



IGME

106
16-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAMPORREDONDO DE ALBA

Segunda serie - Primera edición

53 MIERES 13-6	54 BOSCO 14-5	55 BELLERO 15-5	56 CARRILAS CARRALLES 16-6	57 CAZON DE LA SAL 17-6	58 LOS CORRALES DE SIERRA 18-5	59 VILLACARRILLO 19-5
78 POLLA DE LERA 13-6	79 PUEBLA DE LILLO 14-6	80 BURON 15-6	81 POTES 16-6	82 TUDEGAN 17-6	83 ELMOSA 18-6	84 ESPONDA DE LOS MONTEDES 19-6
103 LA POLA DE GIRON 13-7	104 BORAN 14-7	105 RIASO 15-7		107 BARRIOLLO DE CENTULLAR 17-7	108 LAS ROZAS 18-7	109 VILLARCAYO 19-7
120 LA ROBLA 13-8	120 VEGAS DEL COMIADO 14-8	131 CHITIERRA 15-8	132 GUARDO 16-8	128 PRELLERUS DE RIBERA 17-8	133 PUCHINAS 18-8	135 SEDANO 19-8
161 LEON 13-9	162 GRADEFES 14-9	163 ALMANZA 15-9	164 SALDANA 16-9	165 HERRERA DE POZOESTE 17-9	166 VILLADEIGO 18-9	167 MONTORIO 19-9



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**CAMPORREDONDO
DE ALBA**

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA, dentro del Programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: L. Lobato (Univ. de León); F. Velando, N. Heredia y J. Matas (ENADIMSA) y L.R. Rodríguez Fernández (IGME).

Memoria: L.R. Rodríguez Fernández, con la colaboración de N. Heredia y L. Lobato (Estratigrafía del Devónico) y F. Velando (cuenca Guardo-Cervera).

Dirección y Supervisión del IGME: L.R. Rodríguez Fernández.

Paleontología: L. Granados y R.H. Wagner.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming 7 - 28036 Madrid

Depósito Legal: M. 3.007 - 1985

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara 210 - 28002 Madrid

1 INTRODUCCION

1.1 EL MARCO GEOGRAFICO

Desde el punto de vista geográfico la Hoja de Camporredondo de Alba se encuentra situada en la parte N de la provincia de Palencia, incluyendo también un pequeño sector del extremo nororiental de la provincia de León.

El área ocupada por la Hoja comprende el sector más agreste y despoblado de la “Montaña Palentina” con numerosos vértices por encima de los 2.000 m y extensas áreas sin poblamiento, como la “Reserva Nacional de Fuentes Carrionas”, que ocupa prácticamente todo el cuadrante N.O.

Cruza la Hoja de forma completa el río Carrión al que vierte aguas la mayor parte de su superficie. Dos pequeños sectores, uno noroccidental y otro suroriental, vierten aguas al Esla y al Pisuerga respectivamente.

El poblamiento se concentra especialmente en la depresión delimitada por los materiales carboníferos del sector central de la Hoja, que en forma de corredor extendido de Este a Oeste, separan las áreas elevadas del Domo de Valsurcio y la Sierra del Brezo al S, del agreste sector de “Fuentes Carrionas” al N. El río Carrión constituye también un eje de poblamiento,

en el sector meridional y allí donde delimita una pequeña llanura aluvial, se concentran los escasos núcleos de población como el que da nombre a la Hoja.

Desde el punto de vista económico, sólo la ganadería extensiva y la energía hidroeléctrica permiten mantener un cierto nivel de actividad económica en la mitad Sur de la Hoja. La mitad Norte constituye en su mayor parte una Reserva Nacional y es ocupada estacionalmente por ganadería procedente del Sur o de áreas al N (Liébana). En este sector se encuentran algunos de los picos más elevados de la Cordillera Cantábrica (Curavacas, Espigüete), aspecto éste que condiciona una limitada actividad turística.

1.2 SITUACION GEOLOGICA Y GENERALIDADES

La Hoja de Camporredondo de Alba se encuentra situada en la parte suroriental de los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Cantábrica.

Una primera observación del mapa geológico permite diferenciar netamente dos áreas ocupadas por materiales silúrico-devónicos y carboníferos, situadas al N y S de la Hoja respectivamente, separadas por un corredor de materiales carboníferos que, como se ha dicho anteriormente, constituye un sector topográficamente deprimido entre dos áreas elevadas.

El área septentrional denominada zona de Cardaño (VAN VEEN, 1965), Cardaño-Arauz (LOBATO, 1977) o unidad del Alto Carrión (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983), forma parte de la denominada Región del Pisuerga-Carrión de JULIVERT (1971). (Fig. 1 y 2). Se incluye en esta región las unidades con materiales predominantemente silúrico-devónicos, con facies "palentinas" de BROUWER (1964), y los afloramientos de materiales carboníferos discordantes del sinclinal de Curavacas, los Cintos y otros. El área meridional, que incluye el denominado Domo de Valsurcio KOOPMANS (1962), la Sierra del Brezo (o unidad de S. Martín-Ventanilla de PULGAR 1973) constituye el extremo más oriental de la Región de Pliegues y Mantos de JULIVERT (op. cit.)(Fig. 1 y 2).

Desde el punto de vista litológico, los materiales que afloran en la Hoja de Camporredondo de Alba, son rocas sedimentarias en su casi totalidad; de edades silúricas, devónicas y carboníferas. Pequeños afloramientos de rocas ígneas pueden observarse en la proximidad de algunas de las grandes fallas que cruzan la Hoja.

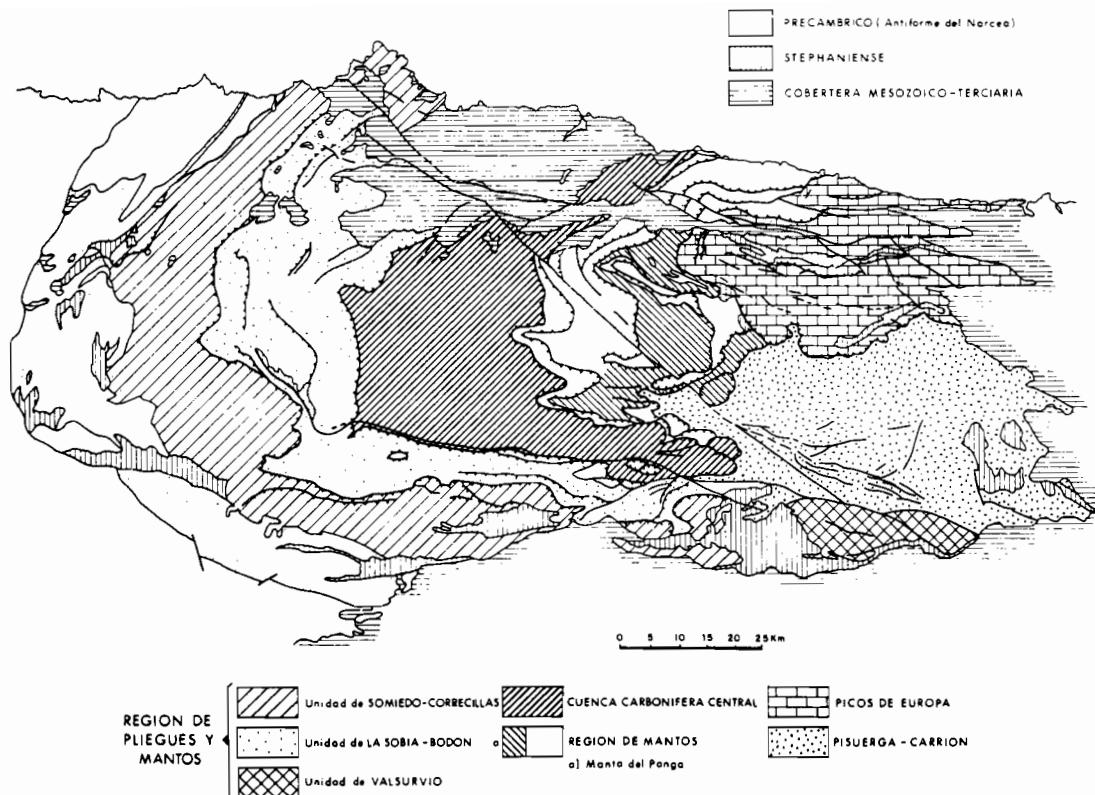


Fig. 1.— Unidades estructurales de la Zona Cantábrica, según L.R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983.

1.3 ANTECEDENTES

El área de la “Montaña Palentina” ha ocupado desde antiguo el interés de los geólogos debido a su riqueza minera, especialmente carbón, importante aún hoy día en áreas limítrofes a la que nos ocupa. Entre los trabajos antiguos merecen citarse los de CASIANO DE PRADO (1856, 1861) ya que constituyen los primeros mapas geológicos de la región. Otros que aportan datos sobre los terrenos devónicos o carboníferos son los de MALLADA (1898), DUPUY de LOME y NOVO (1924), PATAC (1934), CUETO Y RUIZ DIAZ (1934) y QUIRING (1939) que publicó un nuevo mapa de los terrenos paleozoicos.

El período moderno se inicia con el trabajo de DE SITTER en 1949 al que siguen una serie continua de trabajos de la escuela holandesa: KANIS (1956), NEDERLOF (1960), KOOPMANS (1962), VAN VEEN (1965), FRETS (1965), BINNEKAMP (1965), DE SITTER y BOSCHMA (1966) y SAVAGE (1967). De una etapa más reciente son los trabajos de WAGNER y WINKLER PRINS (1970), VAN de GRAAFF (1971), WAGNER y VARKER (1971), PULGAR (1973), AMBROSE (1974), LOBATO (1977) y SAVAGE (1977).

La cartografía de la Hoja de Camporredondo de Alba se ha realizado en base a los mapas geológicos previos de KOOPMANS (op, cit.) para el Domo de Valsurvio, VAN VEEN (1965) para la zona de Cardaño, SAVAGE (1967) para el sinclinal de Curavacas (o Lechada) y PULGAR (1973) para la Unidad de S. Martín-Ventanilla (o del Brezo). Asimismo se han utilizado los mapas sintéticos más recientes de LOBATO (1977) y SAVAGE (1977).

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 INTRODUCCION

La hoja de Camporredondo de Alba contiene una amplia variedad de tipos litológicos de rocas sedimentarias de edad predominantemente Devónico y Carbonífero.

Los materiales más antiguos aflorantes son de edad Silúrico y están constituidos por pizarras y areniscas de las Formaciones Arroyacas y parte inferior de Carazo. Les sigue una amplia secuencia devónica de calizas, pizarras y areniscas, que en el Domo de Valsurvio llega a alcanzar una potencia

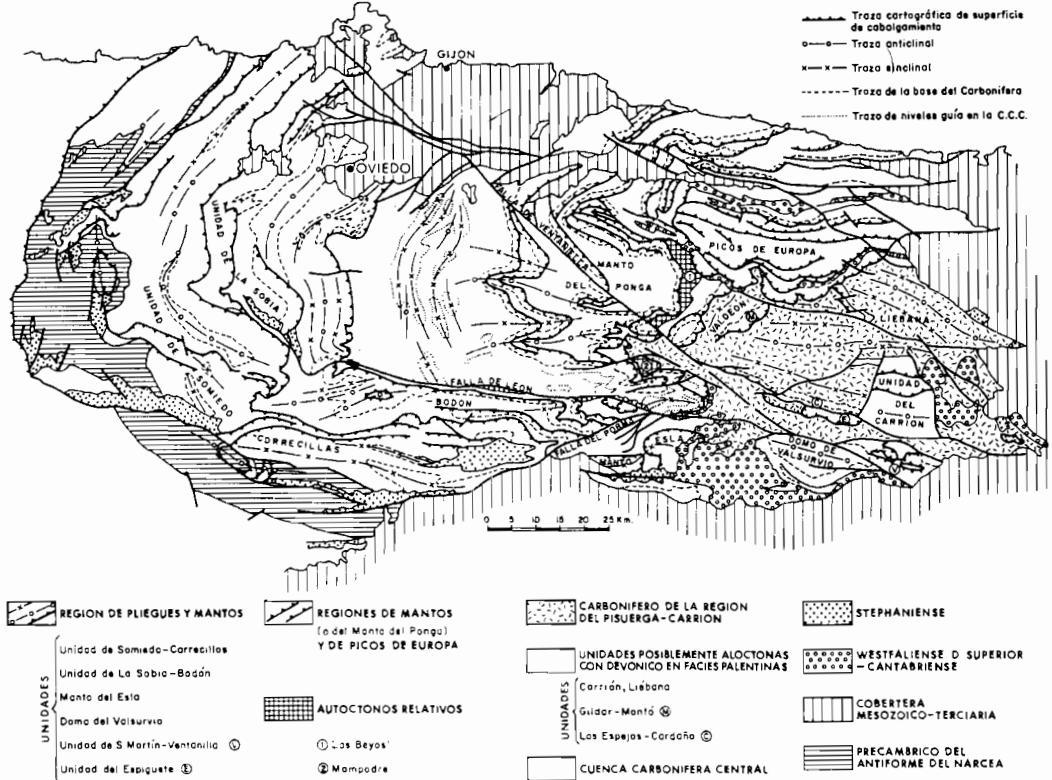


Fig. 2.— Esquema estructural de la Zona Cantábrica, según L.R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983.

total del orden de 1.300 m y en la zona de Cardaño-Arauz 1.200 m.

La serie carbonífera alcanza potencias totales bastante superiores, acercándose a los 6.000 m desde el Tournaisiense hasta el Estefaniense, ambos inclusive.

El Cretácico apenas está representado por pequeños afloramientos en el límite Sur de la Hoja.

En determinadas zonas, (especialmente en el Domo de Valsurcio), las rocas sedimentarias, muestran indicios de haber sufrido la iniciación de procesos metamórficos regionales de bajo grado que dan lugar a recristalizaciones, que implican la neoformación de minerales como los cloritoïdes. Esto, junto con el desarrollo de algunos tipos de esquistosidad ligados a la deformación tectónica, hace que en algunas zonas las características sedimentarias primarias estén relativamente enmascaradas.

No obstante, en el conjunto estratigráfico Devónico de la hoja son claramente diferenciables dos tipos de facies denominadas por BROUWER (1964) "Palentina" y "Astur-Leonesa", que están representadas típicamente en los afloramientos de esa edad de las zonas de Cardaño-Arauz o alto Carrión, la primera, y Domo de Valsurcio y San Martín-Ventanilla, la segunda.

La diferenciación de facies se hace patente a partir del Siegeniense superior y ha motivado la separación del Devónico de esta hoja en dos dominios, uno "Leonés" y otro "Palentino". Posteriormente se explican con mayor detalle estas diferencias faciales.

Las potentes secuencias carboníferas, presentan una compartimentación aún mayor que la de los materiales devónicos. Al menos cinco zonas con características estratigráficas diferenciales pueden ser definidas.

Esta diferenciación, junto a la presencia de varias discordancias y disconformidades, ligadas inequívocamente a los principales acontecimientos tectónicos, así como la abundancia de sedimentos sinorogénicos (turbiditas, olistolitos...) indican la simultaneidad entre la deformación y el depósito de los materiales carboníferos.

2.2 ESTRATIGRAFIA DEL CONJUNTO SILURICO-DEVONICO

2.2.1 Devónico del Dominio Leonés (Domo de Valsurcio y Unidad de S. Martín-Ventanilla o del Brezo)

2.2.1.1 Formación Compuerto. Emsiense (1)

Aflora en el núcleo del Domo del Valsurcio. En la serie reconocible (no se observa el muro) pueden distinguirse tres miembros: uno inferior cal-

cáreo, el intermedio de pizarras negras arenosas con niveles lenticulares de calizas y areniscas intercaladas, y uno superior de areniscas y pizarras grises.

El miembro inferior calcáreo tiene una potencia máxima aflorante de 50 m. Está constituido por calizas detríticas recristalizadas, de grano grueso, masivas, excepto a muro y techo donde el tamaño del grano es menor y se observan estratos con artejos de crinoideos, restos de corales y estromatoporoideos.

El miembro medio tiene una potencia máxima de 100 m, se encuentra, en general, fuertemente replegado y a veces desarrolla localmente una esquistosidad grosera. La parte inferior del mismo está constituida por pizarras arenosas gris oscuras o negras, con intercalaciones lenticulares de calizas y areniscas. Las primeras contienen restos fosilíferos muy recristalizados y mal preservados. Hacia el techo las pizarras son negras, en lámina delgada muestran pequeños cristales de cloritoide sin una orientación claramente definida e incluidos en una matriz de cuarzo-clorita-sericitas que básicamente constituye la roca.

El miembro superior, con un espesor aproximado de 50 m, está constituido por areniscas y pizarras grises. Hacia el techo, donde predominan las pizarras, éstas son más claras y verdosas, al microscopio aparecen formadas por cuarzo, sericitas, clorita y cloritoide. La abundancia de sericitas y cloritas les confiere un aspecto lustroso. Los últimos 10 m del miembro son areniscas y pizarras rojas con intercalaciones de capas arcillosas. En superficie aparece meteorizado y tiene color pardo amarillento. Contiene también delgados niveles bauxíticos blancos y pardos, por lo que ha sido interpretado como un paleosuelo laterítico-bauxítico formado en condiciones tropicales.

La formación Compuerto presenta un conjunto de características que permiten atestiguar su depósito en una zona mareal. Los niveles de pizarras negras no contienen fósiles, y sí cubos de pirita. El nivel superior laterítico-bauxítico rojizo indicaría un cambio en la sedimentación con inicio de una regresión que daría lugar a la emersión parcial de algunas zonas, emersión más acusada hacia el Oeste.

Toda la formación está afectada en el Domo de Valsurcio por un metamorfismo regional epizonal de bajo grado. Las calizas están recristalizadas y contienen restos fósiles en general difícilmente identificables. En las pizarras son abundantes los cristales de cloritoide.

En el nivel superior rojizo se ha citado por KOOPMANS (1962) *Uncinulus pilus* Sohnur abundante en el Emsiense y en los niveles calcáreos conodontos del género *Icriodus* de la misma edad.

Por su facies la formación Compuerto podría correlacionarse con la formación La Vid de la Región de Pliegues y Mantos de la Zona

Cantábrica. Tendría pues una edad Emsiense, probablemente inferior y medio.

2.2.1.2 *Calizas. (Formación Otero). Emsiense-Couvinense (2)*

Está constituida principalmente por calizas con algunas intercalaciones de pizarras calcáreas en los tramos medios. Las calizas se disponen en bancos gruesos, localmente se encuentran algunos restos de construcciones de tipo arrecifal con fragmentos de corales y estromatoporoideos, especialmente en los tramos inferiores de la formación. Las calizas se presentan fuertemente recristalizadas y afectadas por una esquistosidad grosera.

La potencia es muy variable, pasando de 160 m en el flanco Sur del Domo de Valsurcio a 10 m en el flanco Norte e inmediaciones de Camporredondo. Este hecho parece indicar la existencia de una erosión previa al depósito de la formación suprayacente.

