky (VAN DE GRAAFF, 1971 a, b y c; RODRIGUEZ FERNANDEZ et al., 1986).

#### Las series postdiscordancia de Curavacas

Sobre las series carboníferas descritas anteriormente y/o sobre los materiales devóni-

cos se sitúan un conjunto de sedimentos, predominantemente siliciclásticos, que han sido denominados «Grupo Yuso» por los autores de la Escuela Holandesa. La base de este conjunto es normalmente discordante y esta discordancia ha sido denominada «de Curavacas» por KANIS, (op. cit.) o «Palentina» por WAGNER (1959).

En las áreas meridionales de la UPC, la base del Grupo Yuso está constituida por un potente conglomerado cuarcítico denominado «Conglomerado de Curavacas» (KANIS, op. cit.), que hacia el techo y lateralmente se indenta con una serie arenoso-pelítica denominada «Formación Lechada» por SAVAGE (1967). En esta serie son frecuentes las intercalaciones lenticulares de calizas denominadas «Miembros el Ves, Vallines o Panda» (VAN VEEN, op. cit.; SAVAGE, op. cit.; LOBATO, 1977). Este conjunto tiene una potencia de 1.500 a 2.000 m. La serie situada por encima del horizonte carbonatado superior (Caliza de Panda) ha sido denominada «Formación Pandetrave» (SAVAGE, op. cit.). En términos generales el litosoma conglomerático se adelgaza hacia el Norte y Oeste, a medida que la base pasa a ser de discordante a disconforme y las facies de fluviales a fluviodeltaicas y de pendiente submarina. Esta distribución de facies y potencias y la naturaleza de los clastos cuarcíticos, con un grado de recristalización impropio de la ZC, hacen pensar en un área fuente situada al Sur o SE. de la UPC.

En el área del Alto Cea (Fig. 2 y 3), VAN LOON (op. cit.) y ALONSO (op. cit.) describen la «Formación Pando» y el «Grupo Pando» respectivamente, con un conglomerado basal a veces discordante. Son los equivalentes aproximados del Conglomerado de Curavacas y la Formación Lechada en ese sector.

En la parte oriental de la UPC (Área del Pisuega, Fig. 2 y 3), el horizonte conglomerático basal llega a desaparecer totalmente y la serie estratigráfica se compone de unos 2.000 m de sedimentos de origen predominantemente deltaico, aunque existen sedimentos depositados en ambientes flu-

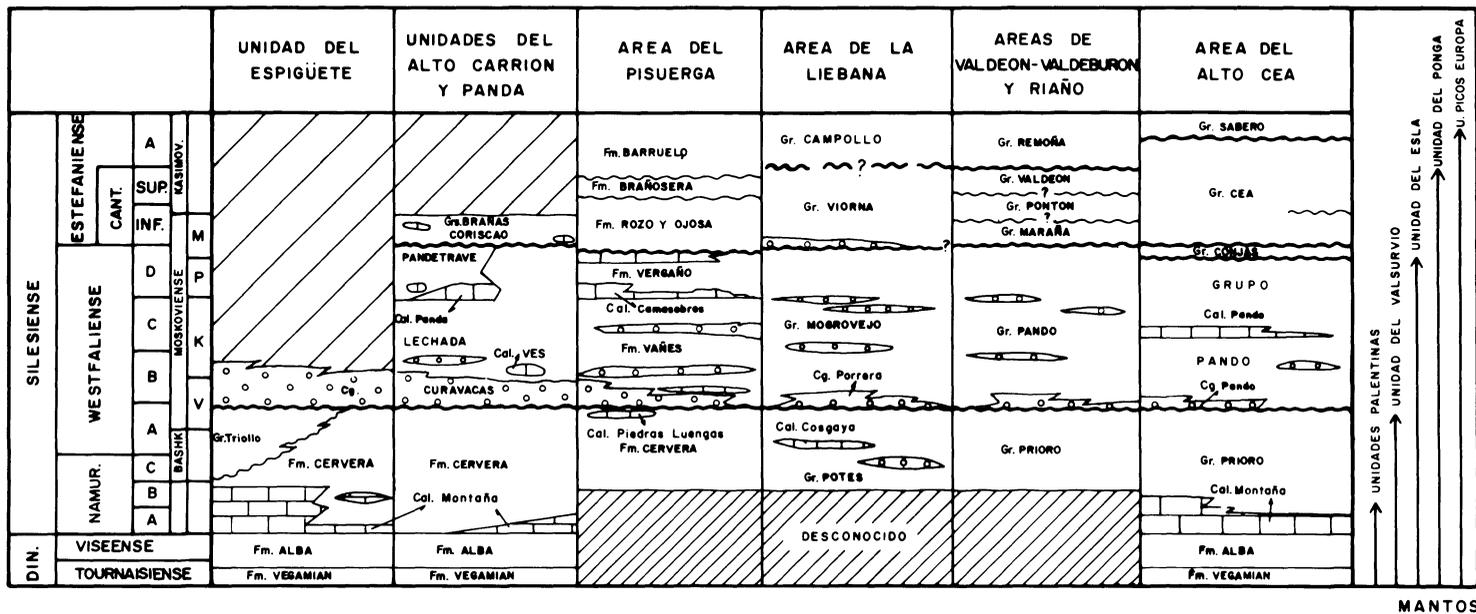


Fig. 3. Esquema de Unidades Litostratigráficas de la Unidad del Pisuerga-Carrión.  
Lithostratigraphic sketch of the Pisuerga-Carrión Unit.

~~~~~ Discordaneias mayores  
 ~~~~~ Discordaneias y disconformidades

viales en el Sur y lóbulos turbidíticos en el Norte. Existen dos episodios carbonatados bioconstruidos ligados a los períodos de destrucción de los deltas, denominados por VAN DE GRAAF (op. cit.) «calizas de Camasobres-Agujas» el inferior y «calizas de Maldrigo, Peña del Abismo o Sierra Coriza» el superior. La parte inferior de la serie estratigráfica, hasta el primer horizonte carbonatado, se ha denominado «Formación Vañes» (VAN DE GRAAF, op. cit.) y la parte superior «Formación Vergaño» (VAN DE GRAAF, op. cit.), cuando las facies son fluviodeltaicas o «Formación Covarres» cuando son turbidíticas.

Al Norte de la UPC (Area de la Liébana, Figs. 2 y 3), la situación es más compleja, ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (op. cit.) y RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1986) describen una serie de grupos, localmente discordantes y genéticamente ligados a la reactivación sinsedimentaria del Sinclinal Central de la Liébana (grupos «Mogrovejo», «Viorna» y «Campollo»), todos estos grupos se caracterizan por contener predominantemente facies ligadas a pendientes submarinas, ya sean lóbulos turbidíticos de naturaleza arenosopelítica o conglomerática, como facies de borde de talud, compuestas por lutitas masivas con olistolitos devónicos (Foto 1) y carboníferos de naturaleza cuarcítica o carbonatada.

El grupo basal (Grupo Mogrovejo) es equivalente según estos autores a la Formación Lechada y el conglomerado basal (Conglomerado de Bárcena o Porrera de MAAS, op. cit.) sería equivalente por lo tanto al de Curavacas.

La edad del conglomerado de Curavacas ha sido establecida en base al contenido en flora fósil de las facies lutíticas con él intercaladas, KANIS (op. cit.), WAGNER (1960, 1984), le asignan una edad Westfaliense B. STOCKMANS y WILLIÈRE (1965) indican sin embargo, una edad Westfaliense A superior en el área de Cardaño. En el área del Pisuerga, RODRIGUEZ FERNANDEZ et al. (1986) asignan

al Conglomerado de Curavacas una edad Vereisky-Kashirsky en base al contenido faunístico de litosomas carbonatados infra y suprayacentes. La Formación Lechada y sus equivalentes laterales Pando, Vañes, Vergaño o Covarres, tienen edades comprendidas entre el Westfaliense B al D, bien precisadas por el contenido faunístico de los horizontes carbonatados en ellas intercalados. Así, las calizas del Ves y Vallines (Formación Lechada), tienen una edad Kashirsky (LYS, in LOBATO, op. cit.); los horizontes carbonatados westfalienses del área del Pisuerga tienen una edad Podolsky para los más inferiores (Camasobres, Agujas) y Miachkovsky para los superiores (Peña Maldrigo, Peña del Abismo y Sierra Coriza).

Las series sinorogénicas postdiscordancia Leónica

La distribución geográfica de los sedimentos de esta edad refleja la fuerte compartimentación que alcanza la cuenca sedimentaria en la UPC durante este período (Figs. 2 y 3).

En la parte oriental de la UPC (Area del Pisuerga) sobre las formaciones descritas anteriormente se sitúan 2.300 m de sedimentos fundamentalmente de origen deltáico, con una leve discordancia basal. Su edad, de acuerdo con WAGNER (1959, 1970, 1984) es Westfaliense D superior-Cantabriense. En áreas más occidentales, ya dentro de la Región de Pliegues y Mantos de la ZC (Fig. 1), sedimentos equivalentes, aunque de origen fluvial, se apoyan de forma claramente discordantes sobre los materiales devónicos y carboníferos del Manto del Esla y Domo de Valsurvio. La edad de la base de la discordancia es en este sector Cantabriense inferior (WAGNER y WINKLER PRINS, 1979).

En el Norte y Oeste existe una serie de grupos sedimentarios que, aunque los datos bioestratigráficos no son absolutamente resolutivos, se sitúan, de forma discordante,

sobre las series westfalienses anteriormente descritas. Los grupos inferiores están constituidos por series flyschoides, de naturaleza predominantemente lutítica, con brechas calcáreas y grandes olistolitos carbonatados (Foto 2) de edades comprendidas entre el Famenense y el Myachkowsky (MAAS y VAN GINKEL, 1983). Son los grupos «Maraña», «Brañas» y «Coriscao», (Figs. 2 y 3), cuyo origen, parece claramente ligado al emplazamiento del Manto del Ponga (Grupo Maraña), o al movimiento de dirección Este-Oeste de unidades situadas por delante de él (Unidad de Montó, para el Grupo Brañas y Manto de Panda, para el Grupo Coriscao).

Los grupos situados por encima (Pontón, Valdeón, Figs. 2 y 3), se caracterizan por el predominio de los horizontes conglomeráticos de naturaleza cuarcítica, que son absolutamente predominantes hacia el Norte y hacia el techo de la secuencia (Grupo Valdeón). KUTTERINK (1966) y MAAS y VAN GINKEL (op. cit.) invocan un origen turbidítico para estas series aunque recientemente se ha podido constatar la presencia de facies ligadas claramente a sistemas deltaicos en el Grupo Pontón y a «Fan Deltas» en el Grupo Valdeón (BARBA, com. personal).

El grupo superior, ha sido denominado «Formación Lebeña» o «Formación Aliva» (MAAS, op. cit.) en los Picos de Europa o «Grupo Bedoya» (RODRIGUEZ FERNANDEZ, in MARTINEZ GARCIA et al., 1984) en el Norte de la Liébana. En el área de Valdeón MAAS y VAN GINKEL se han referido a él como «Remoña Olistostrome Member», considerando que es la base de la Formación Valdeón. Recientemente se ha podido reconocer el carácter claramente discordante de este grupo sobre los demás grupos descritos y la continuidad entre las formaciones anteriormente definidas, por lo que proponemos el término «Grupo de Remoña» para designar a todas ellas.

Los datos de edades mínimas en olistolitos que citan MAAS, op. cit., MAAS y

VAN GINKEL, op. cit.; MARTINEZ GARCIA, op. cit.; MARTINEZ GARCIA, et al., op. cit. así como muestreos realizados recientemente indican una edad Cantabriense inferior para los grupos inferiores (Maraña, Coriscao, Brañas), Cantabriense inferior medio para los grupos Valdeón y Pontón y Cantabriense superior Estefaniense A, para el Grupo Remoña).

## LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DEL PISUERGA-CARRION (UPC)

### Rasgos generales de la estructura en la UPC

Tanto la UPC como la ZC se caracterizan desde el punto de vista estructural por una deformación desarrollada en condiciones relativamente superficiales con un predominio de la tectónica tangencial donde las estructuras más importantes son los mantos (JULIVERT, 1971) y los pliegues genéticamente relacionados con éstos (BASTIDA et al., 1984; ALONSO, 1987).

Una característica específica de la UPC es la presencia de un cierto metamorfismo, que aunque no supera en ningún caso el nivel más bajo de la Facies de los Esquistos Verdes, permite la presencia de estructuras penetrativas del tipo de la esquistosidad.

Los mantos de despegue constituye las estructuras más importantes a nivel cartográfico, pudiéndose diferenciar dos tipos de estructuras alóctonas en función del mecanismo de emplazamiento:

— Mantos deslizados libremente por gravedad o de tipo 1, comparables a los que ELLIOT (1977) denomina de «gliding».

— Mantos de tipo 2, donde la gravedad no es el mecanismo predominante, sino el empuje que se produce en la parte más retrasada de este, y comparables a los que ELLIOT (op. cit.) denomina de «spreading».

En el caso de la UPC cabe la posibilidad de un tercer tipo, mixto, originado por la

superposición temporal de los mecanismos anteriormente descritos («gliding» + «spreading») y que resulta ser el tipo más común en esta zona.

Los mantos del tipo 1 son frecuentes en las zonas más externas de las cordilleras de plegamiento y en el caso de la ZC son exclusivas de la UPC. Las características geométricas de este tipo de mantos han sido descritas en los trabajos de KEHLE (1970), PIERCE (1977), MILNES y PFIFFNER (1980) y COOPER (1981) y están recogidas sintéticamente en MARQUINEZ y MARCOS (1984):

— Escasa deformación en la lámina cabalgante en relación con el elevado desplazamiento asumido.

— Tendencia a relaciones caóticas y a individualización de bloques en las láminas alóctonas.

— Desarrollo de láminas cabalgantes de gran extensión lateral en relación con su espesor.

El mecanismo de emplazamiento de estos mantos es conocido como «diverticulación» (LUGEON, 1943), de forma que la sucesión estratigráfica se encuentra siempre «normal» en todas las láminas alóctonas y estas transportan sucesivamente tramos más antiguos de la secuencia estratigráfica. Buenos ejemplos de este tipo de estructuras son la Unidad de Montó o de Gildar-Montó, descrita por MARQUINEZ y MARCOS (op. cit.) y la Unidad de la Liébana (Fig. 2).

Existen casos en que en mantos de este tipo no es posible reconocer perfectamente estas características. Son mantos, emplazados gravitacionalmente como láminas alóctonas potentes, en las que se conservan, parcialmente, geometrías originales del tipo 2, que revelan una historia anterior compleja y que dificulta el desarrollo del fenómeno de la «diverticulación». Ejemplo de este caso es la Unidad del Alto Carrión (Fig. 2).

Los mantos de tipo 2 son los más generales en el resto de la ZC, sus características,

geométricas y cinemáticas bien conocidas, están descritas en los trabajos de BOYER y ELLIOT (1982) y BUTLER (1982), entre otros.

Con respecto a los pliegues, en el área estudiada se encuentran formas plegadas que han sido generadas por dos procesos diferentes:

— Pliegues sinsedimentarios producidos por gravedad («slumps»).

— Pliegues debidos a esfuerzos tectónicos bien compresivos o distensivos.

Los primeros son muy frecuentes debido al carácter sinorogénico de la cuenca con una gran inestabilidad contemporánea de la sedimentación que favorece los deslizamientos entre capas. Se diferencian de los segundos por tener una geometría muy irregular, aparecer confinados en determinados niveles estratigráficos y poseer una elevada dispersión en la posición de los elementos geométricos mayores (ejes y planos axiales). Este tipo de pliegues no sobrepasan nunca la escala métrica (Foto 3). Los segundos aparecen en todas las escalas, estando ligados generalmente a los mantos de «tipo 2» y son escasos en las geometrías de tipo 1 donde nunca llegan a tener entidad cartográfica (Foto 4).

Los pliegues de entidad cartográfica mayor están, por lo tanto, ligados genéticamente a los grandes mantos de «tipo 2» que rodean la UPC, como el Manto del Ponga y la Unidad de Picos de Europa y, localmente, en la parte sur, (Área del Alto Cea) con el Manto del Esla. Este tipo de relación genética implica la existencia de varias generaciones sucesivas de pliegues que dan lugar localmente, a modelos de interferencia bastante complejos (Sinclinal de Panda) comparables a los que aparecen en otras áreas de la ZC (JULIVERT y MARCOS, 1973; ALLER, 1986; ALONSO, 1987). Relacionados con los pliegues aparecen hasta un total de tres esquistosidades penetrativas de desarrollo y distribución tanto temporal como espacial muy variables.

## Historia estructural de la UPC: el modelo tectonosedimentario

En este trabajo, se propone un modelo de evolución tectonosedimentaria de la UPC, ligado a la evolución de toda la ZC como una cadena arqueada. En este sentido se considera que el carácter centrípeto de las vergencias en la ZC origina estructuras en la UPC con vergencias igualmente centrípetas. Asimismo, el emplazamiento de cada unidad alóctona, o unidades contemporáneas, origina una «cuña clásica» sinorogénica, cuya base es, normalmente, discordante, discordancia que se atenua hasta desaparecer al alejarse de la unidad alóctona. Este carácter centrípeto se encuentra aún más acentuado en la UPC, lo que explica que una misma unidad pueda cabalgar, en el tiempo, en direcciones distintas y generar «cuñas clásicas» diferentes con depocentros en posiciones igualmente distintas (Unidad del Alto Carrión, Fig. 2).

La sucesión de eventos estructurales de la UPC, sus contemporáneos en la ZC, así como las «cuñas clásicas» con ellos genéticamente relacionadas se expresan en el Cuadro I.