El medio sedimentario es marino de plataforma somera, de acuerdo con los restos de construcciones arrecifales. Los fragmentos de braquiópodos son muy escasos, y no hay restos de conodontos. La fuerte recristalización, impide un reconocimiento normal de los fragmentos de corales, rugosos y tabulados, que serían potencialmente los más aptos para su estudio.

La edad de la formación suprayacente (Hornalejo) y de la inferior (Compuerto) permite la equiparación de la F. Otero con la F. Santa Lucía del resto de la Zona Cantábrica. Las precisiones comparativas de detalle no son factibles debido a la fuerte recristalización de la F. Otero. Su edad podría situarse entre el Emsiense superior y el Couvinense inferior, de acuerdo con los datos proporcionados por las formaciones antes citadas.

2.2.1.3 *Pizarras y areniscas. (Formación Hornalejo). Eifeliense inferior-Givetiano superior (3)*

De muro a techo puede dividirse en tres miembros, uno inferior de areniscas cuarcíticas con algunos niveles pizarrosos interestratificados, un miembro intermedio de pizarras arenosas gris oscuras o negras, y uno superior de areniscas ferruginosas poco compactas y muy fosilíferas. La potencia total de la formación es variable y del orden de 280-300 m.

El miembro inferior de areniscas cuarcíticas se apoya directamente sobre las calizas de la Formación Otero en el flanco Norte del Domo de Valsurcio, reconociéndose claramente señales de erosión en el techo de

aquella. En el flanco Sur el tránsito entre ambas formaciones es gradual y entre las calizas del techo de la F. Otero y las areniscas cuarcíticas de Hornalejo se encuentran niveles lenticulares de pizarras grises de hasta 6 m de potencia.

En general, los niveles pizarrosos están afectados por una esquistosidad, con fuerte orientación de micas. Esta orientación esquistosa se detecta peor en las areniscas las cuales, en lámina delgada presentan distintos grados de evolución, con procesos de disolución por presión y recristalizaciones intergranos de Q con sombras de presión y deformaciones de micas detriticas. La potencia de este miembro es del orden máximo de 130 m al Sur de Otero de Guardo.

El miembro intermedio tiene una potencia de 100-120 m, está constituido por pizarras arenosas gris-oscuras o negras fuertemente afectadas por esquistosidad. No obstante, en general las superficies de estratificación son claramente observables y diferenciables de los distintos tipos de superficies de esquistosidad. En las superficies de estratificación se observan claramente micas orientadas paralelamente y en lámina delgada, además de la orientación de micas, se encuentran también cristales aciculares de cloritoide, aunque en mucha menor proporción que en las pizarras negras parecidas a la F. Compuerto.

El miembro superior de areniscas ferruginosas tiene un espesor variable que no sobrepasa los 20 m. Las areniscas tienen una matriz arcillosa con abundante limonita y ocasionalmente el miembro presenta varios niveles ricos en fauna bien conservada, principalmente braquiópodos y fragmentos de corales. En las inmediaciones del pueblo de Valsurcio este miembro arenoso superior presenta menor abundancia de componentes ferruginosos oxidados e incremento de silicatos de Fe que le dan una coloración general pardo-verdosa. En lámina delgada se observan niveles con abundante clorita. Hacia el Este, en la zona de San Martín-Ventanilla, este miembro se encuentra perfectamente representado y ha sido denominado "Miembro San Martín" (KANIS 1955).

El medio sedimentario de la Formación Hornalejo indica unas condiciones menos profundas que la Formación Otero. El depósito de su miembro inferior arenoso ha erosionado claramente la parte superior de la Formación Otero. Las pizarras arenosas del miembro medio se depositarían en un medio marino no muy profundo y poco agitado; presentan ocasionalmente abundante contenido de pirita que podría atestiguar este hecho.

El miembro superior de areniscas ferruginosas (San Martín) presenta estratificación cruzada de gran ángulo y niveles oolíticos ferruginosos que con otras características de conjunto parecen indicar un medio superficial

con agua muy agitada y movimiento direccional con corrientes ocasionalmente turbulentas. La alternancia con niveles de abundantes braquíópodos, corales y briozoarios con la presencia de óxidos de Fe y chamositas condujo a KOOPMANS (1962) a interpretar el "Miembro S. Martín" como propio de un medio parálico.

El contenido faunístico fósil de la formación Hornalejo es relativamente abundante y variado en braquíópodos junto con fragmentos de corales solitarios y crinoideos, B.N. KOOPMANS 1962, pág. 143), cita distintas listas para cada miembro de la Formación.

En el miembro inferior:

Spinocyrtia subcuspisatus (SCHNUR)
Hysterolites (Acrospirifer) bicollinae n. sp.
Conchidium? oehlerti BARROIS
Conchidium sp.
Leptaena rhomboidalis WHALENBERG
Stropheodonta piligera SANDBERGER
Schellwienella umbraculum SCHLOTH
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS
Pleurodictyum sp.

A esta asociación se le asigna una edad Couviniense inferior asimilable a Eifeliense inferior.

En el miembro medio:

Hysterolites (Mucrospirifer) diluvianus (STEININGER)
Schellwienella umtraculum (SCHLOTH)
Leptaena rhomboidalis (WHALENBERG)
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)

A esta asociación puede asignársele una edad Eifeliense superior-Givetiente inferior.

En el miembro superior arenoso (San Martín) los braquíópodos están mal conservados, los citados como determinados no permiten una datación precisa y son:

Schizophoria stratula (SCHLOTHEIM)
Atrypa reticularis (LINNEE)
Leptaena rhomboidalis (WHALENBERG)
Cyrtina sp.
Stropheodonta sp.

La datación de la base de la Formación siguiente permite asignar a la Formación Hornalejo una edad entre el Couviniense inferior o Eifeliense inferior y el Givetíense superior.

Desde el punto de vista litológico, la Formación Hornalejo del Domo de Valsurcio es comparable, a grandes rasgos, con la Formación Huergas del resto de la Región de Pliegues y Mantos de la Cordillera Cantábrica.

2.2.1.4 *Calizas y pizarras (Formación Valcovero). Givetíense superior-Frasniense inferior* (4)

Su contacto con la Formación Hornalejo suele ser un paso gradual del miembro San Martín, arenosos y ferruginoso a pizarras calcáreas de tonalidades pardo-oscuras. Localmente el contacto basal es neto y las calizas de Valcovero se sitúan directamente sobre las arenas ferruginosas.

El conjunto de la Formación Valcovero puede considerarse como una sucesión de cambios laterales entre calizas y pizarras calcáreas. La potencia máxima es de 150 m, observándose un decrecimiento de la misma hacia el Oeste.

Los fuertes cambios laterales dificultan el establecimiento de miembros, válidos para todo el conjunto del Domo de Valsurcio, no obstante, pueden definirse algunos como predominantes.

Un miembro inferior con un máximo de potencia del orden de 50 m, está constituido fundamentalmente por calizas con intercalaciones pizarro-sas. En la parte basal se observa generalmente un paso gradual hacia la formación inferior con aumento del componente lutítico y disminución del calcáreo.

Un miembro medio de potencia variable entre 20 y 85 m constituido por pizarras calcáreas con niveles lenticulares de calizas arcillosas y detriticas.

Un miembro superior también de potencia variable entre 55 y 95 m constituido por calizas, con estratificación fina en la parte inferior y paso gradual a estratificación masiva hacia el techo. En este miembro hay una relativa abundancia de corales, briozos y estromatoporoideos.

El paso hacia la formación arenosa superior suele ser gradual a través de unos 4 a 8 m de pizarras algo calcáreas en la base y arenosas hacia el techo, con coloraciones claras pardo-amarillentas.

En la mitad oriental del Domo de Valsurcio el miembro calizo superior adquiere su máxima potencia en detrimento de los otros miembros. Hacia el Noroeste, la potencia total de la Formación decrece sensiblemente. A 1 km

al Suroeste de Camporredondo de Alba tiene solamente 19 m, de los cuales 10 son de caliza fuertemente recristalizada y el resto de pizarras calcáreas gris-oscuras.

El medio sedimentario de la Formación Valcovero parece principalmente litoral o sublitoral. La existencia de corales, braquiópodos, briozoos y crinoideos en estratos calcáreos biostromales, indicarían unas condiciones de agua poco profunda, batida y con el material arcilloso bien lavado. Las pizarras de la formación se depositarían en zonas de sombra respecto al oleaje y en zonas ligeramente más profundas con mayor tranquilidad del agua.

El conjunto de la Formación Valcovero es rico en fósiles tanto en las calizas como en las pizarras. Se han citado en braquiópodos (HOEFLAKEN y KRAUS en KOOPMANS 1975):

- Hysterolites (Acrospirifer) bouchardi* (MURCHISON)
- Crytospirifer verneuili* (MURCHISON)
- Leptaena rhomboidalis* (WHALENBERG)
- Shellwienella umbraculum* (SCHLOTH)
- Stropheodorita* sp.
- Schizophoria striatula* (SCHLOTH)

La edad de la Formación Valcovero comprende desde el Givetiano superior al Frasniano inferior.

Desde el punto de vista litológico (salvo su fuerte recristalización general) y cronológico, esta formación es perfectamente asimilable a la Formación Portilla del resto de la Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica.

2.2.1.5 *Cuarcitas y areniscas (Formación Camporredondo). Frasniano-Fameniano (Devónico superior)* (5)

Es una formación detrítica, principalmente arenosa y cuarcítica, con interclaciones pizarrosas, cuya potencia total en el Domo de Valsurcio ronda en algunas zonas los 1.000 m, presentando por término medio un mínimo de 650-700 m. El replegamiento a que ha sido sometida en la amplia estructura del Domo da lugar a una gran amplitud en la superficie cartográfica ocupada por los afloramientos de la Formación Camporredondo.

La parte inferior de la Formación Camporredondo contiene un mayor porcentaje pizarroso y hacia el techo aumenta gradualmente la proporción de arenisca. La parte media superior es fundamentalmente arenosa con estrati-

ficación masiva y sólo localmente se encuentran cortes en que sean relativamente abundantes las interestratificaciones pizarrosas. Hacia el techo predominan las areniscas de grano grueso con niveles microconglomeráticos.

En lámina delgada las areniscas de esta formación presentan abundantes signos de disolución por presión, con interpenetraciones entre los granos de cuarzo y contactos suturales, con huecos llenos de cuarzo criptocristalino y sin matriz. A todos los efectos el conjunto puede considerarse como una cuarcita.

En los niveles pizarrosos de la parte inferior de la formación se observa al microscopio, en algunas muestras, la coexistencia con cuarzo y sericitita de andalucita y cristales aciculares de cloritoide. Este hecho parece indicar la existencia de un metamorfismo regional epizonal de bajo grado, tal como fue interpretado por KOOPMANS (op. cit.).

Desde el punto de vista sedimentológico, la Formación Camporredondo se depositaría predominantemente en un medio sublitoral y ocasionalmente litoral.

En el área del Domo del Valsurcio no se ha encontrado fauna fósil. La edad del techo de la Formación Valcovero y de las calizas nodulosas superiores, ya carboníferas, situarían la Formación Camporredondo entre el Frasniente medio-superior y el Fameniense (Devónico superior).

2.2.2 Silúrico-Devónico del Dominio Palentino (Zona Cardaño-Arauz o Unidad del Alto Carrión)

2.2.2.1 Pizarras con intercalaciones cuarcíticas (Formación Arroyacas). Silúrico superior (14, 14')

Son las rocas más antiguas aflorantes en la Hoja. Han sido incluidas por BINNEKAMP (1965) y VAN VEEN (1965) como miembro inferior de la Formación Carazo. Posteriormente AMBROSE (1974) individualizó este conjunto litológico con el nombre de Formación Arroyacas, al establecer la localidad tipo en el arroyo de las Arroyacas, situado a unos 2 km al NO del pueblo de Lebanza, cerca de Peña Carazo, en el NE de la Hoja.

El miembro inferior fue individualizado por AMBROSE (op. cit.) como Formación Robledo, a la que asignó una edad posible Ordovícica. Datos recientes CRAMER y RODRIGUEZ (1977) y LOBATO et al. (1977), han permitido concretar una edad exclusivamente silúrica para estos materiales.

Litológicamente está constituida fundamentalmente por pizarras gris-

pardas con delgadas intercalaciones de niveles arenosos de grano fino. El paso gradual hacia la formación superior y la carencia de macrofósiles ha motivado el que distintos autores incluyan este conjunto pizarroso como miembro inferior de la Formación Carazo.

Su potencia total aflorante es del orden máximo de 350 m. Los niveles inferiores están constituidos por pizarras negras y areniscas gris oscuras alternantes, que pasan hacia el techo a una arenisca cuarcítica de grano fino y tonalidades gris oscuras. El espesor máximo medible para este miembro inferior es del orden de 50 m.

El miembro medio, de 115-135 m, está constituido por una alternancia de pizarras grises y a veces verdosas con areniscas de grano fino a medio. Las pizarras suelen ser micáceas y estar fuertemente bioturbadas, presentando abundantes "burrows".

El miembro superior, con un espesor variable entre 160-180 m, está constituido por pizarras y areniscas interestratificadas. Las areniscas son en general ferruginosas; su granulometría, y proporción relativa, aumenta hacia el techo de la formación. Los muros de los niveles arenosos presentan abundantes marcas de carga de arrastre y más raramente alguna marca de corriente generalmente orientadas en dirección Este-Oeste.

En la parte más alta del miembro superior, AMBROSE (1974) cita:

Monograptus incipiens (WOOD)

indicativo de una edad Ludloviense.

En LOBATO et al. (1977) se precisa una edad Ludloviense medio o superior para el miembro inferior de la formación.

CRAMER & RODRIGUEZ en LOBATO et al. (1977) citan un especial contenido palinológico con acritarcos, algas cianofíceas no filamentosas, quitinozoos y mioesporas. La presencia de las mioesporas indicaría la proximidad de un área emergida. Entre los acritarcos se citan "*Multiplicisphaeridium pilaris tipicum*" y "*Neovervhachium carminae*". Las miosporas más abundantes son:

Ambitisporites avitus

Stenozonotriletes

Archaeozonotriletes chulus

Amocsporites

Knoxisporites

Synorisporites lybicus

Esta asociación determina la parte superior del Silúrico español y en términos de datación permite comparar el miembro inferior de la Formación Arroyacas con la parte inferior de la Formación San Pedro de la facies Astur-Leonesa.

2.2.2.2 Areniscas con niveles ferruginosos e intercalaciones pizarrosas. (Formación Carazo). Silúrico superior-Devónico inferior (15)

La primera denominación y descripción de esta formación fue hecha por BINNEKAMP (1965); VAN VEEN (1965) hace algunas precisiones sobre ella y en la presente memoria se aportan, asimismo, una serie de datos y nuevas precisiones.

La Formación Carazo está constituida por areniscas con pizarras interestratificadas. En el corte típico de las laderas del monte Carazo presenta como característica más sobresaliente dos bandas de cuarcita masiva situadas aproximadamente en su parte media. Ello permite dividirla en tres miembros, uno inferior con predominio pizarroso, uno medio de areniscas y un miembro superior de areniscas y pizarras alternantes.

El miembro inferior está constituido por pizarras micáceas y en ocasiones arenosas. Su color varía de marrón a gris oscuro, con presencia a veces de tonalidades rojizas y pardo amarillentas en algunos niveles ricos en Fe. Este tipo de pizarras predominan en la parte basal del miembro. Hacia la parte media y superior van apareciendo, cada vez en mayor abundancia, delgados niveles de areniscas interestratificados con las pizarras. Son areniscas de grano fino, ferruginosas, a menudo con "burrows". Estos niveles presentan, a veces, estructuras sedimentarias en el muro de las capas, principalmente marcas de peso de tipo "load", marcas de arrastre de tipo "grooves" y más raramente alguna marca de corriente de tipo "flute", las cuales suelen indicar una dirección E-W. El espesor máximo observado para este miembro inferior es del orden de 10 m.

El miembro medio está constituido principalmente por areniscas cuarcíticas bien estratificadas, en bandas masivas, separadas por tramos de areniscas y pelitas alternantes. Las cuarcitas tienen grano de grueso a medio, bien calibrado y en general colores pardo-amarillentos de alteración y grises en roca fresca. Existen, con relativa abundancia, niveles fuertemente ferruginosos que adquieren tonalidades de rojo oscuro. En ocasiones se encuentran niveles clásticos en la parte basal de algunas capas de cuarcita.

Este miembro está bien representado en el Monte Carazo, donde presenta una banda inferior de arenisca cuarcítica de 65 m de espesor, un tramo

intermedio de areniscas y pelitas alternantes, claramente menos resistente a la erosión y de 30 m de espesor y otra banda superior de arenisca cuarcítica con un espesor del orden de los 85 m.

Las características de este miembro son muy variables dentro del área estudiada. Hacia el E, en la zona del Pantano de Vañes, las cuarcitas se presentan en varios tramos de unos 10-15 m de espesor. Hacia el NO y N del monte Carazo las cuarcitas tienden a desaparecer pasando a predominar la alternancia de areniscas y pelitas. Sin embargo, localmente aparece algún nivel cuarcítico de unos 10 m de espesor.

El miembro superior está compuesto por una alternancia de areniscas y pizarras. Las areniscas son de grano fino, bien estratificadas, con tonalidades grises en roca fresca y amarillentas en roca alterada. Las pizarras son de color gris oscuro con tonalidades pardas de alteración. Este miembro es mucho menos micáceo que el inferior, pero su principal característica es su elevado contenido fosilífero. Predominan fundamentalmente los braquiópodos, en los cuales se encuentran magníficos moldes internos e impresiones externas gracias al grano fino de las areniscas. Se encuentran también, con relativa abundancia en algunos niveles, lamelibranquios, trilobites, gasterópodos, tentaculites y ostrácodos. El espesor de este miembro es de 80 m.

Los miembros inferior y medio de la formación Carazo son muy pobres en fauna fósil. En el miembro medio se han encontrado restos de braquiópodos, trilobites, lamelibranquios y gasterópodos, que no permiten aportar precisiones sobre la edad.

La fauna presente en el miembro superior contiene, como más adelante veremos, elementos característicos del Gediniense inferior y en consecuencia los miembros inferior y medio pueden ser considerados pre-Gedinienses. Por otra parte, hay un gran parecido entre las características litológicas de la formación Carazo y de la formación San Pedro de la zona Sur de la Cordillera Cantábrica. La parte inferior de la Formación San Pedro ha sido datada como Silúrico (COMTE, 1959; CRAMER, 1964) por lo que existe una gran probabilidad de que la parte inferior de la formación Carazo tenga esa misma edad.