Las primeras estructuras en emplazarse son los Mantos Palentinos (Unidades de Montó, Alto Carrión y Liébana, Fig. 2) que contienen sedimentos silúrico-devónicos de facies más profundas que las del resto de la ZC (BROUWER, 1964). La compleja historia estructural sufrida por estas unidades posteriormente, hace que sea difícil reconstruir su geometría y posición estructural inicial; sin embargo la existencia de un cierto metamorfismo epizonal, afectando a los sedimentos que las componen, que ha permitido el desarrollo de una zona de esquistosidad más o menos penetrativa en los términos más pizarrosos y una recristalización, importante de las rocas más competentes como areniscas y calizas, unido a sus características paleogeográficas parece indicar una procedencia para estos mantos de un lugar situado al Sur o Suroeste de la ZC. Este em-

plazamiento tendría lugar durante el Namuriense en forma de mantos de tipo 2, siendo la base del Grupo Potes y del Grupo Cervera (Formación Perapertú) los sedimentos sinorogénicos relacionados con este acontecimiento (Fig. 3 y Cuadro I).

Durante el Namuriense C - Westfaliense A tiene lugar el emplazamiento de estas unidades como mantos gravitacionales de tipo 1. La presencia de mantos gravitacionales en la UPC ya fue puesta de manifiesto por WAGNER (1971), AMBROSE (1974) y SAVAGE (1979) aunque consideraba que estos procedían de la propia UPC; FRANKENFELD (1983), ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) y MARCOS y MARQUINEZ (1984) opinan por el contrario que estos se han introducido en la cuenca procedentes de una posición actual situada al Sur o Sureste del Domo de Valsurvio lo que implica un desplazamiento mínimo para el caso de las unidades más adelantadas, Montó y Liébana, de decenas de Kms. El emplazamiento de estas unidades está condicionado por la presencia de importantes paleopendientes estructurales producidas al desarrollarse el apilamiento antiformal del Domo de Valsurvio. La parte superior del Grupo Cervera (Formación Carmen) y del Grupo Potes así como los grupos Prioro y Triollo (en este caso con una importante discordancia basal) son los sedimentos sinorogénicos contemporáneos (Fig. 3 y Cuadro I).

El siguiente acontecimiento tectónico importante es el emplazamiento de la Unidad del Esla (ARBOLEYA, 1981; ALONSO, 1987) y demás unidades de la Región de Pliegues y Mantos (Fig. 2). La dirección de transporte asumido para esta unidad (ALONSO, op. cit.) es de SO a NE, lo que origina en la parte Sur de la UPC, próxima a esta estructura (Alto Cea) cabalgamientos y pliegues de clara vergencia. Este-NE, muy modificados en la actualidad por el reapretamiento posterior. Durante este período se produce también el transporte solidario de la Unidad del Domo de Valsurvio en la mis-

| ESTRUCTURA UPC   | ESTRUCTURA ZC  | CUENAS CLASTICAS SINOROGENICAS  | DISCORDANCIAS   | EDAD                                   |
|--|--|---|---|--|
| MANTOS PALENTINOS<br>1ª esquistosidad  | Idem UPC   | Gr. Potes (parte inferior)<br>Gr. Cervera (parte inferior =<br>Fm. Perapertú)   |   | NAMURIENSE                             |
| MANTOS PALENTINOS<br>emplazados por mecanismos gravitacionales (Unidad del Alto Carrión, Montó y Liébana).                       | DOMO DE VALSURVIO  | Gr. Potes<br>Gr. Cervera (Fm. Carmen)<br>Gr. Prioro<br>Gr. Triollo  | Sin nombre  | NAMURIENSE C a<br>WESTFALIENSE A       |
| PLIEGUES   | MANTO DEL ESLA y mantos relacionados (Domo de Valsurvio desplazado hacia el NE). Falla del Porma con desplazamiento lateral. | Fms. Curavacas, Lechada y Pandedrave.<br>Fms. Vañes, Vergaño y Covarres<br>Gr. Mogrovejo (área de la Liébana)<br>Gr. Pando (área del Cea)<br><br>(Gr. Yuso)         | "CURAVACAS" o<br>"PALENTINA"  | WESTFALIENSE A sup.<br>WESTFALIENSE B  |
| MANTO DE PANDA<br>Pliegues N-S y vergencia E.<br>Unidades del Alto Carrión y Montó desplazadas hacia el Este por cabalgamientos. | MANTO DEL PONGA y mantos relacionados.<br><br>Falla inversa del Porma.   | Gr. Pontón y Valdeón<br>Gr. Coriscao, Brañas y Maraño<br><br>Gr. Viorna<br>Fm. Rozo y Ojosa<br>Fm. Barruelo y Brañosera<br>Fm. Tejerina, Duerna, etc.<br>(Gr. Cea). | Sin nombre<br>Sin nombre<br><br>VIORNA 1<br>"LEONICA"<br>"LEONICA"<br>"LEONICA" | WESTFALIENSE D sup.<br>y CANTABRIENSE  |
| PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS de vergencia Sur y eje Este-Oeste. 2ª esquistosidad.<br>- Comienzo Metamorf.                           | Cabalgamientos hacia el Sur de la Unidad "PICOS DE EUROPA".  | Gr. Remoña (Fms. Aliva y Lebeña)<br>Gr. Campollo (Área de la Liébana)   | Sin nombre<br><br>VIORNA 2  | ESTEFANIENSE A inf.                    |
| PLIEGUES de dirección axial Este-Oeste y plano axial subvertical. 3ª esquistosidad (Crenulación de distribución irregular).      | Reapretamiento de pliegues.  | -   | -   | ESTEFANIENSE A                         |
| Fallas de desgarre transpresivas y trans tensivas (Sabero-Gordón, León, etc.)  |  | "Cuencas" de Peña Cildá, Sabero, Cifera-Matallana, etc.)  | "ASTURICA"  | ESTEFANIENSE A sup<br>y ESTEFANIENSE B |
| Fallas normales y de desgarre y pliegues relacionados.<br>Emplazamiento Rocas Igneas.  |  | Sedimentos pérmicos.  | "PERMICA"   | PERMICO                                |

ma dirección que la Unidad del Esla. La denudación de los relieves subaéreos originados en el Sur de la UPC, determina el depósito de potentes series sinorogénicas (Curavacas, Lechada, Pandetrave, Vañes, Vergaño, Covarres, Pando, Morgovejo, ...), a veces con una fuerte discordancia basal (discordancia «Palentina» o de «Curavacas», Fig. 3 y Cuadro I), a partir del Westfaliense A superior o B y hasta el Westfaliense D inferior.