En el miembro superior se han recogido braquiópodos, entre los que J. GARCIA-ALCALDE (Universidad de Oviedo, comunicación personal) ha determinado la presencia de:

Douvillina (Mesodouvillina) triculta (FUCHS, 1919)

Platyorthis verneuili (KONINCK, 1876)

Howellella mercuri (GOSSELET, 1880)

Proschizophoria torifera (FUCHS, 1919)

Protathyris spec. cf. *praecursor* (KOZLOWSKI, 1929)

Mutationella barroisi

(En vez de *M. Barroisi*, BINNEKAMP cita *Schuchertella* en zona)

Esta asociación permite establecer una edad Gediniense inferior para este miembro, lo cual corrobora la edad establecida para él por BINNEKAMP (1965).

2.2.2.3 Calizas. (*Formación Lebanza*). *Gediniense superior-Siegeniense medio* (6)

De forma perfectamente gradual se pasa de la Formación Carazo a la Formación Lebanza, secuencia calcárea que en el corte del río Arauz tiene un espesor total de 113 m.

El nombre le fue asignado por ALVARADO y SAMPELAYO (1945), poniendo como localidad típica el afloramiento que se encuentra al lado del pueblo de Lebanza (Palencia), sin embargo esta zona está afectada por una serie de fallas que pueden inducir a errores en el levantamiento de la columna estratigráfica completa de la formación. Por este motivo, en el presente trabajo se toma como sección representativa la que se encuentra en el río Arauz.

La caliza de Lebanza había sido ya mencionada incidentalmente por MALLADA (1885) en un trabajo sobre una fauna fósil recogida por Casiano de Prado.

BINNEKAMP (1965) estudia los braquiópodos de esta formación en la zona de Arauz-Lebanza, datándola por medio de ellos y haciendo también alguna indicación de tipo estratigráfico. VAN VEEN (1965) realiza algunas precisiones sobre el aspecto estratigráfico.

En el presente trabajo se ha realizado un corte detallado de la Formación Lebanza en el valle del río Arauz, con el cual se aportan nuevos datos y precisiones.

En el corte anteriormente citado (Fig. 3), la Formación Lebanza está constituida fundamentalmente por calizas gris oscuro con tonalidades más claras en la roca alterada; los estratos son generalmente masivos en las zonas media y media-alta de la formación. Hacia la parte inferior los estratos calizos son más delgados; a la vez que se encuentran pizarras intercaladas y en la zona basal algunos niveles dolomíticos.

La fauna fósil es abundantísima, predominan sobre todo los braquiópodos, con gran cantidad de ejemplares y variedad de especies. Son también

FORMACION LEBANZA

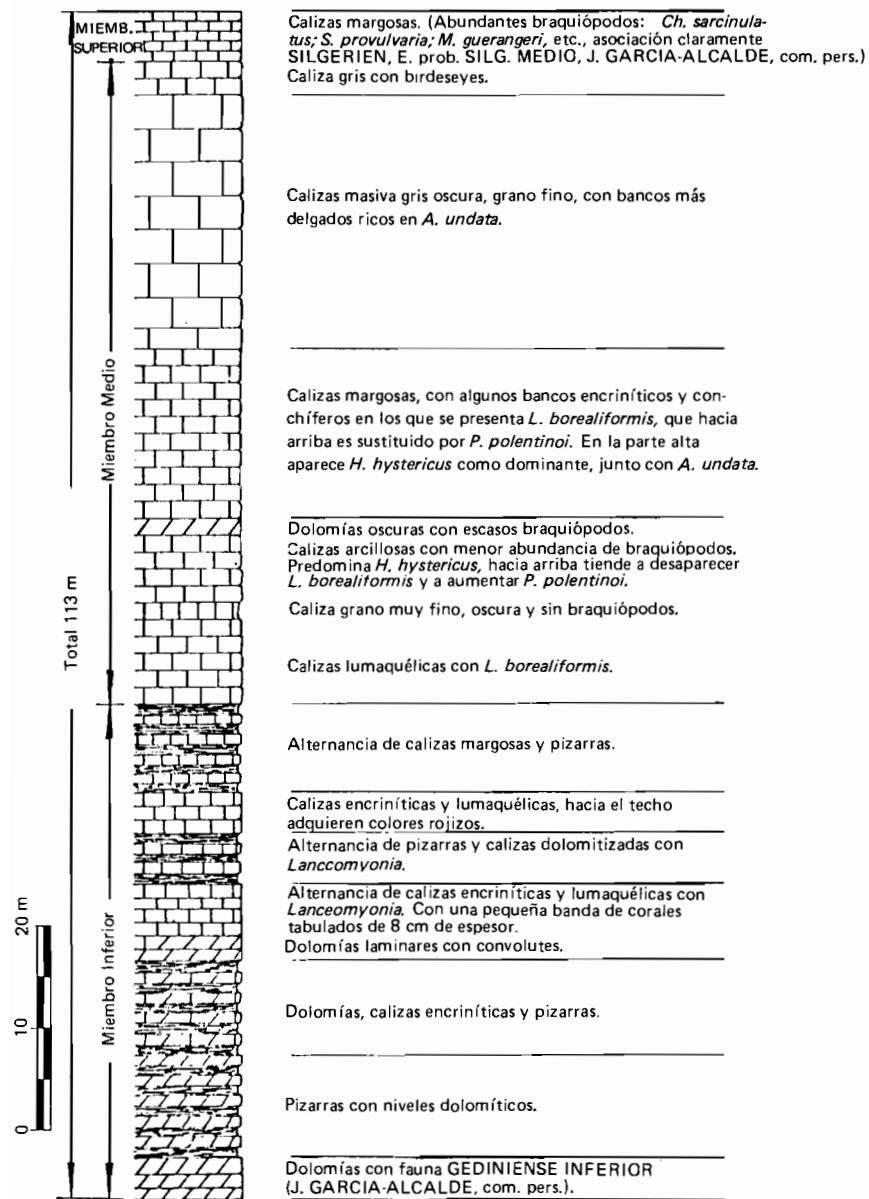


Fig. 3.— Columna esquemática de la Formación Leanza en el corte del río Arauz.

relativamente abundantes los crinoideos, trilobites, corales, briozoos, estromatópóridos, tentaculites, goniatites, gasterópodos, etc.

El conjunto de la formación puede dividirse en tres miembros, los dos inferiores claramente diferenciables y el superior escasamente representado en este corte, aunque adquiere mayor importancia en otras zonas del área estudiada.

El miembro inferior, de 45 m de espesor, está constituido por una alternancia de pizarras y calizas encriníticas y lumaquelas, a veces dolomitzadas. En la parte inferior de este miembro aparecen niveles dolomíticos y en su parte alta las calizas se hacen más margosas. La mayor parte del miembro presenta colores pardos de alteración.

El miembro medio, con 63 m de espesor, contiene fundamentalmente calizas margosas grises en bancos gruesos, con intercalación de bancos encriníticos y lumaquélidos de menor espesor. De base a techo los niveles encriníticos y lumaquélidos tienden a desaparecer, quedando una caliza masiva gris oscura, de grano fino y en el techo un nivel de 3 m de caliza gris clara con "birdseyes". En conjunto, este miembro es menos fosilífero que el inferior y que el superior.

El miembro superior está constituido por calizas margosas grises alternando con pizarras. En el corte del río Arauz tiene un espesor de 5 m y los niveles calcáreos son delgados, pero en las inmediaciones del pueblo de Leanza su espesor pasa a ser del orden de los 25 m, con niveles calcáreos de 1 a 2 m.

La edad de esta formación se ha determinado en base a braquípodos por J. GARCIA ALCALDE del Dpto. de Paleontología de la Universidad de Oviedo, si bien existía un estudio previo de BINNEKAMP (1965).

En las partes basal y media del miembro inferior aparecen:

Lanceomionia borealiformis

Proschizophoria torifera

Howella cf. angustiplicata

Cryptonella cf. minor (DAHMER, 1931)

Plethorhyncha polentioni

Protatyrus sp.

que indican una edad Gediniense.

La parte alta del miembro inferior presenta:

Platyortis cf. fascicularis

Lanceomionia borealiformis

Cryptonella cf. minor (DAHMER, 1931)

Howellella cortazari
Camarotoechia cypris (D'ORBIGNY, 1850)
Plethorhyncha polentinoi
Schizophoria provulvaria (MAURER, 1886)
Proschizophoria torifera
Athyris undata (DRANCE, 1828)
Protatyris sp.

cuya asociación indica una edad Gediniense superior o Siegeniense inferior.

La fauna fósil, menos abundante, del miembro medio presenta formas fundamentalmente siegenienses como:

Lanceomonia borealiformis
Plethorhyncha polentinoi
Histerolites histericus
Athyris undata (DEFRANCE, 1828)

En el miembro superior se encuentran:

Mutationella guerangeri (VERNEUIL, 1850)
Schizophoria provulvaria (MAURER, 1886)
Chonetes sarcinulatus
Brachispirifer rouseau

que indican una edad siegeniense (probablemente Siegeniense medio).

Esta edad está de acuerdo, en general, con la dada por BINNEKAMP (1965) el cual atribuye a la Formación Leanza una edad de Gediniense superior (en la parte basal) a Siegeniense medio (en la parte superior). Sin embargo, existen algunas discrepancias en cuanto a los braquiópodos hallados.

2.2.2.4 Pizarras y calizas (Formación Abadía). Emsiense-Couvinense (17)

En el techo de la Formación Leanza se produce un cambio litológico bastante brusco, pasándose de calizas margosas a pizarras arenosas de la base de Abadía.

El nombre de Abadía fue asignado por primera vez a esta formación por BINNEKAMP (1965) pero sin realizar una descripción formal de ella. De forma provisional, incluye en su Formación Abadía, una serie de estratos situados sobre la Formación Leanza en el corte del río Arauz. Señala las grandes variaciones laterales en las características litológicas.

En el aspecto paleontológico destaca la ausencia de braquiópodos, así como la presencia de trilobites y céfalópodos como asociación faunística típica. Desde el punto de vista estratigráfico solamente señala la presencia de pizarras, pizarras arenosas, calizas y calizas nodulosas, sin realizar ninguna datación ni dar un límite superior para la formación.

Posteriormente, VAN VEEN (1965) indica la descripción previa de la Formación Abadía por BINNEKAMP (1965) y le atribuye una edad Emsiense, basándose en la datación de cierta fauna de braquiópodos recogida en un miembro calcáreo de la formación, BINNEKAMP (1965) e inexistente, por otra parte, en dicha publicación.

La denominación de Formación Abadía es utilizada con posterioridad por todos los autores holandeses (DE SITTER & BOSCHMA, 1966; BROUWER, 1967; etc.).

En el presente trabajo se ha realizado un corte estratigráfico detallado a partir del techo de la Formación Leanza, en el núcleo sinclinal, cortado transversalmente por el río Arauz, en la zona del arroyo de Cortés (afluente del Arauz) (ver mapa). (Fig. 4).

En esa zona, la serie situada sobre la Formación Leanza comienza con un conjunto pizarroso de unos 65 m de espesor, cuyas principales características litológicas son en la parte inferior las pizarras son arenosas, de color gris que adquieren tonalidades pardas de alteración. Se encuentran algunas intercalaciones arenosas de poco espesor (máximo 20 cm) y forma lenticular, las cuales abundan sobre todo en la parte media de este conjunto, donde adquieren colores rojizos debido a un alto contenido en Fe. Hacia el techo las pizarras son menos arenosas y empiezan a encontrarse delgados niveles lenticulares de calizas arcillosas de colores negro y gris oscuro.

Sobre este conjunto pizarroso se sitúa otro conjunto de estratos, principalmente calcáreos, con un espesor de unos 10 m y constituido por calizas arcillosas y nodulosas, muy compactas, de color gris oscuro, con niveles pizarrosos, del mismo color, interestratificados. Probablemente este conjunto equivale al "Miembro Requejada" (VAN VEEN, 1965).

Continúa la serie con unas pizarras ferruginosas de color pardo oscuro que en algunos niveles son bastante arenosas; el contenido arenoso aumenta hacia el techo de este conjunto pizarroso, que en total tiene unos 20 m de espesor. Sobre él se encuentra un nivel de arenisca ferruginosa y arcillosa, con colores pardo-amarillentos de alteración y un espesor de 3 m.

Sobre esta arenisca se sitúa un conjunto de estratos, de unos 50 m de espesor, cuyas características pueden resumirse de la siguiente manera: En la parte inferior predominan las pizarras, de color gris oscuro, con algunos niveles margosos del mismo color. Hacia el techo aumenta la proporción de

FORMACION ABADIA

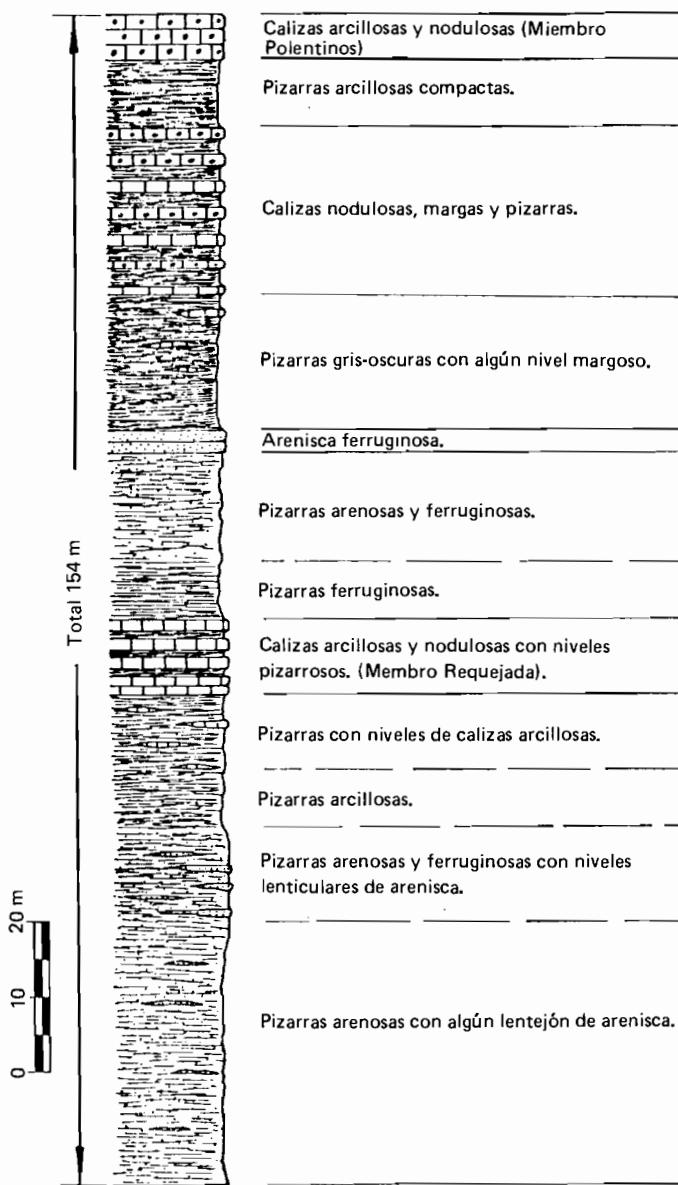


Fig. 4.— Columna esquemática de la Formación Abadía en el arroyo de Cortés.

niveles margosos y prácticamente las partes media y media-alta de este conjunto están constituidas por una alternancia de pizarras con margas y calizas nodulosas. Los últimos 10 m son unas pizarras arcillosas muy compactas.

Por último se encuentra un miembro calcáreo, de 6 m de espesor, formado por calizas arcillosas y nodulosas, de color gris oscuro a negro y con algunas delgadas intercalaciones pizarrosas. Probablemente, este miembro equivale al "Miembro Polentinos" de VAN VEEN (1965), que este autor sitúa en el techo de la Formación Abadía.

El espesor total de la Formación Abadía, en el corte del río Arauz, son 154 m.

La datación de la Formación Abadía ofrece más dificultades que la de Lebanza.

En las pizarras arenosas de la parte inferior se han citado faunas de trilobites entre lo que H.K. ERBERN (comunicación personal, en SITTER & BOSCHMA, 1966) ha determinado la presencia de:

- Asteropyge aff. munieri*
- Comura (Delocare) spec.*
- Phacops spec. indet.*
- Homalonotus spec.*

En el "miembro de Requejada" los trilobites determinados son:

- Phacops cf. potieri* (BAYLE)
- Homalonotus* espec.

y en el "miembro de Polentinos":

- Phacops* espec. ex. gr. *latifrons*
- Phacops (Reedops) broussi* (BARRANDE)

Los mismos autores citan también la existencia de braquíópodos tales como:

- Chonetes plebeja* (SCHNUR)
- Dalmanella opercularis*
- Schellwienella hipponyx* (SCHNUR)
- Spirifer pellico* (VERNEUIL)
- Athyris* sp.
- Uncinulus* sp.

Durante el presente trabajo se han encontrado también Crinoideos, Orotocerátidos, Tentaculites, Pleurodictium y Clistopora, Gasterópodos y abundancia de Burrows.

DE SITTER & BOSCHMA (1966) atribuyen a la Formación Abadía una edad EMSIENSE, con características Emsiense-Couvinense hacia su parte alta.

KULLMANN (1968) en un corte geológico realizado en la zona de Arauz, denomina "Arauz-Schichten" al tramo estratigráfico situado, aproximadamente, entre los miembros Requejada y Polentinos de VAN VEEN (1965). En la parte media inferior de este tramo encuentra los siguientes goniatites:

- Mimagoniatites erbeni*
- Mimagoniatites tabuliformis*
- Mimagoniatites* sp. A.
- Anetoceras* sp.
- Mimosphinctes cantabricus*
- Minosphinctes* cf. *tripartitus*

que data como Emsiense inferior.

En la parte media superior del tramo encuentra:

- Mimagoniatites* sp ? A.
- Anarcestes (Latanarcestes)* aff. *noeggerati*

cuya asociación data como Emsiense ?

Sobre los "Arauz-Schichten" sitúa una caliza gris dura, con delgadas intercalaciones margosas y de calizas nodulosas (probablemente equivalente al miembro Polentinos) en donde cita el goniatis *Anarceste (Latanarcestes) noeggerati*, que data como Eifeliense.

2.2.2.5 *Pizarras y calizas nodulosas (Formación Gustalapiedra).* Givetense (18)

De forma gradual se pasa, en la serie estratigráfica de la zona Cardaño-Arauz, desde la Formación Abadía a la Formación de Gustalapiedra.

El nombre le fue asignado por VAN VEEN (1965), basándose en el corte de esta formación que se encuentra en el arroyo de Gustalapiedra.

Sin embargo, en este trabajo se tomará como base, tanto para ésta como para las sucesivamente formaciones estratigráficas devónicas más modernas, el corte del río Cardaño situado en las inmediaciones del pueblo de Cardaño de Arriba (Palencia). (Fig. 5).

En este corte, la Formación Gustalapiedra está constituida principal-

FORMACION GUSTALAPIEDRA

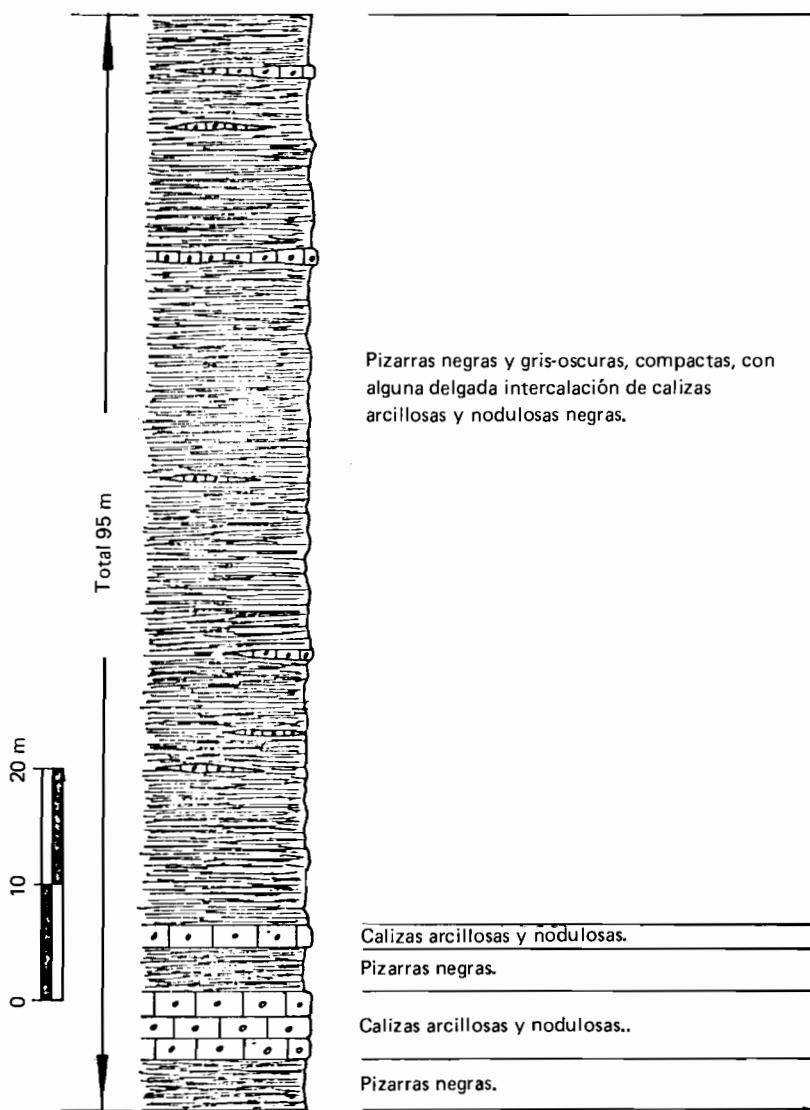


Fig. 5.- Columna estratigráfica esquemática de la Formación Gustalapiendra en Cardaño de Arriba.

mente por pizarras compactas, negras y gris oscuras, con algunos niveles de calizas nodulosas y arcillosas del mismo color.

En esta zona existe una fuerte recristalización del material arcilloso incluido en las calizas, encontrándose con relativa abundancia sericitita y cloritoides y teniendo el conjunto una textura cristalobláctica.

La caliza está, en general, algo menos recristalizada y contiene abundantes intrusiones pelíticas (tipo "diapiric-like") originadas por esquistosidad.

La parte basal de la Formación Gustalapiedra, en el corte de Cardaño, está constituida por dos niveles de caliza arcillosa, negra y nodulosa, el inferior de 5 m de espesor y el superior de 2 m, separados por unos 4 m de pizarras. El resto de la formación consiste en pizarras negras y, en general, muy compactas, con alguna delgada intercalación calcáreo-arcillosa.

El espesor total de la Formación Guastalapiedra en este corte es de unos 95 m.

La Formación Gustalapiedra es muy pobre en fauna fósil. En su parte pelítica se han encontrado algunos ejemplares de *Goniatites* y, más escasamente, trilobites, gasterópodos y lamelibranchios.

Los goniatitees han sido clasificados por KULLMANN (1963). Dicho autor comprueba una edad Givetense inferior por la presencia de *Subanarcestes* sp. y una edad Givetense superior por moldes externos, conservados en las pizarras de esta Formación, de:

- *Agoniatites cf. costulatus* (D'ARCHIAC & VERNEUIL, 1842)
- *Agoniatites cf. vanuxemi* (HALL, 1879)
- *Maenioceras* sp.
- *Tornoceras* sp.

Las determinaciones preliminares de los trilobites parecen excluir la posibilidad de una edad Devónico inferior (Dr. W. STRUVE & Prof. ERBEN, com. personal in VAN VEEN, 1965).

Los estratos calcáreos contienen una escasa fauna fósil de conodontos que según V. ADRICHEM BOOGAERT (1965), incluye:

- *Ancyrorella rotundiloba* (BRYANT)
- *Icriodus cymbiformis* (BR. & M.)
- *I. nodosus* (HUDDLE)
- *I. cf. obliquimarginatus* (BISCHOF & ZIEGLER)
- *Polignatus decorosa* (STAUFFER)
- *P. linguiformis* (HINDE)
- *P. pennata* (HINDE)
- *P. varca* (STAUFFER)

cuya asociación apunta fundamentalmente a una edad Givetense Superior y quizás Frasniente inferior.

Durante el presente trabajo, se han obtenido conodontos a partir de muestras tomadas en los niveles calcáreos de las partes media y superior de la Formación; entre ellos el Dr. ALEXIS y N. MOURAVIEFF (Univ. de Lovaina, Bélgica) (com. personal) ha determinado la presencia de:

- *Polygnathus varcus*, STAUFFER
- *Polygnathus timorensis*, KLAPPER, PHILIP & JACKSON
- *Polygnathus linguiformis*, HINDE

que indican una edad Givetense superior.

Algunas muestras de los niveles calcáreos de la parte inferior han librado varios ejemplares de "Polygnathus linguiformis (γ), HINDE" que es muy abundante en el Givetense, pero por sí sólo no es criterio suficiente para tal atribución (S. GARCIA LOPEZ, univ. Oviedo, comunic. personal).

2.2.2.6 *Pizarras y calizas nodulosas (Formación Cardaño). Frasniente-Fameniente (19)*

Esta Formación ha sido descrita por primera vez en la zona de Cardaño-Arauz, por VAN VEEN (1965).

Está constituida principalmente por una alternancia de pizarras calcáreas de color gris oscuro con calizas nodulosas y arcillosas de tonos grises más claros. La relación de espesores entre las calizas y las pizarras es muy variable en el conjunto del área, existiendo en general un paso gradual entre los distintos niveles pizarroso-calcáreos y sus inmediatos calcáreo-arcillosos. Como término medio se puede señalar, en el valle de Cardaño, un espesor de 20 cm pizarrosos por cada 5 cm calizos.

El paso de la Formación Gustalapiedra a la Formación Cardaño es perfectamente gradual, cambiando la serie de un predominio pizarroso en la parte superior de la Formación Gustalapiedra a una alternancia de pizarras y calizas arcillosas en la parte baja de la Formación Cardaño.

Las calizas nodulosas y arcillosas de la Formación Cardaño suelen presentar en este corte una fuerte recristalización, tanto en su parte calcárea como en la arcillosa. Algunos niveles contienen, según observación microscópica de lámina delgada, abundante porfiroblastos de cloritoide y laminaciones pelíticas microplegadas rodeando nódulos calcáreos. Asimismo, se observa un estiramiento de los nódulos calcáreos paralelamente a la

dirección de flujo impuesta por la esquistosidad que afecta a estos sedimentos.

La diferente alteración superficial de las partes calcáreas y pelíticas en las calizas noduloso-arcillosas, da lugar al aspecto típico de roca agujereada (tipo "Queso de Gruyere") que presentan los afloramientos de esta formación.

La columna estratigráfica obtenida para la Formación Cardaño en el Valle de Cardaño de Arriba, es la siguiente (Fig. 6).

Los niveles calcáreos de la Formación Cardaño son generalmente ricos en conodontos. ADRICHEM BOOGAERT (1965) determina, en la parte media de la Formación, faunas de conodontos que indican una edad Frasniente en general y en la parte alta otras que precisan una edad Frasniente Superior.

Durante el presente trabajo se ha obtenido una abundante fauna de conodontos a partir de muestras seriadas tomadas en los niveles calcáreos de la Formación Cardaño en este corte. De ellos el Dr. ALEXIS N. MOURAVIEFF (Univ. de Lovaina, Bélgica) (comunicación personal) ha hecho las siguientes determinaciones:

- a) Las muestras tomadas en las partes inferior y media de la Formación, sólo proporcionaron una fauna poco significativa.
- b) Una muestra tomada a 5 m por debajo del techo de la Formación proporcionó:

- *Ancirodella curvata*, BRANSON & MEHL
- *Ancirognathus trinangularis*, YOUNGQUIST
- *Polygnathus normalis*, MILLER & YOUNGQUIST
- *Icriodus* sp.
- *Ligonodina* sp.
- *Ozarkodina* sp.
- *Lonchodina* sp.

cuya asociación indica una edad Frasniente Medio.

- c) Una muestra tomada a 2 m por debajo del techo de la Formación proporcionó:

- *Palmatolepis delicatula delicatula*, STAUFFER
- *Palmatolepis minuta*, BRANSON & MEHL
- *Polygnatus normalis*, MILLER & YOUNGQUIST
- *Ancyrodella curvata*, BRANSON & MEHL)
- *Palmatolepis gigas*, MILLER & YOUNGQUIST

FORMACION CARDANO

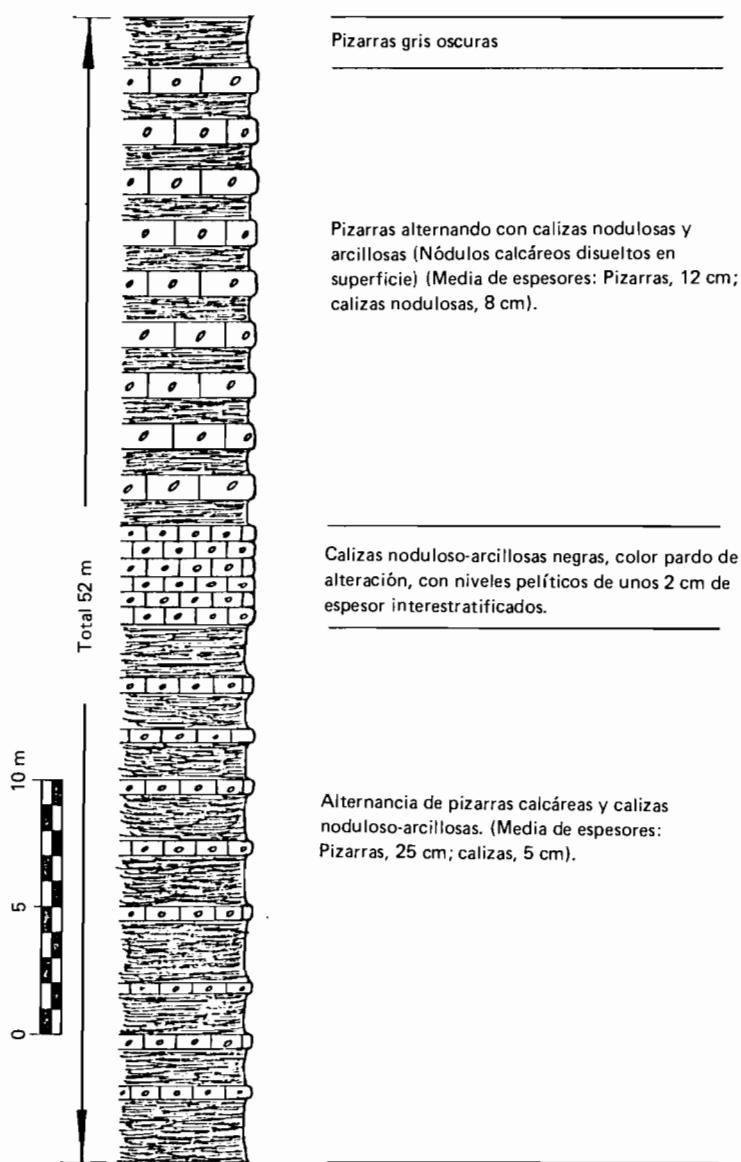


Fig. 6.— Columna estratigráfica esquemática de la Formación Cardano en Cardeña de Arriba.

- *Icriodus* sp.
- *Roudya* sp.

cuya asociación implica una condensación de conodontos de varias zonas pertenecientes al Frasniente y al Fameniente. Por ello, el límite Frasniente-Fameniente puede situarse a este nivel.

Por otra parte, se han citado también en esta zona (KULLMANN, 1963) restos difícilmente identificables de los goniatites “*Ponticoceras?* sp.” y *Manticoceras* sp.” que indican una edad Frasniente.

2.2.2.7 Cuarcitas (Formación Murcia). Fameniente (20)

Esta formación ha sido descrita por primera vez en la zona de Cardaño-Arauz, por VAN VEEN (1965).

Está constituida principalmente por cuarcitas, bien estratificadas y en general de color gris oscuro. A veces se presenta como una arenisca cuarcítica, de grano fino a medio, teniendo entonces coloraciones algo más claras. Los bancos de cuarcita suelen alternar con delgados niveles de pizarras negras y cuando esto no ocurre se presentan amalgamados.

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). Las cuarcitas son de color gris, con grano fino, y presentan frecuentemente estratificación gradada (“graded bedding”) y laminación cruzada. En los muros de las capas son también frecuentes las marcas de presión del tipo “load”.

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.

La Formación Murcia, en el corte de Cardaño (Fig. 7), tiene un espesor total máximo de 95 m. Sin embargo, hacia el E en el Valle de Pineda (NE de Vidrieros), llega a tener un espesor del orden de los 200 m.

La datación de la Formación Murcia por su contenido fósil es sumamente difícil debido a la gran escasez de fauna. Solamente en algunos niveles pizarrosos de la parte inferior se pueden encontrar, con relativa abundancia local, pequeños ejemplares de lamelibranquios de tipo “*Buchiola*”, “*Mytilus*” y, menos abundantemente, “*Posidonia*”. Una determinación preliminar

FORMACION MURCIA

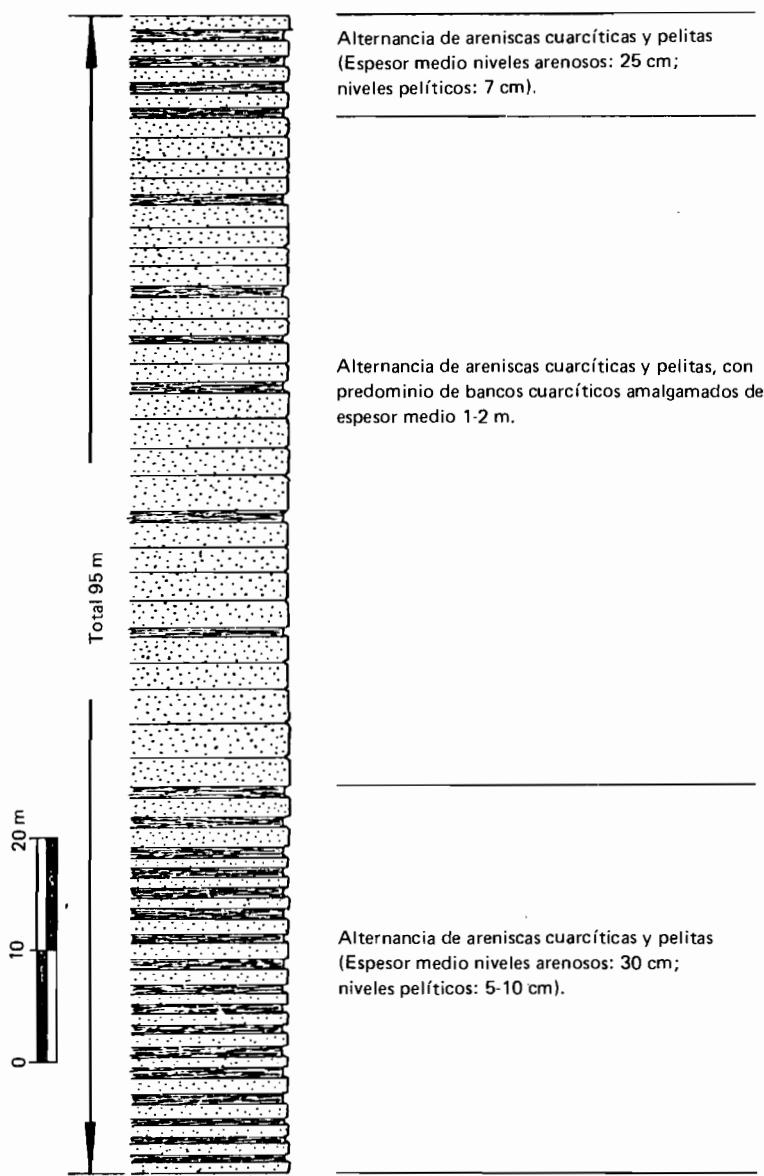


Fig. 7.— Columna esquemática de la Formación Murcia en Cardaño de Arriba.

de estos lamelibranquios como "*Buchiola palmata*" y "*Buchiola angulifera*" (in VAN VEEN, 1965), sugiere una edad Frasniana superior, pero según la determinación de conodontos en la Formación Cardaño (A.N. MOURA-VIEFF, Univ. Lovaina, com. personal) el límite Frasniana-Fameniana parece situarse unos metros por debajo de esta Formación de Murcia.

2.2.2.8 Calizas nodulosas y pizarras. (Formación Vidrieros). Fameniana (21)

Fue descrita por primera vez en VAN VEEN (1965), dando como localidad tipo el afloramiento de esta formación que se encuentra en las inmediaciones del pueblo de Vidrieros, situado a unos 8 km al E-SE de Cardaño de Arriba.

Está constituida, en términos generales, por una alternancia de calizas, generalmente nodulares 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 calcáreo-pizarrosa en el corte del Valle de Cardaño de Arriba es de 33 m.

En esta zona existe un gran parecido litológico entre las formaciones de Vidrieros y Cardaño, presentando a veces dificultades su diferenciación a la escala del afloramiento. Al igual que en la Formación Cardaño, las calizas de la Formación Vidrieros presentan una fuerte recristalización, tanto del material calcáreo como del pelítico y se encuentran, asimismo, abundantes porfiroblastos de cloritoide en algunas muestras observadas al microscopio en lámina delgada. Son también abundantes los cristales de pirita, que llegan a alcanzar hasta algo más de 1 cm de diámetro. Se observa también un estiramiento notable de los nódulos calcáreos en el plano de esquistosidad según su eje C.

La columna estratigráfica obtenida para esta formación en el Valle de Cardaño de Arriba es la siguiente: (Fig. 8).