Durante el Westfaliense D superior y el Cantabriense se produce el emplazamiento de la Unidad del Ponga (Fig. 2). Esta unidad tiene un sentido de desplazamiento final hacia el Este ó NE, según los sectores. Los problemas de espacio que se producen al emplazarse mantos en el Arco Astúrico con una curvatura o cierre muy acusado, determinan la existencia de solapamientos laterales, a veces importantes, para que estas estructuras puedan acomodarse a posiciones más «internas» del Arco. Este hecho determina la aparición de numerosas rampas laterales y/u oblicuas tanto en el Manto del Ponga, como en los Mantos de Panda, Montó y Alto Carrión (desplazado en este caso a través del Cabalgamiento de La Pernía, Fig. 2) al emplazarse en dirección Este. La presencia de rampas frontales, laterales y oblicuas origina la existencia de pliegues en dos direcciones preferentes; unos de dirección aproximadamente Norte-Sur ó NE-SO ligadas a las rampas frontales (Sinclinales de Panda, Casavegas, Valdeón, fig. 2) y otros de dirección Este-Oeste, relacionados con las rampas laterales y/u oblicuas. Entre estos últimos puede destacarse el Sinclinal Central de la Liébana, ligado a una rampa lateral, que actualmente está parcialmente modificada por las fallas de Llesba y Liébana (Fig. 2) y en el que es posible observar diversas reactivaciones sinsedimentarias que dan lugar al depósito de series sinorogénicas (Grupo Viorna) y a varias discordancias progresivas. Fenómenos similares se observan en el Sinclinal de Valdeón (Fig. 2) aunque en este caso ligados a la rampa frontal de la

Unidad de Ponga, con el depósito de «cuñas clásicas» sinorogénicas (Grupos Maraña, Pontón y Valdeón) separadas por fuertes discordancias que se atenúan rápidamente hacia el Este (Cuadro I).

La última gran unidad alóctona en emplazarse en la ZC es la Unidad de los Picos de Europa (Fig. 2), que determina el cierre, prácticamente definitivo, del Arco Astúrico al emplazarse durante el Estefaniense A en sentido Norte-Sur (MARQUINEZ, 1978). En la UPC se producen cabalgamientos y pliegues genéticamente relacionados con vergencia Sur, muy acusada en las proximidades de la Unidad de los Picos de Europa y bastante menos a medida que nos alejamos hacia el Sur. Cabalgamientos importantes de esta edad son el de Tresabuela, en la Liébana, y el de Cardaño, que limita por el S. la Unidad del Alto Carrión (Fig. 2). Las estructuras de esta generación son responsables de la fuerte inversión que se observa en los mantos del área frontal del Domo de Valsurvio (Unidad de San Martín-Ventanilla, de PULGAR, 1973) y del reapretamiento y modificación de los pliegues producidos en etapas anteriores (vergencia ligera de Sur en los Este-Oeste e interferencias más o menos complejas en los Norte-Sur). El Grupo Remoña, orlando el cabalgamiento basal de los Picos de Europa y el Grupo Campollo, en el Sinclinal Central de la Liébana son los sedimentos sinorogénicos de esta edad; en este último caso, relacionado con el reapretamiento sinsedimentario de esta estructura.

En este momento de la historia estructural tiene lugar un acontecimiento de gran transcendencia en la UPC como es la aparición de un cierto gradiente metamórfico regional que da lugar a la existencia de hasta dos esquistosidades relacionadas con los pliegues, aunque de desarrollo y distribución variables, llegando a producirse, allí donde ambas adquirieran un buen desarrollo (Sinclinal de Curavacas, Fig. 2) bandeados tectónicos incipientes (LOBATO, op. cit.).

Durante las últimas etapas del cierre del

Arco Astórico, entre el Estefaniense B y el Pérmico, los problemas de espacio en el núcleo del Arco, ocupado por la UPC, adquieren gran importancia. En este momento finaliza la tectónica tangencial («Thin skinned») y el acortamiento se produce a través de grandes fracturas de desgarre, que en muchos casos aprovechan estructuras anteriores, y ya involucran al basamento (tectónica de «Thick skinned»). Este hecho, queda evidenciado, al producirse la intrusión

de cuerpos ígneos, de pequeño tamaño y naturaleza gabraica o de mayor tamaño y naturaleza granodiorítica durante la distensión pérmica, a través, preferentemente, de estas fracturas y que engloban enclaves metasedimentarios, con granate e incluso distena (LOESCHKE, 1982) procedentes, probablemente, del basamento de la ZC.