El contenido fósil de las pizarras de esta formación es muy pobre en esta zona y está muy mal conservado debido a la tectonización. Las calizas, sin embargo, han suministrado algunos conodontos y goniatites que permiten su datación.

KULLMANN (1963) determina, con reservas, moldes externos de los goniatites "*Cheiloceras* sp." y "*Sporadocera* sp." que atribuye al Fameniano inferior.

ADRICHÉM BOOGAERT (1965) señala la existencia de una abundante

FORMACION VIDRIEROS

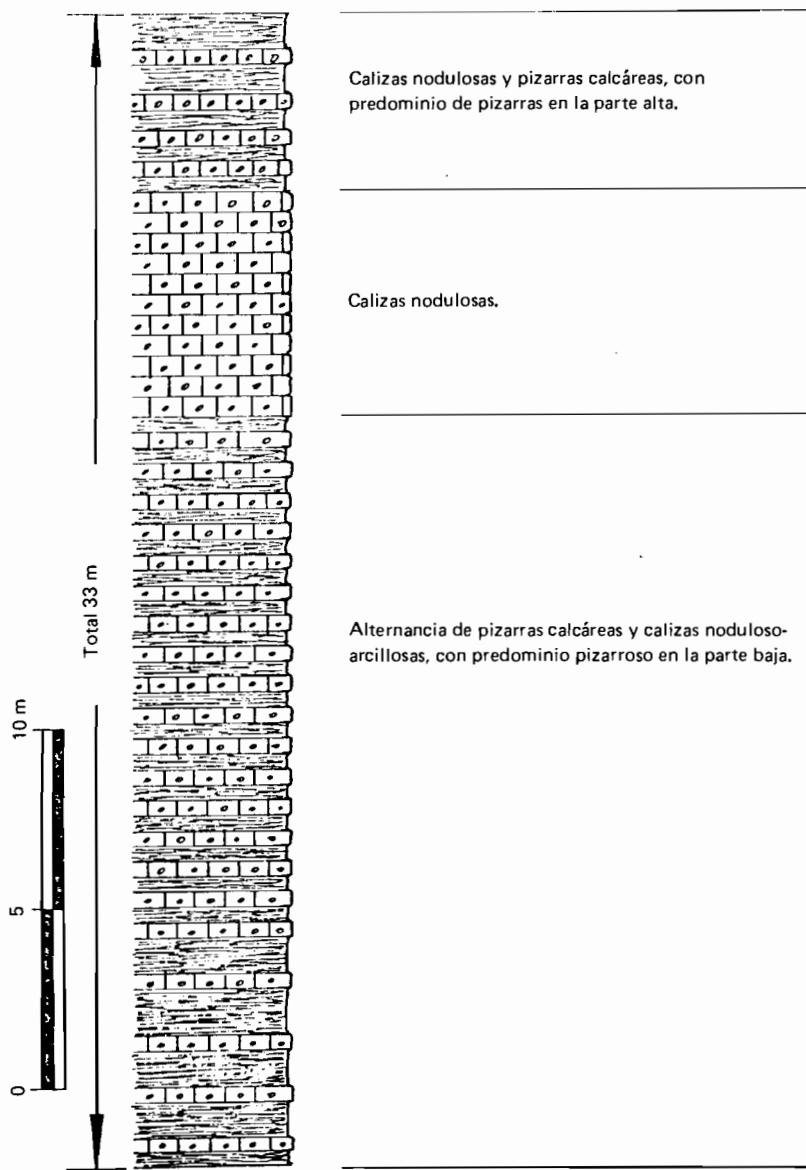


Fig. 8.— Columna esquemática de la Formación Vidrieros en Cardaño de Arriba.

fauna de conodontos, indicativos de una edad Fameniense Medio y Fameniense superior.

2.2.3 Diferencias entre facies del Devónico: Dominios Palentino y Astur-Leonés

2.2.3.1 Generalidades sobre el Devónico cantábrico

Las diferencias en las facies del Devónico que se observan en la presente Hoja, han de enmarcarse en el contexto general del Devónico en la Zona Cantábrica. Efectivamente, en las cinco regiones en que JULIVERT (1971) divide a la zona Cantábrica (Fig. 1), el Devónico tiene características y desarrollo diferentes. En la cuenca Carbonífera Central, Manto del Ponga y escamas asociados y en los Picos de Europa, el Devónico está representado únicamente por las areniscas y microconglomerados del Devónico superior.

En la región del Pisuerga-Carrión, el Devónico tiene un desarrollo completo, alcanzando una potencia de unos 900 m en la unidad del Alto Carrión o Cardaño-Arauz, tal como hemos visto.

En la región de Pliegues y Mantos el Devónico alcanza su máxima potencia (2.000 m), aunque su espesor es variable disminuyendo desde la parte convexa a la cóncava del Arco Asturiano (es decir desde las unidades más internas a las más externas desde el punto de vista estructural). Asimismo, se observa en algunas escamas una disminución paulatina del Devónico e incluso su desaparición (ver Hoja núm. 104 BOÑAR).

En las unidades del Domo de Valsurvio y S. Martín-Ventanilla, hemos visto que el Devónico está completo, como corresponde a unidades "internas" de la Región de Pliegues y Mantos. Las características del Devónico, en estas unidades son algo distintas de las del resto de la Región de Pliegues y Mantos lo que condujo a KANIS (1956) y KOOPMANS (1962) a establecer una serie de "formaciones" distintas de las establecidas por COMTE (1959) en la zona "leonesa" de la Región de Pliegues y Mantos. Estas "formaciones" son las que se han seguido en la descripción del Devónico en la presente memoria.

2.2.3.2 Comparación entre las diversas formaciones del Devónico Cantábrico

Las características más homogéneas se dan en el Devónico inferior. Efectivamente, hasta el Siegeniense Superior los materiales devónicos pre-

sentan unas características muy similares en todo el ámbito cantábrico, como veremos a continuación.

Las formaciones Furada (Asturias), S. Pedro (León) y Carazo (unidad del Alto Carrión), presentan una litología común de areniscas ferruginosas y pizarras y caracteres sedimentarios muy semejantes. La única diferencia la constituyen los 80 m superiores de la formación Carazo, ricos en fauna, escasamente representados en la Región de Pliegues y Mantos. No obstante, las edades del techo de ambas formaciones son muy semejantes. Así las faunas determinadas por COMTE (1959) en León, POLL (1963) en Asturias y BINNEKAMP (1965) y J.L. GARCIA ALCALDE (com. personal) en la Formación Carazo (*"Howella"*, *"Mesodouvillina"* y *"Platyorthis"*) indican una edad Gediniense inferior para los últimos metros de las tres formaciones.

El miembro inferior de la Formación Leanza, descrito anteriormente, de edad Gediniense superior-Siegeniense inferior, es equivalente, en facies y edad, a la parte calcárea-dolomítica basal de la Formación La Vid, a la que COMTE (1959) asigna una edad Gediniense superior. Asimismo es equivalente a los 50 m basales de la Formación Nieva del ámbito "asturiano" de la Región de Pliegues y Mantos, a la que POLL (1963) asigna una edad asimismo Gediniense superior.

El miembro medio de la Formación Leanza tiene también su homónimos en las Formaciones La Vid y Nieva y una edad idéntica Siegeniense inferior-medio.

A partir del Siegeniense superior comienza la diferenciación facial del Devónico, y las formaciones de la Región del Pisuerga-Carrión y de la Región de Pliegues y Mantos presentan caracteres litológicos, sedimentarios y faunísticos diferentes.

2.2.3.3 *Las facies "Palentina" y "Astur-Leonesa"*

BROUWER (1964) llamó "Palentina" a las facies del Devónico de la región del Pisuerga-Carrión y "Astur-Leonesa" a la de la Región de Pliegues y Mantos. Los datos y precisiones sobre ambas facies fueron comunicados más tarde por BROUWER (1967) en el Simposium internacional sobre el Sistema Devónico celebrado en Calgary (1967) y pueden resumirse de la siguiente manera:

a) **Facies Astur-Leonesa**

Caracterizada, en conjunto, por una alternancia de carbonatos y sedimentos clásticos, las calizas son con frecuencia arrecifales y hay abundancia

de fósiles, predominando las faunas bentónicas. Todo parece indicar un medio sedimentario marino de aguas poco profundas y bien aireadas, situado en una región con una subsidencia moderada pero bastante regular.

b) Facies Palentina

Está caracterizada por una sedimentación predominantemente lutítica. Las calizas son menos abundantes y tienen un carácter noduloso. El contenido fósil es mucho menor y predominan las faunas pelágicas sobre las bentónicas. Estas características parecen indicar un medio sedimentario algo más profundo que el de la facies Astur-Leonesa, con aguas más tranquilas y menos influenciado por las tierras emergidas es decir, probablemente más alejado de la costa.

Simultáneamente KULLMANN (1968), basándose en las diferencias entre las asociaciones de corales y cefalópodos propone la distinción de dos zonas con distinta facies en el Devónico del SE de la Cordillera Cantábrica: a) Zona de Montó-Arauz y b) Zona Surcantábrica. Esta división coincide en términos generales con la de facies Palentina y Astur-Leonesa de BROUWER respectivamente, pero implica una mayor precisión sobre la distribución del Devónico en la Región del Pisuerga-Carrión.

Este autor señala que durante el desarrollo del proceso sedimentario se observa una clara diferenciación de las condiciones del medio, según los datos que aporta la asociación faunística. En la Región de facies Astur-Leonesa se aprecia una tendencia a la creación de un biotopo marino de poca profundidad; este biotopo sería perfectamente adecuado para su colonización por una fauna bentónica, cuyas condiciones de vida necesitan un medio bien aireado y suficientemente rico en materia orgánica para asegurar la alimentación. Estas condiciones se interrumpieron durante el Couviniense por la llegada masiva de aportes detríticos del continente, pero se renovarían durante el Givetense y Frasniente, hasta que la nueva llegada de importantes aportes detríticos en el Devónico Superior acabara con ellas. A este respecto es notable la gran semejanza que existe entre las faunas del Emsiense, Givetense y Frasniente; la igualdad del biotopo está representada por la presencia del mismo tipo de braquiópodos, corales y tabulados. Es notable que los corales poseen, sin excepción, un gran número de tabiques y sus políperos son de gran talla y anchura, formando en general numerosas colonias (KULLMANN, 1968, p. 219).

Por el contrario, en la Región de facies Palentina las condiciones del medio nunca debieron ser favorables para el desarrollo de macroorganismos.

Esto puede deducirse de la escasez de fósiles que presentan los sedimentos de esta facies, así como de las particulares características de su fauna. KULLMANN (1968) señala que los cefalópodos presentan pocas formas, con algunas especies de organización sencilla. Solamente en tres tramos estratigráficos: Emsiense Superior, Frasniense y Fameniense Medio, encuentra asociaciones de goniatites con distinta configuración de concha, e incluso en este caso considera que es una fauna empobrecida y constituida por faunas de área poco extensa. Por otra parte, la configuración de su concha indica que la mayor parte de esos organismos se encontraban en un medio ambiente muy alejado de sus condiciones óptimas de vida.

El carácter extremo de las condiciones vitales del medio queda confirmado, en la Región del Pisuerga-Carrión, por el estudio de los corales sésiles, los cuales poseen, sin excepción, una constitución sencilla con escaso número de tabiques, forma cónica de pequeño tamaño y crecimiento solitario. Según KULLMANN (1968, p. 219) esta constitución, que en ocasiones implica la falta de la típica forma coralina (p. ejemplo, "*Oligophyllum (Pentelasma) rarisepatum*, KULL."), sólo puede explicarse por la difícil adaptación a condiciones desfavorables. Estas condiciones serían las de un mar profundo con escaso o nulo movimiento de agua.

El contraste entre las características estratigráficas y paleontológicas de las facies Palentina y Astur-Leonesa se corresponde perfectamente con el que existe entre las clásicas Magnafacies Herciniana y Renana (respectivamente), definidas (ERBEN, 1962) en el Paleozoico centroeuropeo.

2.3 ESTRATIGRAFIA DEL SISTEMA CARBONIFERO

2.3.1 Introducción

El Sistema Carbonífero, se caracteriza, en la zona Cantábrica en general y en este área en particular, por la presencia de potentes series de sedimentos siliciclásticos y carbonatados, con notables variaciones espaciales y temporales de potencia y facies. Este aspecto es ostensible con la mera observación del Mapa Geológico y la Leyenda que acompañan a esta Memoria. Efectivamente, si exceptuamos los materiales del Carbonífero inferior, que, con las excepciones que describiremos más adelante, presentan una cierta homogeneidad, a partir del Namuriense, las series carboníferas reflejan la fuerte compartimentación de la cuenca durante este período.

Otra característica propia del Carbonífero de este sector es la gran abundancia de sedimentos sinorogénicos (sistema flysch-molaso), con facies

originadas a partir de pendientes submarinas (olistostromas, brechas gravitacionales, turbiditas, ...) o semicontinentales (sistemas fluviodeltaicos). Estas facies coexisten con la existencia de depósitos propios de una plataforma carbonatada estable, especialmente desarrollada en la mitad Sur de la Hoja.

Por último, como señalan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983), la persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense, junto con la relativa proliferación de discordancias (más escasas en otras regiones de la Zona Cantábrica), constituyen otros rasgos peculiares del Carbonífero de este área.

Todas estas características han conducido a que en la literatura geológica sobre esta región proliferen los nombres locales de "formaciones" y "grupos", a los que haremos referencia en la descripción pormenorizada posterior.

Los investigadores de la Universidad de Leiden (KOOPMANS, 1962, VAN VEEN, 1965, etc.) establecieron la existencia de tres "grupos" separados por discordancias; Ruesga, Yuso y Cea. El Grupo Ruesga incluye el Carbonífero inferior y el superior hasta la discordancia de Curavacas (KANIS, 1956) de edad Westfaliense A superior. El Grupo Yuso comprende el resto del Westfaliense hasta el Estefaniense B y el Grupo Cea, discordante sobre el Yuso, los sedimentos molásicos del Estefaniense B y C anteriores al Pérmico.

WAGNER (1959, 1965, ... y colaboradores, establecen 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 inferior).

Autores posteriores como LOBATO (1977), MARTINEZ GARCIA (1981) establecen a su vez "dominios", de ámbito geográfico, con series estratigráficas distintas, aunque sin límites precisos. Por último los autores alemanes de la escuela de Tubinguen (KULLMANN y SCHÖNENBERG, 1975; REUTHER, 1977, 1979, 1982, SCHÖLER, 1982; etc ...) establecen también diferentes "dominios" de ámbito local referidos a los sedimentos Namuriense y Westfalienses 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 últimamente por ALONSO y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1983) al considerar el ámbito generalmente localizado de las discordancias así como un mayor número de ellas.

En la descripción del Carbonífero de esta Hoja hemos considerado tanto los aspectos espaciales como temporales. El Carbonífero inferior se describe de forma general pues generales son básicamente sus caracteres. A partir de la "Caliza de Montaña" hacemos una descripción compartimentizada de los materiales Namurienses y Westfalienses, según las unidades estructurales consideradas en la Hoja (Fig. 2).

Por último, los sedimentos Estefanienses se describen separadamente dado lo reducido de sus afloramientos.

2.3.2 Carbonífero inferior

2.3.2.1 Pizarras y liditas. (*Formación Vegamián*). *Tournaisiense* (22)

Esta formación fue descrita por COMTE (1959) al S de la localidad del mismo nombre, actualmente bajo el embalse de Porma (Hoja núm. 104, Boñar), y definida posteriormente por WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971).

Es una formación bastante extendida en toda la Cordillera Cantábrica, sin que su aparición esté excesivamente condicionada por la actual distribución en unidades estructurales, tal como ocurre con el Carbonífero superior. Es característico de esta formación su intenso color negro y su litología de lutitas y liditas así como la presencia de módulos fosfatados.

FRETS (1966), describe en este sector la "Formación Sella", siguiendo a BROUWER y VAN GINKEL (1964), considerando a la Formación Vegamián como un miembro de ella. A partir de VAN GINKEL (1965), los autores holandeses han vuelto a referirse a ella con la primitiva aceptación.

En la presente Hoja, solamente aflora en el sector N (Cardaño-Arauz o Alto Carrión) y esporádicamente en la unidad intermedia del Espigüete.

Un corte descrito desde VAN VEEN (1965), y posteriormente por LOBATO (1977) es el de Cardaño de Arriba. En este corte afloran unos 35 m de pizarras negras con delgados niveles de liditas, nódulos fosfatados en lechos esporádicos y, hacia el techo, delgados niveles con pirita. Es característico de este corte la presencia de "spots" blanco-amarillentos de sulfato, formados por la alteración superficial de la pirita.

Los nódulos fosfatados tienen un diámetro de 3 a 5 cm. Un análisis químico, citado en VAN VEEN (op. cit.) da un porcentaje de hasta un 30% en los nódulos de P_2O_5 .

Los niveles de liditas tienen un espesor milimétrico y un color negro.

Hacia el techo aparecen delgados niveles lenticulares de calizas negras

así como dos pequeños horizontes de cantes flotantes cuarcíticos de 2 a 10 cm de diámetro y escasa continuidad lateral.

El medio de depósito apunta hacia una zona de plataforma sin apenas aportes y con condiciones prácticamente anaerobias, es decir un medio restringido o euxínico con una tasa de sedimentación muy baja.

Carecemos de datos sobre la edad de esta formación en este sector. La edad admitida generalmente en otras áreas es Tournaisiense med-sup., y Viseense inferior (BUDINGER & KULLMANN (1964; HIGGINS et al. 1964; JORDAN y BLESS, 1970; WAGNER et al., 1971; HIGGINS, 1971; TRUYOLS, 1983; ...).

2.3.2.2 *Calizas nodulosas. (Formación Alba o Genicera). Tournaisiense superior-Viseense-Namuriense A inferior* (6)

Esta formación, a pesar de su escasa potencia, adquiere un desarrollo generalizado en todos los dominios y unidades de la Zona Cantábrica, e incluso de otras áreas peninsulares (Pirineos). Este hecho, unido al de ser usada como piedra ornamental ha permitido ser conocida desde antiguo y usada como un excelente nivel guía cartográfico.

Litológicamente está constituida por unos 15 a 25 m de calizas nodulosas, niveles de sílex y lutitas con una coloración normalmente rojiza. Esta escasa potencia contrasta con el dilatado "lapsus" de tiempo que representa, que puede evaluarse en unos 10 a 15 millones de años allí donde la edad comprende desde el Tournaisiense superior al Namuriense A.

BARROIS (1882) la describió en la localidad de Puente de Alba como "marbre griotte" y COMTE (1959) como "Griotte de Puente de Alba". Dentro del territorio de la Hoja, FRETS (1966) la incluyó en la "Formación Sella" como su miembro superior, aunque había sido descrita anteriormente por WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952) como "Formación Villabellico" en la vecina Hoja de Barruelo.

El término "Formación Genicera", se debe a WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971), que redefinen la formación en la localidad homónima de la Región de Pliegues y Mantos.

El término "Formación Alba", es, sin embargo, el más usado en la literatura geológica por lo que lo utilizaremos como principal y "Genicera" como subsidiario.

Dentro de la Hoja de Camporredondo, se han descrito secciones de esta formación por KANIS (1956) en la sierra del Brezo, KOOPMANS (1962) en el Domo de Valsurvio y VAN VEEN (1965), en el área de Cardaño.

Al N de Cardaño de Arriba, sobre la Formación Vegamián, afloran 13 m de calizas lenticulares de color rojizo a grisáceo con intercalaciones delgadas de lutitas rojas. Hacia el Este, el espesor de la Formación disminuye, llegando a desaparecer las calizas; hacia el Oeste, en cambio, aumenta, alcanzando 25 m de potencia en las proximidades de Triollo. Son corrientes los estilolitos y recristalizaciones así como los "spots" de reducción del Fe.

En los sectores del Domo de Valsurvio y del Brezo, la Formación Alba se apoya directamente sobre la Formación Camporredondo con un contacto, que, por lo menos, localmente, parece erosivo. Litológicamente, está constituida por dos niveles de calizas nodulosas y lutitas, con un horizonte intermedio de calizas negras y lutitas denominado por REUTHER (1977) "miembro S. Adrián". Es corriente la presencia a techo de la formación de un nivel brechoide denominado "Brecha del Brezo" por REUTHER (op. cit.). En general, las calizas presentan una fuerte deformación con los nódulos elongados y la textura planar de las lutitas rodeándolas. Son frecuentes los niveles de "cherts" y la coloración de las lutitas oscila entre el verde y el rojo en función del contenido en ión ferroso o férrico.

El origen sedimentario de esta formación ha estado sujeto a controversia. La relativa homogeneidad facial, a pesar de su amplia extensión, así como la presencia de faunas pelágicas y de cherts y radiolaritas han hecho que su origen se considere ligado a un medio marino de aguas tranquilas de relativa profundidad y sin áreas emergidas próximas, dada su baja tasa de sedimentación; este punto de vista ha sido sostenido por los autores alemanes (REUTHER, 1977, 1979 y SCHOLER, 1982, etc.) e interpretado como un "estadio de nivelación", con hundimiento general de la plataforma devónica, previo a la Orogenésis Herciniana (KULLMANN y SCHÖNENBERG, 1975).

Este punto de vista no es compartido por KANIS (1956), KOOPMANS (1962) y más recientemente por SANCHEZ DE LA TORRE y otros, (1983), que suponen un ambiente marino somero de aguas oxigenadas, citando incluso la existencia de "riples" de oleaje y grietas de desecación en algún área de la Zona Cantábrica. La presencia de radiolaritas y nódulos de chert de origen pelágico, es explicado por SANCHEZ DE LA TORRE y otros (op. cit.) por la presencia de una corriente de "upwelling" que aporta los elementos antes citados a la plataforma.

La textura a veces brechoide de esta formación ha sido también origen de controversias argumentándose génesis tectónica o sinsedimentaria para su origen.

La presencia de niveles brechoides a techo de esta formación en el área de Valsurvio-Brezo parece tener un origen sinsedimentario ligado a paleo-

pendientes deposicionales ya sean tectónicas o arrecifales, o a ambas a la vez. La denominada "Brecha del Brezo", por REUTHER (1977) es interpretada por KULLMANN y SCHÖNENBERG (1975) como un colapso sedimentario ligado al denominado "primer impulso tectónico" por estos autores. WAGNER (1971) considera que es el resto de la eliminación subaérea de la formación Barcaliente suprayacente. No obstante, es probable que algunas de estas brechas, especialmente muchas de las que no están a techo de la formación, tengan un origen en la diagnénesis temprana por circulación de aguas y colapso posterior, como supone KOOPMANS (1962) en alguna localidad.

Los datos sobre la edad de esta formación son numerosos. KULLMANN (1963) identifica un par de horizontes de goniatites en la sección de Carraño de Arriba que le permiten asignar una edad Viseense superior a esta formación. En esta misma sección, ADRICHEM BOOGAERT (1965/1967) precisa la edad de la base de la formación como perteneciente a las zonas de conodontos *-bilineatus -commutatis -nodosus* y asigna una edad comprendida entre las zonas Cu III α y Cu III α del Viseense superior.

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

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

Datos recientes (REUTHER, 1977, 1980; SCHÖLER, 1982; WAGNER-GENTIS, 1980; FRANKENFELD, 1983) indican asimismo un diacronismo notorio en el techo de esta formación. Así, el primer piso de *Eumorphoceras* (E1) es común a todas las secciones, sin embargo en el nivel E2 se depositan calizas nodulosas o lutitas en el Domo de Valsurcio, lutitas negras en el Alto Carrión y calizas osorganógenas bioconstruidas en el sector del Espigüete-Resoba o en afloramientos aislados como el de La Lastra.

2.3.3 Carbonífero medio

Varios conjuntos litológicos constituyen los afloramientos del Carbonífero medio en la Hoja de Camporredondo de Alba.

La parte basal, está constituida, normalmente, por calizas de diversos tipos que describiremos conjuntamente con el nombre genérico de "Caliza de Montaña". En el sector del Domo de Valsurvio y Sierra del Brezo, sobre las calizas se sitúa una serie siliciclástica, con esporádicos niveles de conglomerados, de características muy similares a la que aflora en las estrechas ventanas tectónicas del área de S. Martín-Ventanilla, y que constituye el autóctono relativo de esta unidad.

En el sector central (área de Cardaño-Resoba), afloran materiales siliciclásticos agrupados en la denominada "Formación Cervera", que, en la vecina Hoja de Barruelo se sitúa estratigráficamente sobre la "Caliza de Montaña". Dentro de este corredor aparecen afloramientos calizos en posiciones geométricas variables (olistolitos, arrecifes autóctonos, olistoplacas, etc.), que se describirán pormenorizadamente. Al Norte de este corredor la Unidad del Espigüete está constituida por potentes acumulaciones de calizas bioconstruidas, emplazadas como unidades alóctonas y conglomerados polimicticos ("Conglomerado de Triollo") discordantes. Más al Norte aún, en la unidad del Alto Carrión, las calizas están prácticamente ausentes y sobre el Carbonífero inferior se sitúa una serie siliciclástica. Sobre los materiales anteriormente citados, se sitúan, en la mitad Norte de la Hoja, los conglomerados cuarcíticos de la "Formación Curavacas" y las series siliciclásticas suprayacentes denominadas "Formación Lechada" en el Sinclinal de Curavacas.

2.3.3.1 *"Caliza de Montaña"*, Namuriense (7)

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

En la Hoja de Camporredondo adquieren un desarrollo muy desigual pudiéndose diferenciar al menos cuatro sectores con secuencias carbonatadas distintas.

En la parte Sur. (Domo de Valsurvio, Sierra del Brezo), constituyen una potente secuencia de calizas organógenas, muy recristalizadas y de aspecto masivo que lateralmente se convierten en 30-50 m de calizas finamente laminadas de típica facies "Barcaliente" en el sector de Ventanilla-S. Martín de los Herreros (parte Norte de la unidad homónima).

En el sector de Cardaño-Resolba, afloramientos como el de la Lastra, y algunos similares, constituyen probablemente litosomas autóctonos en la base de la Formación Cervera con la que se indentan lateralmente. No es éste el caso de afloramientos como los de el sector al Oeste del embalse de los Cardaños o al Norte de Valverde de la Sierra, donde las calizas, con caracteres faciales similares a las anteriores, constituyen olistolitos dentro de las series siliciclásticas suprayacentes. Las potentes series carbonatadas del Espigüete, Santa Lucía, etc., ..., situadas al Norte de este corredor, en posición alóctona, constituyen un conjunto de escamas de calizas organógenas, con facies muy similar a las del sector Sur de la Sierra del Brezo y Domo de Valsurcio.

2.3.3.1.1 La “Caliza de Montaña” en el Domo de Valsurcio y Sector Sur de la Sierra del Brezo. (“Calizas del Brezo”)

Las calizas de este sector, denominadas “Calizas del Brezo” por REUTHER (1977), constituyen una potente secuencia de calizas claras, organógenas, en bancos gruesos o con aspecto masivo. Localmente aparecen niveles lenticulares de calizas laminadas. En general están intensamente recristalizadas y marmolizadas así como, en amplias áreas, dolomitizadas. En el sector del Brezo, las calizas son organógenas con abundante fauna de crinoideos, braquiópodos, corales tabulados y rugosos y algunos fusulínidos (*Milnerella* sp., *Pseudostafella* sp., *Parastafella* sp.,).

Es de destacar la presencia de cristales euhedrales de cuarzo autígeno de color azulado; este fenómeno no se observa en calizas de otra edad, ni en las áreas dolomitizadas.

Hacia el techo, es normal la presencia de niveles de oolitos y facies constituidas por bioclastos de crinoideos, braquiópodos, corales, etc. que se indentan en paquetes margosos.

En la parte basal, se sitúa, normalmente, una brecha calcárea de hasta 15 m de potencia denominada “Brecha del Brezo” por REUTHER (1977). Los fragmentos están constituidos por calizas nodulosas, calizas negras (procedentes posiblemente del Miembro S. Adrián”) y más raramente calizas fosilíferas, todo ello en una matriz carbonatada.

Para REUTHER (op. cit.) esta brecha es el testigo de la elevación sin-sedimentaria del área del Domo de Valsurcio durante el “primer impulso tectónico” de KULLMANN y SCHÖNENBERG (1975). WAGNER (1971) considera que esta brecha es el testigo de la erosión subaérea de la Formación Barcaliente, previo al depósito de la Formación Valdeteja, considerando que

las "Calizas del Brezo" equivalen a esta última formación. No es éste el criterio mantenido en esta Hoja, pues consideramos, junto con los autores alemanes antes citados, que las "Calizas del Brezo" y las calizas finamente laminadas de facies Barcaliente, situadas más al Norte, son contemporáneas. Para FRANKENFELD (1983) la "Brecha del Brezo" es un escombro de talud arrecifal.

De todo lo dicho, se deduce que las "Calizas del Brezo" se depositaron en un ambiente marino somero, inter a submareal y que una parte sustancial son calizas bioconstruidas.

La potencia es difícil de evaluar por la existencia de duplicaciones tectónicas difícilmente detectables pero se debe situar en un mínimo de 250 a 300 m.

En la base de las "Calizas del Brezo" KANIS (1956) cita la presencia de faunas de goniatites del Viseense superior, más recientemente BOLL (en FRANKENFELD 1983) cita *Lonsdaleia reutheri* en el nivel de calizas brechoides de la base de la formación por lo que parece que la base de las "Calizas del Brezo" se sitúa en el Namuriense A. Este criterio es mantenido también por REUTHER (1977) para quien la "Caliza del Brezo" es siempre posterior al nivel E₂ de *Eumorphoceras*. El techo de la formación no ha proporcionado faunas determinativas. VAN GINKEL (en KOOPMANS, 1962) cita faunas en varias localidades pertenecientes siempre a la parte basal de la zona de *Profusulinella*. La edad, por lo tanto, podemos considerarla exclusivamente Namuriense.

2.3.3.1.2 La "Caliza de Montaña" en el sector Norte de la Unidad de S. Martín-Ventanilla

En el conjunto de láminas cabalgantes, plegadas isoclinalmente, que forman la parte más septentrional de la Unidad de S. Martín-Ventanilla (o del Brezo), la "Caliza de Montaña" tiene una potencia de 30 a 50 m. Litológicamente son calizas negras, finamente laminadas que encajan perfectamente en lo que WAGNER y otros (1971) definen como Formación Barcaliente. REUTHER (1977) describe una serie cerca de S. Martín de los Herreros que puede ser considerada prototipo de este sector. En esta localidad, sobre el segundo nivel de calizas nodulosas de la Formación Alba con una edad correspondiente al nivel E1 de *Eumorphoceras*, se sitúa una serie condensada de 35 m de potencia que llega hasta el Westfaliense A. En la base se sitúa un horizonte de brecha similar a la "Brecha del Brezo", pero de menor potencia (de 0 a 2 m), encima 20 m de calizas oscuras finamente

laminadas de tipo "Barcaliente"; sobre ellas 15 m de margas calcáreas y calizas oscuras, con crinoideos y goniatites de probable edad Westfaliense A, y a techo 12 m de una brecha con bioclásticos que forma la base de la serie siliciclástica suprayacente. Este autor, sugiere la posible existencia de hiatos o lagunas estratigráficas en el miembro superior margoso.

2.3.3.1.3 La "Caliza de Montaña" en el área de Cardaño-Resoba

En este sector es donde se manifiesta el mayor grado de complejidad de las series carbonatadas del Carbonífero medio. Los afloramientos calizos de este sector aparecen aislados y con caracteres faciales y posiciones geométricas distintos. El conjunto de afloramientos situados al Oeste de Camporredondo (26) constituyen un conjunto de olistolitos de calizas claras, y orgánogenas, similares a las del Domo de Valsurvio. Están situadas en un horizonte estratigráfico similar dentro de la formación siliciclástica suprayacente (Formación Cervera) y siempre debajo del horizonte de conglomerados de Curavacas.

El afloramiento de la Lastra constituye, junto con algunos otros más reducidos, un ejemplo de afloramiento autóctono del substrato de la Formación Cervera. En esta localidad WAGNER-GENTIS (1980) cita una asociación de faunas de goniatites hallados en calizas pardo oscuras fosilíferas con formas tales como: *Dombarites acicularis* (PAREYN), *Platygoniatites eothalasoides* (WAGNER-GENTIS), *Cravenoceras leion* (BISAT), *Cravenoceras shimansky* (RUZHENCEY & BOGOSLOYSKAYA), *Rhymnoceras gracilellum* (RUZHENCEY & BOGOSLOYSKAYA) y *Stenopronorites uralensis* (KARPINSKY) que indican la zona E₁ de *Eumorphoceras*. Por lo tanto en esta zona la base de la "Caliza de Montaña" es más antigua que en las unidades del Domo y el Brezo.

2.3.3.1.4 La "Caliza de Montaña" en las unidades alóctonas del Espigüete, Santa Lucía y otras

Al Norte del corredor de Cardaño-Resoba se diferencian en el mapa geológico una serie de unidades alóctonas caracterizadas de modo genérico por la presencia de potentes series de calizas claras, orgánogenas, mayoritariamente arrecifales en las que, en el área de Triollo, FRANKENFELD (1983) cita *Lonsdaleia reutheri* (BOLL) y *Palleosmilia murchisoni* que caracterizan el Namuriense A. Este hecho permite deducir que estas calizas son contem-

poráneas con las calizas nodulosas de la Formación Alba de otros sectores. Hacia el O del Espigüete y hacia el N de Santibáñez de Resoba las unidades alóctonas se caracterizan por la presencia de afloramientos discontinuos de calizas que, en general, contienen la "Brecha del Brezo" en su base y mayoritariamente están constituidas por calizas organógenas bioconstruidas que se indentan lateralmente en los siliciclásticos circundantes. Es frecuente en estas unidades la presencia de olistolitos de diverso tamaño y conglomerados mixtos a los que nos referiremos posteriormente.

2.3.3.2 *Las series siliciclásticas prediscordancia de Curavacas. Formación Cervera, Conglomerado de Triollo y otras. Namuriense superior-Westfaliense A*

Sobre la "Caliza de Montaña", o allí donde no existe, sobre la Formación Alba, se sitúan series predominantemente siliciclásticas, constituidas por lutitas, areniscas o grauwackas y niveles de conglomerados mixtos y/o calizas.

Estos depósitos adquieren distinto desarrollo en los diversos dominios que se han descrito en el capítulo de la "Caliza de Montaña", por lo que han recibido diferentes denominaciones con sentidos más o menos restrictivos. Así KANIS (1956) y KOOPMANS (1962) denominaron a estas series "Culm facies", BROUWER y VAN GINKEL (1964) se refieren a ellas como "Formación Cervera", término éste que ha prevalecido entre los autores holandeses. WAGNER y WAGNER-GENTIS (1962) describieron la "Formación Carmen" en el Manto de Revilla situado en la vecina hoja de Barruelo de Santullán. Posteriormente WAGNER (in litt) hace extensiva esta denominación a todos los sedimentos siliciclásticos situados encima de la "Caliza de Montaña" en todo el Norte palentino, si bien considerando la parte basal con olistolitos calcáreos que aflora en algunas localidades como "Formación Perapertú".

En la presente Hoja se utiliza el término "formación Cervera" para designar exclusivamente la secuencia siliciclástica del área de Cardaño-Resoba ya que esta serie constituye el autóctono relativo de todas las demás unidades de la Hoja. Las series siliciclásticas situadas sobre la "Caliza de Montaña" del área del Brezo se han considerado diferentes a la Formación Cervera pues forman parte de una unidad alóctona de la que la Formación Cervera en su autóctono relativo, asimismo son diferentes las series de las unidades situadas al N de corredor Cardaño-Resoba por lo que las describiremos separadamente.

2.3.3.2.1 Lutitas, areniscas, conglomerados y olistolitos calcáreos. Formación Cervera. Namuriense-Westfaliense A (25)

Denominada así por BROUWER y VAN GINKEL (1964) para sustituir el término “Culm facies”.

La parte inferior está compuesta por argilolitas negras alternando con limolitas, en él se encuentran lentejones de rocas carbonatadas; la mayoría son calizas prácticamente azoicas, que presentan facies de “mudstones” que posteriormente han sufrido recristalización pasando a microsparitas. Es frecuente la presencia de pirita muy diseminada, así como una silicificación incipiente; no existen componentes detríticos. Por su posición en la serie, en contacto con rocas siliciclásticas muy diferentes, y sin que existan facies de transición, parece razonable deducir que son “olistolitos”.

Algunas intercalaciones calcáreas son, sin embargo, biomicritas con lentejones lumaquélidos. En ellas se encuentran Gasterópodos, Lamelibranquios, Ostrácodos, Radiolarios y Fusulínidos.

El resto de la secuencia es fundamentalmente turbidítica. La proporción de grauvacas y limolitas es más o menos igual. Las grauvacas de colores marrones son de grano medio a fino, alto contenido de cuarzo y estructuras sedimentarias de corriente en las superficies de estratificación. Es característica la presencia al techo de los ritmos de arenisca, de nivel de restos de plantas flotadas inclasificables. En general, la dirección de los aportes es de S a N.

Se encuentran diversos niveles de conglomerados, normalmente de cantos flotantes, y a veces cantos flotantes dispersos en una matriz lutítica (“pebbly mudstone”). Los niveles de mayor potencia se han diferenciado cartográficamente. En general se trata de conglomerados mixtos con predominio de los clastos de cuarcitas redondeados y con menor proporción de clastos de calizas carboníferas subangulosos. La textura caótica y la abundancia de matriz lutítica permiten deducir un transporte en masa como origen de estos litosomas aunque existen niveles con señales de ser originados por una corriente tractiva.