*Recibido, 18-V-88*  
*Admitido, 20-VII-88*

## BIBLIOGRAFÍA

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1965). Conodont bearing formations of Devonian and Lower Carboniferous age in Northern Leon and Palencia (Spain). *Leid. Geol. Med.*, 31: 165-178.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1967). Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leid. Geol. Med.* 39: 129-192.
- ALONSO, J. L. (1987). Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NO de España). *Diputación Provincial de León*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún: 1-275.
- ALONSO, J. L. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983). Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuegra-Carrión (Cordillera Cantábrica, NO de España). Significado orogénico. Comte Rendue. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. *Instituto Geológico y Minero de España*: 533-540.
- 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: 1-180.
- AMBROSE, T. (1974). The Lower Paleozoic rocks of northern Palencia. *Breviora Geologica Asturica*. XVIII, 4: 49-53.
- ARBOLEYA, M. L. (1981). La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Boletín Geológico y Minero*, XCII-I: 19-40.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PEREZ-ESTAUN, A. & PULGAR, J. A. (1984). Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Boletín Geológico y Minero*, XCV-VI: 517-539.
- BROUWER, A. (1964). Deux facies dans le Devonien des Montagnes Cantabriques meridionales. *Breviora Geologica Asturica*, VIII: 1-4, 3-10.
- BROUWER, A. & GINKEL, A. C. van (1964). La sucesión carbonífera dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *Comte Rendue du V Congrès du Carbonifère*. Paris, 1963: 307-319.
- BOYER, S. E. y ELLIOT, D. (1982). Thrust system. *AAPG Bulletin*, 66: 1196-1230.
- BUDINGER, P. & KULLMAN, J. (1964). Zur Frage von sedimentationen unterbrechungen im Goniatischen und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N. Spanien). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie Abhandlungen*. 7: 414-429.
- BUTLER, R. W. H. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4: 239-245.
- COMTE, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 69: 1-440.
- COOPER, M. A. (1981). The internal geometry of nappes: criteria for models of emplacements. In Mc CLAY, K. R. and PRICE, N. J. (Eds.). «Thrust and Nappe Tectonics». *Geological Society Special Publication* 9, Belfast: 225-235.
- ELLIOT, D. (1977). Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts: *Canadian Bulletin of Petroleum Geology*, 8th Annual Seminar Publication Notes, Continuing Education Departaments, University Calgary U<sup>1</sup> y U<sup>2</sup>.
- FRANKENFELD, H. (1983). El manto del Monto-Arauz: Interpretación estructural de la Región del Pisuegra-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 13: 37-47.
- GINKEL, A. C. van (1965). Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34: 1-225.
- GRAAF, W. J. E. van de (1971 a). The upper Carboniferous, limestone rich. High destructive, delta system whitly submarine fan deposits. Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 46: 157-215.
- ..... (1971 b). The Piedrasluengas limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 3: 151-159.
- ..... (1971 c). Facies distribution and basin configuration in the Pisuegra area before the Leonian phase. *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 3: 161-177.
- HIGGINS, A. C. (1971). Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the south-central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 3: 179-192.
- ..... (1974). Conodont zonation of the lower Carboniferous of Spain and Portugal. International Symposium on Belgian Micropaleontological limits. *Namur*, 1974: 4-17.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T. & WAGNER, R. H. (1964). Basal Carboniferous strata in part Northern León, NW Spain: Stratigraphy Conodont and Goniatite faunas. *Bulletin Societé Belgian Geologie*, 72, 2: 205-248.
- JORDAN, H. & BLESS, M. J. M. (1970). Nota preliminar sobre los ostrácodos de la formación Vegamián. *Breviora Geológica Asturica*, LIV, 4: 37-44.
- ..... (1971). Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270: 1-29.
- JULIVERT y MARCOS, A. (1973). Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian

- Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *American Journal of Science*, 273: 353-375.
- KANIS, J. (1956). Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 21: 377-446.
- KEHLE, R. O. (1970). Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geological Society American Bulletin*, 81: 1641-1664.
- KOOPMANS, B. N. (1962). The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 131-232.
- KULLMAN, J. (1961). Die goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien), 1. Stratigraphie und Paläontologie der U. O. Goniatina HYATT. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 113, 3: 219-326.
- KULLMAN, J. (1963). Las series Devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geológicos*, XIX: 161-169.
- KULLMAN, J. y SHÖNEMBERG, R. (1975). Geodinamische und Paläökologische entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). Ein Interdisciplinäres arbeitskonzept. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 13: 151-166.
- LOBATO, L. (1977). Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (Cordillera Cantábrica). *Diputación Provincial de León*. Instituto Fray Bernardino de Sahagún (CSIC): 1-200.
- LOESCHKE, J. (1982). Late Hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163, 2: 260-275.
- LOON, A. J. van (1970). Grading of matrix and pebble characteristic in sintectonic pebbly mudstone and associated conglomerates, with examples from the Carboniferous of Northern Spain. *Geologie in Minjbow*, 49, (1): 41-56.
- LOON, A. J. van (1972). A prograding deltaic in the Upper Carboniferous of the Cantabrian Mountains (Spain): the Prioro-Tejerina basin. *Leidse Geologische Mededelingen*, 48: 1-81.
- LOTZE, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Mesetas. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. (Traducción de J. M. RIOS): Observaciones respecto a la división de las Varisides de la Meseta Ibérica, Publicación Extraordinaria de la Geología de España. *Instituto Lucas Mallada*, Tomo V: 149-166, Madrid, 1950.
- LUGEON, M. (1943). Une nouvelle hypothese tectonique: la diverticulacion. *Bulletin Sci Vand. Sciences Naturelles*, 62: 260-261.
- MAAS, K. (1974). The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains. Depositions and deformation in a Flysch Area. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 379-465.
- MAAS, K. y GINKEL, A. C. van (1983). Variscan olistostrome deposition and synsedimentary nappe emplacement. Valdeón Area, Cantabrian Mountains Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 52 (2): 341-381.
- MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163 (2): 256-260.
- MARQUINEZ, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 10: 295-315.
- MARQUINEZ, J. & MARCOS, A. (1984). La estructura de la Unidad Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 14: 53-64.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 11: 95-127.
- MARTINEZ-GARCIA, E. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1984). Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2.ª Serie (MAGNA), n.º 56 (Carreña-Cabrales). *Instituto Geológico y Minero de España*.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1980). Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. *Ecolog. Geol. Helv.* 73/2: 619-633.
- PIERCE, W. (1977). Detachment or Décollement Faulting (with some applications to the Western Foothills of Taiwan). *Petrol. Geol. of Taiwan*, 14: 1-10.
- PULGAR, J. A. (1973). La zona de escamas de San Martín-Ventanilla y su posible relación con el Domo de Valsurvio. *Breviora Geológica Astúrica*. XVII (4): 55-64.
- REUTHER, C. D. (1977). Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen un Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinal-Orogen. *Clausthal Geologisches Abhandlungen*, 28: 122.
- REUTHER, C. D. (1979). Tektonik und Oberkarbonische Faziesentwicklung des westlichen Valdeorueda-Beckens un seiner Umrandung südliches Kantabrisches Gebirge, Nordspanien. *Clausthal Geologisches Abhandlungen*, 30: 45-61.
- REUTHER, C. D. (1982). The Lower Carboniferous facies lerellend and the first Upper Carboniferous tectonic events in the Cantabrian Mountains and the Pyrenes (Spain). A comparison. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163 (2): 244-249.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983). Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. En Carbonífero y Pérmico de España. *Instituto Geológico y Minero de España*: 151-162.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; HEREDIA, N.;