La parte superior de la serie es predominantemente lutítica. En términos generales, y a pesar de los frecuentes cambios laterales de facies se puede deducir que los aproximadamente 2.000 m de sedimentos de la Formación Cervera se originaron en una cuenca marina sinorogénica, con aportes procedentes del Sur y con un área emergida próxima. La parte basal debe corresponder a una secuencia turbidítica proximal, y hacia el techo se desarrollan lóbulos turbidíticos locales y depósitos con señales evidentes de constituir facies canalizadas depositadas por corrientes tractivas y, que presumiblemente son facies deltaicas.

La edad de la Formación Cervera puede establecerse en base a algunos datos fragmentarios y a su posición estratigráfica. KANIS (1956) cita la presencia de *Sphenopteris stockmansii* WAGNER y *Pterinopecten rhytmicus* JACKSON que indican el Namuriense.

DORNING (en WAGNER, in litt) cita una asociación de microfloras en la vecina Hoja de Barruelo que en su conjunto indica el Westfaliense A. En la realización de la presente Hoja se ha encontrado una asociación de fusulinas en un nivel carbonatado al S. de Valverde de la Sierra que señala la zona de Profusulinella B, es decir un Westfaliense A-B.

2.3.3.2.2 Lutitas, areniscas y conglomerados del área del Brezo y S. Martín-Ventanilla. Westfaliense A (8)

Sobre las "Calizas del Brezo" y sobre las calizas de facies "Barcaliente" de S. Martín-Ventanilla se sitúa una serie siliciclástica compuesta por lutitas, areniscas y/o grauvacas y niveles de conglomerados con cantos cuarcíticos, algunos de los cuales se han representado cartográficamente.

Existen tramos con características turbidíticas (series rítmicas, marcas de corriente, etc. ...) pero son frecuentes las facies propias de una plataforma costera de poca profundidad con existencia, incluso, de facies inter a supramareales.

La potencia es difícil de evaluar pero puede considerarse superior a los 500 m.

En cuanto a la edad, ya se ha citado anteriormente la presencia de faunas del Westfaliense A en la base de la secuencia siliciclástica del área de S. Martín de los Herreros. La carencia de datos en el resto de las áreas nos hace suponer que la edad debe de corresponder al Westfaliense inferior y que posiblemente sólo esté representado el Westfaliense A.

2.3.3.2.3 Lutitas, olistolitos calcáreos y conglomerados calcáreos ("Conglomerado de Triollo") de las unidades del Espigüete, Santa Lucía y otras. (27)

Las unidades alóctonas situadas al Norte del corredor de Cardaño-Resoba, presentan dos tipos de series. Las unidades situadas al N de Valverde de la Sierra o al NE de Santibáñez de Resoba están constituidas por series siliciclásticas, predominantemente lutíticas que intercalan litosomas carbonatados autóctonos, posiblemente bioconstruidos, y niveles de olistolitos.

Sobre estas unidades y sobre las del Espigüete, Santa Lucía, etc. ..., constituidas por potentes series carbonatadas del Westfaliense A, se sitúa un conglomerado discordante, de clastos predominantemente calcáreos denominado por VAN VEEN (1965) "Conglomerado calcáreo de Triollo".

Litológicamente está constituido por cantes heterométricos de caliza y esporádicos cantes redondeados de cuarcitas. Los cantes calcáreos son angulosos a subredondeados y con tamaño de hasta varios m³, por su naturaleza litológica se deduce que su origen son las "Calizas de Montaña" en sus diversas facies, laminadas, organógenas, etc. La matriz es normalmente lutítica aunque también puede ser arenosa. Lateralmente se indentan con lutitas de naturaleza similar a los de la serie infrayacente. En general es ostensible su carácter discordante, pues se llega a apoyar sobre las formaciones devónicas, pero ese carácter es más dudoso cuando se apoya en las series lutíticas carboníferas donde sólo se puede deducir que su base es disconforme. Este carácter de paso de discordancia angular a disconformidad es característico de las discordancias de las cuencas sinorogénicas tal como señalan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) para las diversas discordancias de la Región del Pisuerga-Carrión.

Es asimismo frecuente observar el paso lateral desde una caliza bioconservada a una brecha calcárea o la presencia de cantes de cuarcita embebidos en una matriz carbonatada, aunque no se puede asegurar que en todos los casos estemos observando fenómenos isocronos.

La edad, ha sido considerada Namuriense C-Westfaliense A por VAN VEEN (op. cit.) por comparación con facies similares de un ámbito próximo; la edad Namuriense A asignada por FRANKENFELD (1983) a las calizas infrayacentes y la edad del conglomerado de Curavacas suprayacente sólo permite afirmar que el "conglomerado de Triollo" y los episodios semejantes antes descritos tienen una edad que puede oscilar desde el Namuriense A-B al Westfaliense A-B.

2.3.3.2.4 Lutitas y calizas de la Unidad del Alto Carrión. Namuriense (25)

En la unidad del Alto Carrión, sobre las calizas nodulosas de la Formación Alba se encuentran lutitas oscuras, que intercalan niveles delgados de calizas finamente laminadas (tipo "Barcaliente"), a veces bioturbadas, y pequeños bloques alóctonos de calizas más claras. La edad de estos materiales debe de ser Namuriense, aunque es probable que los metros basales aún sean Viseenses pues Viseense superior, es el techo de la Formación Alba en este sector.

2.3.3.3 Las series carboníferas postdiscordancia de Curavacas. ("Grupo Yuso"). Westfaliense B-D

Sobre las series carboníferas descritas anteriormente, y/o sobre los materiales devónicos, se sitúan un conjunto de sedimentos, predominantemente siliciclásticos, que ha sido denominado como "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" (KANIS 1956) o "Palentina" (WAGNER 1959). Históricamente, numerosos autores la han considerado extendida a toda la Región del Pisuerga-Carrión, aunque restringida a esta Región dentro de la Zona Cantábrica. Recientemente, sin embargo, ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) han demostrado el carácter no generalmente extendido de la misma y el paso de discordancia angular, sobre las unidades devónicas o en su entorno próximo, a disconformidad o ausencia de oblicuidad cartográfica ni hiato deposicional apreciable, en áreas más alejadas (Fig. 9). En el contexto de la Hoja de Camporredondo, la discordancia es prácticamente siempre evidente, si bien es menos apreciable cuando se sitúa sobre los sedimentos siliciclásticos de la Formación Cervera.

Litológicamente, el Grupo Yuso, está constituido por un potente conglomerado basal, denominado "Conglomerado de Curavacas" (KANIS 1956), que hacia el techo y lateralmente, se indenta con una serie flychoide de areniscas y lutitas alternantes, denominada informalmente "Formación lechada" por SAVAGE (1962), en el sector del Sinclinal de Curavacas. En esta serie, son frecuentes las intercalaciones lenticulares de calizas (Miembros de el Ves, Vallines y Panda). En el ángulo NE afloran terrenos de una edad equivalente, aunque en este sector (Sinclinal de Casavegas), se han definido formaciones distintas como veremos posteriormente.

2.3.3.3.1 Conglomerados cuarcíticos — (Formación Curavacas). Westfaliense A-B (28)

ORIOL (1876), fue el primero que describió el conglomerado de Curavacas en su localidad tipo, la Peña de Curavacas (2.520 m s.n.m.), formada enteramente por estos materiales. Fue KANIS (1956) quien definió formalmente la Formación Conglomerado de Curavacas en el Sinclinal de los Cintos, dentro de la presente Hoja.

Litológicamente, este conglomerado está constituido por cantos de cuarcitas de tamaños variables ("pebbles", "cobles" y "boulders"), general-

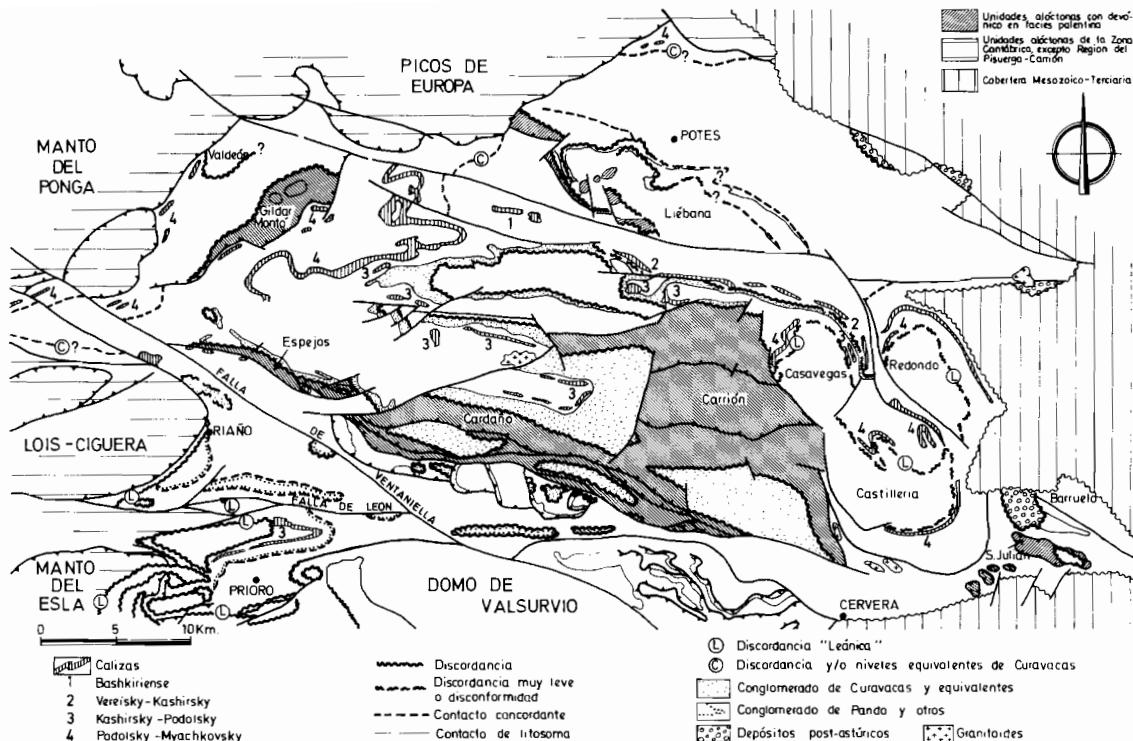


Fig. 9.— Esquema geológico de la Región del Pisuerga-Carrión mostrando las diversas discordancias y unidades alóctonas.
Tomado de ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983).

mente bien redondeados y mal calibrados y con matriz relativamente abundante. El conjunto presenta cambios laterales importantes en cuanto a espesor y características sedimentarias. En general la estratificación es poco evidente, excepto cuando existe algún nivel arenoso interestratificado.

La potencia varía entre los 500 m del área de los Cintos y más de 800 en el área del pico Curavacas, hasta quedar reducido a unas decenas de metros y llegar a desaparecer hacia el O y N, fuera ya de la Hoja. En el sector de Cardaño-Resoba la potencia oscila en torno a las decenas de metros.

En el área del Sinclinal de los Cintos, el Conglomerado de Curavacas presenta frecuentemente ritmos granodecrescentes con matriz arenosa que finalizan en suelos de vegetación. En general los clastos tienen un tamaño entre 5 y 15 m con tamaños máximos en torno a los 50 cm, la matriz es arenosa y son frecuentes las intercalaciones de areniscas con laminación cruzada de gran ángulo, de lutitas e incluso de algún carbonero. Estos hechos atestiguan el carácter inequívocamente fluvial (y/o fluviodeltaico) de la Formación Curavacas en este sector. En las facies de llanura de inundación son frecuentes los fósiles vegetales; KANIS (1956) y WAGNER (1960; in litt) describen la presencia de los siguientes fósiles vegetales: *Paripteris linguaefolia* (BERTRAND), *Linopteris* cf. *neuropterooides* (VON GUTBIER), *Neuropteris resobae* CLEAL, *Alethopteris* cf. *michauxi* BUISINE, *Lonchopteris rugosa* BRONGNIART, *Mariopteris muricata* (VON SCHLOTHEIM), *Eusphenopteris* cf. *aldrichi* VAN AMEROM, *Alloipteris tenuissina* (PRESL), *Sphenopteris (Zeilleria) frenzli* STUR, *Sphenopteris (Urnatopteris) tenella* (BRONGNIART), *Sph. (Urnatopteris) herbacea* (BOULAY), *Sphenopteris (Boweria) schatzlarensis* (STUR), *Sphenopteris (Renaultia) schwerini* (STUR), *Sph. (Renaultia) chaerophylloides* (BRONGNIART), *Sph. footneri* MARRAT, *Sph. latinervis* DANZE, *Sph. cf. acutiloba* DANZE (NON STERNBERG), *Pecopteris (Zeilleria) avoldensis* (STUR), *Pecopteris (Senftenbergia) pennaeformis* (BRONGNIART), *Pec. (Senftenbergia) plumosa — dentata* (ARTIS) — BRONGNIART, *Pecopteris volkmanni* SAUVEUR, *Spheniphyllum cuneifolium* STERNBERG, *S. kidstoni* HEMINGWAY, *S. lineare* WAGNER, *Annularia radiata* BRONGNIART, *Asterophyllites grandis* STERNBERG, *A. tenuifolius* STERNBERG, *Calamites carinatus* STERNBERG, *Lepidopholios laricinus* STERNBERG, *Lepidodendron simile* KIDSTON, *Sigillariostrobus rhombibracteatus* KIDSTON, indican el Westfaliense B.

En el sector del Sinclinal de Curavacas, al N de la localidad de Cardaño de Arriba, se diferencian claramente dos horizontes conglomeráticos con una potencia variable entre 100 y 300 m con una intercalación de lutitas y

areniscas intermedia de potencia similar. El nivel basal presenta litología variable de conglomerados cuarcíticos con intercalaciones de lutitas y areniscas y sus facies sedimentarias son similares a las de los Cintos. En uno de los niveles lutíticos, una flora estudiada por STOCKMANS y WILLIERE (1965) indica una edad Westfaliense A superior.

El nivel superior es un conglomerado cuarcítico más puro aunque hacia el Oeste, dentro ya de la vecina Hoja de Riaño, este nivel desaparece y se identa lateralmente con la secuencia arenoso-pelíticas de la Formación Lechada. Hacia el E, en el pico Curavacas, ambos niveles se convierten en una sola secuencia conglomerática de unos 700 a 1.000 m de potencia. Litológicamente, este nivel superior está constituido por cantos cuarcíticos sobre-dondeados a bien redondeados, mal clasificados y con un pequeño porcentaje de clastos subangulosos, a veces de gran tamaño, de calizas. La matriz arenoso-arcillosa (de tipo grauwáckico) es, a veces, muy abundante. En general se observa una granoselección, tanto de los clastos como de la matriz y la fábrica general varía desde conglomerados con los clastos en contacto ("clast supported"), en la base de los ritmos, a niveles de cantos flotantes con matriz lutítica ("plebbly mudstones"); es frecuente también la existencia de "slumps" y señales de flujo en la matriz lutítica. Estos hechos permiten deducir una génesis a partir de corrientes submarinas de alta densidad desplazadas por gravedad ("Mud flow") tal como coinciden en señalar KOOPMANS (1962), VAN VEEN (1965) y SAVAGE (1967).

En el sector de Cardaño-Resoba, al S de los anteriormente considerados, se ha representado como Conglomerado de Curavacas un litosoma conglomerático más reducido en potencia que, en general, se apoya sobre los sedimentos carboníferos más antiguos sin discordancia apreciable, aunque carecemos de datos de edad para considerar con absoluta seguridad como Conglomerado de Curavacas este horizonte. En el sinclinal situado al S de Cardaño de Abajo los conglomerados de "Curavacas" constituyen un nivel bien definido formado por conglomerados cuarcíticos con matriz arenosa, cuya potencia disminuye hacia el E. En el sector al S de la Lastra, KOOPMANS (1962) considera que los materiales lutíticos con intercalaciones de cantos flotantes cuarcíticos y calizas podrían pertenecer al Grupo Yuso a pesar de no observar discordancia con los sedimentos carboníferos infrayacentes. Para ello establece como criterio diferenciador la presencia de clastos calcáreos devónicos y carboníferos en el Grupo Yuso y solamente carboníferos en la Formación Cervera infrayacente.

Sin cuestionar esta apreciación, la carencia de datos cronoestratigráficos y la similitud de facies entre ambos grupos litológicos en este sector han aconsejado representar los sedimentos originados por

corrientes submarinas dentro de este área como pertenecientes a la Formación Cervera.

En términos generales podemos observar, en la mitad N de la Hoja, como el litosoma conglomerático se adelgaza progresivamente hacia el Oeste (y hacia el N fuera ya de la Hoja), a medida que su base para ser de discordante a disconforme (Fig. 9), y las facies de fluviales a de pendiente submarina. Esta distribución de facies y potencias, y la propia naturaleza de los clastos cuarcíticos, con un notable grado de recristalización impropio de la Zona Cantábrica, hacen pensar en un área fuente situada al S o SE de la Hoja de Camporredondo y un origen ligado al fin del emplazamiento alóctono de las unidades devónicas y carboníferas del Alto Carrión, Espigüete, etc., tal como señalan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983). El litosoma conglomerático del área de Cardaño-Resoba podría ser un horizonte equivalente, aunque ligado genéticamente a las unidades de S. Martín-Ventanilla y Domo de Valsurvio, de forma similar a horizontes equivalentes descritos por ALONSO (1982) en la vecina Hoja de Riaño.

2.3.3.3.2 Areniscas y lutitas. (Formación Lechada) Westfaliense B-D (30, 33 y 34)

La Formación Lechada, definida informalmente por SAVAGE (1965) en el arroyo homónimo de la vecina Hoja de Potes, constituye una potente secuencia flychoide arenoso-pelítica con una potencia máxima observable de unos 1.000 m. Litológicamente contiene, asimismo, niveles lenticulares de conglomerados y de lutitas así como litosomas carbonatados ("Miembro calizo de el Ves" o calizas de el Ves-Vallines) que describiremos separadamente.

Diversas asociaciones de facies es posible distinguir en esta serie. En la parte basal, inmediatamente encima del Conglomerado de Curavacas se sitúa un conjunto de lutitas oscuras, con una potencia máxima de 300 m en el sector oriental del Sinclinal de Curavacas, que decrece ostensiblemente hacia el Oeste. Contiene intercalaciones de los grandes litosomas carbonatados antes citados así como cantos de cuarcita aislados y lentejones de conglomerados con evidentes muestras de estar deslizados gravitacionalmente. Estos sedimentos pueden ser interpretados genéticamente como depósitos de talud originados por corrientes de alta densidad, de forma similar a los conglomerados infrayacentes, aunque procedentes de una plataforma en la que habrían disminuido los aportes continentales y en la que se desarrollaba una sedimentación carbonatada en algunas áreas.