- LOBATO, L. & VELANDO, F. (1985). Memoria de la Hoja del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA) n.º 106 (Camporredondo de Alba). *Instituto Geológico y Minero de España*.
- ODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., HEREDIA, N., NAVARRO, D., PUJALTE, V., GARCIA MONDEJAR, J., WAGNER, R. H., MARTINEZ GARCIA, E. & LOBATO, L. (1986). Memoria de la Hoja del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA) n.º 82 (Tudanca). *Instituto Geológico y Minero de España*.
- ANCHEZ DE LA TORRE, L., AGUEDA-VILLAR, J. A., COLMENERO NAVARRO, J. R., GARCIA-RAMOS, J. C. & GONZALEZ-LASTRA, J. (1983). Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. En Carbonífero y Pérmico de España. *Instituto Geológico y Minero de España*: 133-150.
- AVAGE, J. F. (1967). Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39: 193-150.
- AVAGE, J. F. (1979). The hercynian Orogeny in the Cantabrian Mountains, N. Spain. *Kristallinikum*, 14: 91-108.
- AVAGE, J. F. (1980). Geotectonic Cross Sections through the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Geologisches Mijnbouw*, 81: 35.
- CHÖLER, S. (1982). Le Namurien et le Westphalien. A au Sud-est de la Cordillère Cantabrique. *Neus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163 (2): 250-255.
- TOCKMANS, F. & WILLIERE, Y. (1965). Documents paléobotaniques pur l'étude du houiller dans le nord-ouest de l'Espagne. *Mémoires du Institut Royal Sciences Naturelles de Belgique*, 2: 79 pp.
- RUYOLS, J. (1983). El Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos. En Carbonífero y Pérmico de España. *Instituto Geológico y Minero de España*: 39-59.
- TEEN, J. van (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35: 45-104.
- WAGNER, R. H. (1959). Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estudios Geológicos*, XV: 398-420.
- WAGNER, R. H. (1960). Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding). *Estudios Geológicos*, XVI, 2: 55-92.
- WAGNER, R. H. (1964). Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D - Stephanian A boundary. *Compte Rendu. 5e Congrès Carbonifère*, Paris, 1963: 835-851.
- WAGNER, R. H. (1965). Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW Spain. *Memorias Instituto Geológico y Minero de España*, 66: 1-169.
- WAGNER, R. H. (1970). An outline of the Carboniferous stratigraphy of north-western Spain. (In: M. STREEL and R. H. WAGNER, eds: Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère). *Congrès Colloque Université de Liège*, 55: 429-463.
- WAGNER, R. H. (1971). Carboniferous nappe structures in northwestern Palencia (Spain). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 4: 431-459.
- WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963). Summary of the stratigraphy of Upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain. *Prod. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, Amsterdam, LXVI, 3: 149-163.
- WAGNER, R. H. & WINKLER PRINS, C. F. (1979). The Lower Stephanian of Western Europe. *Compte Rendu du 8.º Congrès Carbonifère*, Moscow 1975, 3: 11-140.
- WAGNER, R. H., CARBALLEIRA, J., AMBROSE, T. & MARTINEZ GARCIA, E. (1984). Memoria de la Hoja del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. 2.ª Serie (MAGNA), n.º 107 (Barruelo de Santullán). *Instituto Geológico y Minero de España*.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1962). Viséan and Lower Namurian faunas in NW Spain (Resume). *Breviora Geológica Astúrica*, VI: 1-4, 83-84.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1980). Goniatites from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geológica*, 55: 1-43.



Foto 1. Olistolito devónico de la Unidad de la Liébana.



Foto 2. Frente de cabalgamiento de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central sobre las series olistostrómicas del Grupo Maraña. Cercanías del desaparecido pueblo de Huelde; carretera de la Cistierna a Riaño.

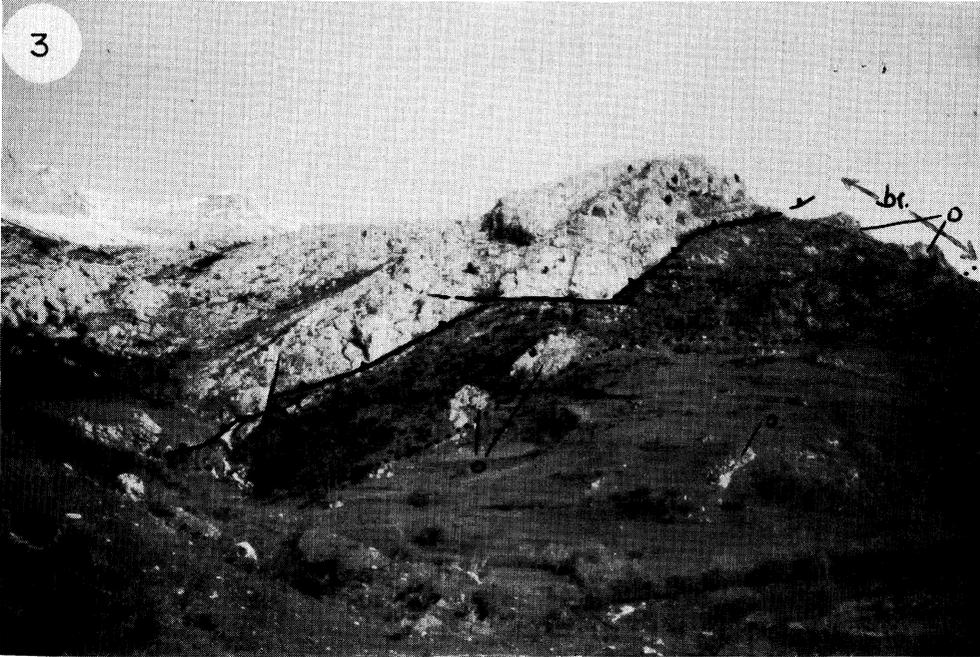


Foto 3. Idem a la Foto 2 en las proximidades de Riaño. br. = brechas calcáreas. O. = Olistolitos calcáreos; intercalados tanto en el nivel de brechas superior como en los términos predominantemente lutíticos de la parte baja del Grupo Maraña.



Foto 4. Olistolito calcáreo intercalado entre lutitas del Grupo Maraña. Carretera de Cangas de Onís a Riaño, cerca del Puerto del Pontón.

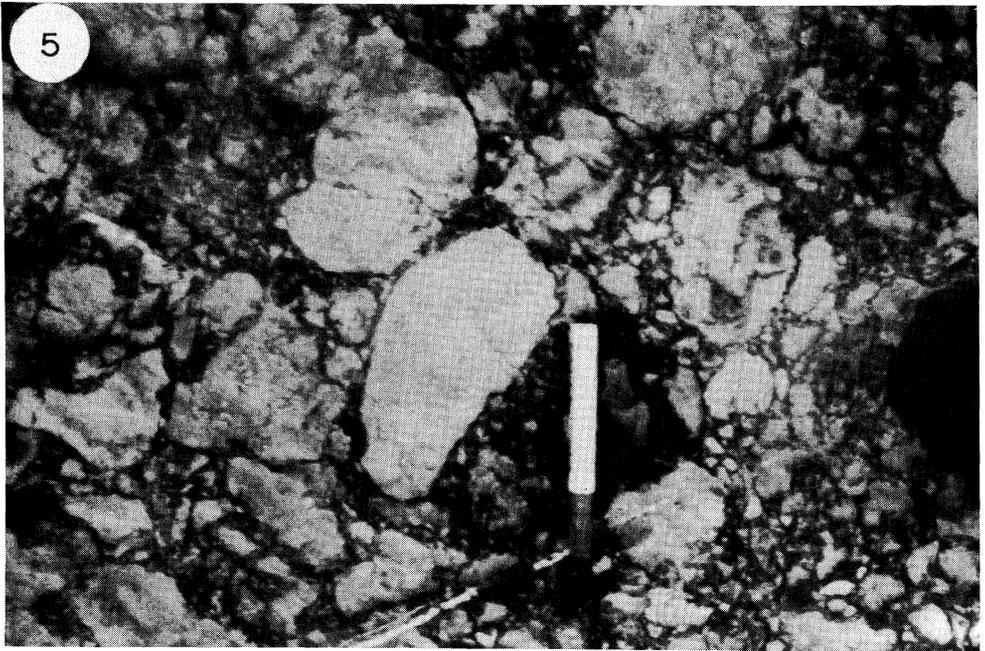


Foto 5. Brechas calcáreas de la parte basal del Grupo Remoña, cerca de la collada del mismo nombre entre Valdeón y la Liébana en la pista que une el Puerto de Pandtrave en Fuente De.

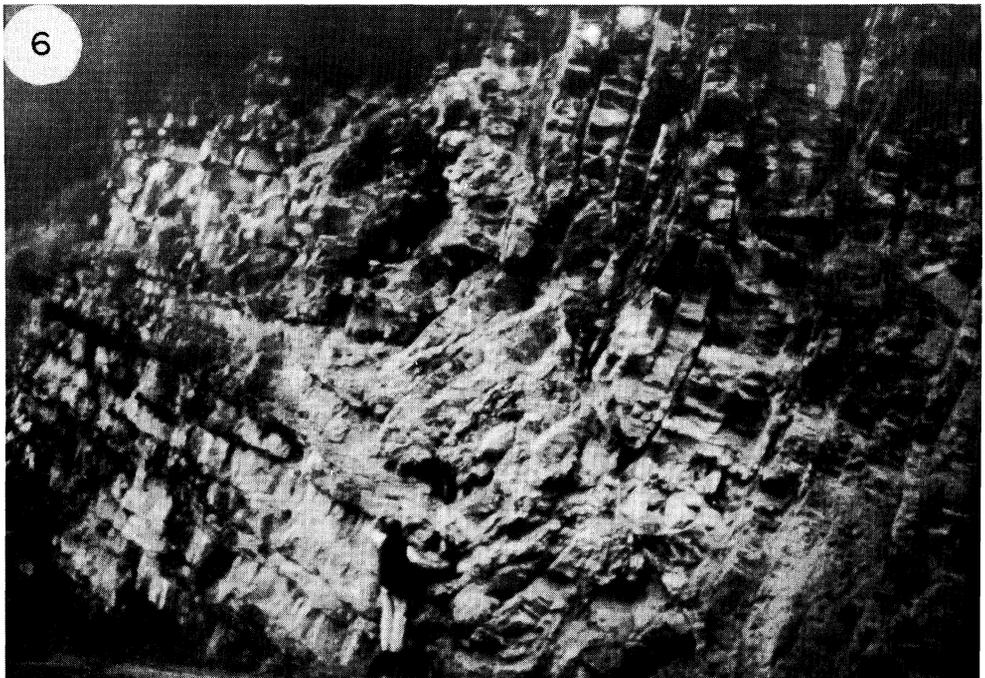


Foto 6. Ejemplo de pliegue tectónico relacionado con el Sinclinal Central de la Liébana, al sur de Cabezón de Liébana.



Foto 7. Pliegues sinsedimentarios «slumps» en el Grupo Potes. Carretera de Potes a Cervera de Pisuerga en las proximidades del Puerto de Piedras Luengas (Venta de Pepín).