Hacia el techo de la serie, así como hacia el NO, aumenta gradualmente la relación arenisca/lutita y la Formación Lechada se transforma en una alternancia de areniscas y lutitas ordenadas frecuentemente en secuencias de BOUMA. Abundan las marcas de corriente tipo "flute" y "groove", indicando, normalmente, un sentido de la corriente desde el E-SE hacia el N-NO (LOBATO 1977). Son frecuentes también los "slumps" intraformacionales. Las pistas fósiles no son demasiado abundantes, entre ellas CRIMES (en LOBATO 1977) cita *Hemithopsis*, *Papaedictyon chondrites* y *Cosmoparape*.

Por último es de destacar la existencia de intercalaciones lenticulares, de hasta 100 m de potencia, de grauwackas de grano grueso, que, en algunos casos, se han representado cartográficamente.

Litológicamente es de destacar la existencia de feldespatos dentríticos además de cuarzo y fragmentos de roca y como constituyentes petrográficos. Están intercaladas entre facies turbidíticas tanto en la vertical como en la horizontal, y con frecuentes las de corriente en los muros. En general carecen de estructura interna y la estratificación es masiva.

Desde el punto de vista genético, estos sedimentos deben de representar coladas arenosas caídas por gravedad en forma de suspensiones muy cargadas con gran cantidad de colisiones intergranulares (depósitos de "grain flow").

2.3.3.3.3 "Calizas de el Ves y Vallines". Westfaliense C-D (31)

Intercaladas entre los miembros lutíticos basales de la Formación Lechada se han cartografiado un conjunto de lentejones calcáreos que en algunos casos presentan muestras evidentes de constituir olistolitos deslizados por gravedad. Se pueden situar prácticamente en un mismo horizonte estratigráfico, muy próximo al techo del Conglomerado de Curavacas. VAN VEEN (1965) y SAVAGE (1967) describen estos niveles como "Miembro calcáreo de el Ves" aunque LOBATO (1977) las denomina "Calizas de el Ves y Vallines". Litológicamente son calizas claras, organógenas, a veces bioconstruidas; en otros casos tienen el aspecto de calizas bioclásticas (biocalcareitas). VAN GINKEL (1965) cita, en estas calizas, foraminíferos de la Zona Profusulinella Subzona B (Moscoviense superior, equivalente a un Westfaliense C-D). LYS (en LOBATO 1977) determina en niveles equivalentes de las vecinas hojas de Riaño y Potes, faunas de algas y foraminíferos del Kashiriense posiblemente superior (Westfaliense C).

2.3.3.3.4 Calizas y lutitas. (Miembro Sierra Coriza). Podolskiense superior (Westfaliense D) (35, 36)

En la esquina NE de la Hoja, aflora un pequeño sector de la serie Westfaliense del Sinclinal de Casavegas. En este área, los sedimentos por encima del Conglomerado de Curavacas se han dividido en varias formaciones. Las más usuales han sido las Formaciones Vañes y Sierra Coriza del NEDERLOF y de SITTER (1957), WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963), BROUWER y VAN GINKEL (1964), FRETS (1965), VAN GINKEL (1965) y de SITTER y BOSCHMA (1966), entendidos por estos autores con diferente magnitud estratigráfica. VAN DE GRAAFF (1971) propone una división, aceptada posteriormente, en Formaciones Vañes y Vergaño, esta última con un miembro carbonatado superior ("Miembro carbonatado Sierra Coriza").

Este nivel estratigráfico, con una potencia de 300 m, está constituido por calizas, de hasta 200 m de potencia, que se acuñan lateralmente de forma rápida y que han recibido multitud de denominaciones locales: calizas de Peña Tremaya, Agujas, Abismo... etc. y concretamente los que afloran en la Hoja de Camporredondo, calizas de Peña Maldrigo. También contiene lutitas y margas.

Litológicamente son calizas bioclásticas, a veces bioconstruidas que representan, según VAN DE GRAAFF (op. cit.), colonizaciones arrecifales de la plataforma en los períodos de destrucción de los deltas de la Formación Vergaño.

Contienen una abundante fauna de foraminíferos que en la vecina Hoja de Barruelo (WAGNER, in litt.) atestiguan una edad comprendida entre el Podolskiense superior y el Miachkoviense inferior. Asimismo WAGNER (op. cit.) cita varios yacimientos de flora en las lutitas de este miembro con edades del Westfaliense D inferior.

En la presente Hoja una fauna de foraminíferos contiene *Fusulinella vozaghensis*, *F. agujasensi*, *F. rossoschanica Kamerlingui*, etc., que definen una edad probable Podolskiense superior.

2.3.4 Los materiales carboníferos discordantes del Westfaliense D superior-Cantabriense

En la Hoja de Camporredondo afloran dos conjuntos de materiales del Westfaliense D superior-Cantabriense separados geográficamente. En el extremo NE la Formación Ojosa se apoya con una leve disconformidad sobre

el Miembro Sierra Coriza descrito anteriormente. La parte Sur está ocupada por los materiales de la “cuenca” de Guardo-Cervera.

2.3.4.1 Areniscas, lutitas, calizas y conglomerados (*Formación Ojosa*). *Westfaliense D superior-Cantabriense* (38, 39)

Esta formación fue definida por WAGNER y VARKER (1971) en el Sinclinal de Casavegas. Está constituida por una alternancia de areniscas y lutitas con predominio de estas últimas existiendo algunas intercalaciones calcáreas y conglomeráticas.

Los autores citados anteriormente le atribuyen un espesor superior a los 2.300 m.

Se trata de sedimentos deltáticos, depositados en un mar muy somero, encontrándose sedimentos carbonatados, con fauna de mar abierto, areniscas de tipo barrera y playa, a las que se asocian suelos de vegetación y capas de carbón. En la base de la formación existe un pequeño intervalo, cuyas lutitas muestran intercalaciones de arenisca turbidítica.

En la parte media de la serie, hay dos niveles de calizas discontinuas, el superior recibe el nombre de Caliza de Lores. Allí cita VAN GINKEL: *Parastaffella sp.*, *Millerella ex. gr. acuta et mutabilis*, *Schubertella ex. gr. Kingi*, *Profusulinella ex. gr. librovitchi*, *Fusiella prae lacenti formis*, *Fusulinella loresae* pertenecientes a la zona de *Fusulinella*, subzona B₃. WAGNER establece la base del Cantabriense en el muro de la Caliza de Lores, por lo que desde ella hacia abajo la formación Ojosa pertenece al Westfaliense D y por encima al Cantabriense.

2.3.4.2 La “cuenca” de Guardo-Cervera

Situado al S de la hoja constituye la terminación septentrional de la citada cuenca.

Los materiales son de edad Westfaliense D superior – Cantabriense y reposan discordantes sobre terrenos devónicos o carboníferos más bajos. Su potencia alcanza los 3.200 m de sedimentos continentales y marinos, de origen deltaico.

En la memoria de la Hoja de Guardo, puede encontrarse una descripción detallada de la cuenca, donde se describen los 11 tramos diferenciados cartográficamente. En la presente hoja sólo afloran los 4 tramos inferiores que describiremos seguidamente.

2.3.4.2.1 Tramo Requejada – Cantoral – Tomasones (9)

El paquete Tomasones se caracteriza por la presencia de lutitas rojizas. Estas lutitas afloran a lo largo de la falla del límite septentrional de la cuenca en casi toda la banda desde Velilla de Tarilonte hasta Guardo. Además de las lutitas, contienen capas de carbón y carboneros. La potencia varía de 120 a 265 m.

El paquete Cantoral está representado por un tramo lutítico, con fauna de Lamelibranquios, lo que indica su origen marino somero.

La potencia oscila desde 40 m al 0; y llega a 105 m en la parte oriental.

El paquete Requejada, de origen fluvial, se encuentra bien representado en la zona próxima a Cantoral, contiene capas de carbón relativamente continuas que son objeto de explotaciones, areniscas y lutitas. La potencia media varía de 190-200 m.

2.3.4.2.2 Tramo Villafría-S. Pedrín-Villaverde (10)

El paquete Villafría está constituido por lutitas y areniscas, en secuencias rítmicas. Contiene fauna de Lamelibranquios a veces acompañados de Gasterópodos y Crinoides, lo que indica un origen claramente marino. La potencia varía de 40 a 170 m.

El paquete San Pedrín, muestra facies generalmente fluviales, propiciando esto la poca continuidad de las capas de carbón. Sin embargo, en la zona de Santibáñez de la Peña, en su parte superior se intercala un nivel marino de unos 9 m, conteniendo Lamelibranquios, pistas de Tetrápodos, Xiphosúridos y Gasterópodos. La potencia es de 100-145 m.

El paquete Villaverde se encuentra bien representado en el NO de Villa-verde de la Peña, es aquí un tramo muy uniforme, con lutitas lajadas alternando con aleurolitas y areniscas. En otras localidades este tramo no presenta la misma imagen, teniendo ritmos de colmatación y terminando a veces en un carbonero. La potencia se estima en 60-80 m.

2.3.4.2.3 Tramo Tarilonte-Santibáñez (11)

El desarrollo más característico del Paquete Tarilonte se observa en el corte de Velilla de Tarilonte. Consta en gran parte de secuencias rítmicas de colmatación coronadas, a veces, por suelos de vegetación y carboneros de unos pocos centímetros de espesor.

En términos generales el paquete Tarilonte es predominantemente marino hacia el E y básicamente continental en el sector occidental.

En la zona E de Guardo, el tramo mantiene su carácter mixto. En la parte alta del tramo existe un nivel ligeramente calcáreo que contiene fauna de mar abierto con braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, crinoideos y coralarios tabulados. Este nivel ha servido de guía en la zona comprendida entre el E de Velilla y el W de Villaverde de la Peña. La potencia estimada es de 230-450 m.

Las facies mixtas de Tarilonte, dan paso de forma gradual a los sedimentos fluviales que encierran el paquete productivo más importante. Este tramo es conocido con el nombre de paquete de Santibáñez y es el mismo que en la zona de Guardo se conoce como paquete de "La Ancha".

Las facies del tramo de Santibáñez son en gran parte típicas de llanura de inundación, estando representadas sobre todo por lutitas con suelo de vegetación, lutitas carbonosas, carboneros y capas de carbón. Los indicios de paleocauce no son muy frecuentes y probablemente se trataba de ríos encauzados pero que no se interferían en el desarrollo de las turberas, dado que el resultado final ha sido la formación de capas de carbón de considerable extensión. La potencia se puede cifrar alrededor de 100 m.

2.3.4.2.4 Tramo de las Heras (12)

El tramo continental de Santibáñez finaliza bruscamente por una transgresión marina que afectó a toda la cuenca. Esta trasgresión se observa al N. de Velilla de Tarilonte donde sedimentos marinos con fauna de mar abierto están inmediatamente encima de los depósitos continentales del tramo anterior. En la zona de las Heras, se han encontrado los mismos elementos faunísticos además de algún fragmento de trilobites, aquí se presenta bastante replegado y por tanto con una anchura aparente considerable (de ahí el nombre de las Heras), sin embargo el espesor real del tramo marino no sobrepasa 50 m. En la zona de Guardo consta de lutitas con fauna de Lamelibranquios.

2.3.4.2.5 Flora y fauna de la Cuenca

En total se han clasificado más de 50 especies, de las cuales 10 ó 20 resultan frecuentes y comunes a todos los tramos estratigráficos reconocidos. Es evidente que el tiempo transcurrido en la deposición de las series

ha sido relativamente corto, por ello hay especies que han resultado más o menos restringidas a intervalos inferiores o superiores de la sucesión estratigráfica total. Se ha comprobado que algunas especies empiezan poco a poco a hacerse más abundantes, mientras que otras desaparecen muy paulatinamente. Un caso muy claro lo representa la especie *Alethopteris grandinoides* que pasa paulatinamente a la especie *Alethopteris zeilleri* mediante la variedad zubzeilleri de la primera. La frecuencia relativa de las tres formas distinguidas muestra que se siguen perfectamente en el tiempo.

Las desapariciones y apariciones de varias especies, unidas a la frecuencia relativa de su presencia en tramos estratigráficos consecutivos, permite utilizar a las asociaciones de flora como indicios bastante fidedignos de edades algo diferentes que se siguen en el tiempo aunque en total no hubiera más que unos pocos millones de años. En cuanto a la datación de la flora, se nota que la sucesión comienza en estratos de edad Westfaliense D superior y que termina con depósitos formados durante la parte media del Cantabriense. El tiempo total transcurrido quizás no haya sido superior de 4 ó 5 millones de años.

La fauna de agua dulce está constituida por lamelibranquios del género *Anhraconaria*.

2.4 CRETACICO (13)

Solamente hay un pequeño afloramiento en el extremo meridional de la hoja, y que es continuación de la franja cretácica que por el Sur bordea al macizo paleozoico. La sucesión se inicia con el depósito discordante de materiales continentales transgresivos sobre el zócalo, a continuación y concordantes se sitúan sedimentos que marcan la transgresión marina con facies costeras y clara influencia continental, continúa con tramos carbonatados que indican la culminación de la etapa marina y paulatinamente hacia el techo van pasando a sedimentos de facies Garumniense que suponen el fin de la regresión y el paso Cretácico-Terciario.

El afloramiento cretácico pertenece al tramo más inferior de los tres que se dividen los terrenos de ese período en la zona, se trata del "Tramo Inferior Detritico".

Fue denominado "Formación Voznuevo" por EVERIS (1967), nombre que ha sido respetado en trabajos posteriores.

Lo forman materiales detriticos poco o nada consolidados destacando en el campo por sus tonos peculiares. Muestran un amplio espectro de tamaño de grano, aunque los componentes mayores de 6 cm, son muy raros.

La serie comienza con los sedimentos más gruesos: conglomerados y microconglomerados de cantos cuarcíticos de subredondeados a angulares, la matriz es arenoso-caolinífera. Paulatinamente va disminuyendo el tamaño para dar paso a las arenas, que es el material dominante, de tonos que varían entre el blanco, amarillento y rojizo. El cuarzo que forma casi la totalidad de los granos, es de subangulosos a subredondeado; los feldespatos son mucho menos abundantes; la caolinita varía de 7 a 11% y como minerales accesorios aparecen turmalina, circón, rutilo, estaurolita y opacos. Abundan las pasadas arcillosas y son frecuentes los paleocanales y estratificaciones cruzadas.

Las arcillas presentan un colorido bastante variable, predominando el gris y rojo. Tienen alto contenido en fracciones gruesas, lechos arenosos y localmente lignitos, aunque por lo general en los lechos negros y en algunos fragmentos de madera que se presentan piritizados, no se ha llegado a producir en ellos procesos de carbonificación.

Los rasgos sedimentológicos y las características de los materiales no dejan lugar a dudas sobre el origen fluvial de los sedimentos y que el depósito tuvo lugar bajo un clima de templado a cálido con elevada pluviometría. Las direcciones de paleocorrientes indican que los aportes provienen del O, S o SO, deduciendo que la composición mineralógica indica un área madre de rocas ácidas principalmente graníticas o metamórficas. El que los feldespatos sean menos abundantes que en otros lugares similares, puede ser debido a una mayor distancia de transporte. También pudiera suceder que estos materiales son de un segundo ciclo, habiendo sido erosionados de sedimentos más próximos al área madre. La predominancia de materiales estables y la relativamente escasa presencia de feldespatos podría avalar esta hipótesis. La transformación de feldespatos en caolinita ha ocurrido después del depósito como resultado de fenómenos de meteorización.

CIRY (1939) atribuía estos materiales a la facies Wealdense. Esto se ha mantenido tradicionalmente aun reconociendo que la posición cronoestratigráfica difiere bastante de la que generalmente presenta esta facies en el resto de España.

La posición estratigráfica y los estudios palinológicos realizados por AMERON (1965), demuestran que están situados entre la parte superior del Cretácico inferior y la parte inferior del Cretácico superior, siendo en conjunto más modernos hacia el O, tratándose de un depósito diacrónico.

La potencia, dadas las condiciones de afloramiento es difícil de precisar, estimándose en unos 350 m.

2.5 CUATERNARIO

Dos conjuntos de depósitos cuaternarios es posible diferenciar en la Hoja de Camporredondo de Alba.

El conjunto más antiguo está formado por los depósitos glaciares y fluvioglaciares así como por las terrazas antiguas del Pisuerga o del Carrión actualmente colgadas en superficies disectadas por la red fluvial actual.

El conjunto más moderno lo forman los aluviones y terrazas subactuales así como los depósitos de ladera y conos de deyección.

2.5.1 Depósitos glaciares y fluvioglaciares (40)

Constituidos por bloques, areniscas y arcillas ligados a dos círcos glaciares aún conservados en el área de Pico Orvillo en el Domo de Valsurcio. En la mitad Norte de la Hoja es también muy espectacular la morfología glaciar con el desarrollo de numerosos círcos, ocupados a veces por lagunas en el área próxima al pico Curavacas. El valle alto del río Carrión, presenta una morfología glaciar muy bien conservada, especialmente al atravesar los conglomerados de Curavacas, y los depósitos aluviales de su valle proceden en parte de la removilización de depósitos glaciares o fluvioglaciares situados aguas arriba.

La superficie plana e inclinada situada al Sur de Valverde de la Sierra, constituye una llanura de frente glacial bien conservada conectada hacia el N y NE con los aparatos glaciares del pico Espigüete y altos del Aguasalío y hacia el Sur con la Terraza más alta del río Grande, a la que nos referiremos posteriormente.

2.5.2 Terrazas antiguas (43)

Se agrupan en esta denominación la terraza más alta diferenciada por NOSSIN (1959) en el área del río Pisuerga (cuadrante suroriental de la Hoja) así como la terraza más alta del interfluvio suroriental.

Litológicamente estas terrazas están constituidas por cantos de cuarcita, en muchos casos heredados del conglomerado de Curavacas, con arenas, limos y arcillas todo ello de un color intensamente rojizo. Estos depósitos tienen un espesor de 10-15 m y debieron ocupar extensiones considerables sobre las llanuras disectadas actualmente por la red fluvial.

En el área del río Pisuerga esta terraza forma una extensa plataforma estructural situada a unos 120 m sobre el cauce actual del río.

Esta terraza fue originada según NOSSIN (op. cit.) por un río de curso anastomosado en una época inmediatamente anterior a la época glaciar. La terraza alta del interfluvio de los ríos Carrión y Grande presenta una litología similar así como también un color rojizo. Está situada a unos 100 m del cauce actual y presenta un suave buzamiento hacia el Sur. KOOPMANS (op. cit.) considera para estos depósitos un origen ligado a los aparatos glaciares del área de Valverde de la Sierra situados al Norte.

2.5.3 Derrubios de ladera y conos de deyección (41)

Constituyen extensos canchales de clastos cuarcíticos o calcáreos en las proximidades de los relieves más importantes (Espigüete, Orvillo, Curavacas, etc.). En algunos casos están cementados, especialmente los de naturaleza calcárea.

2.5.4 Aluviones y terrazas modernas

Se agrupan en este conjunto todos los depósitos aluviales y las terrazas fluviales ligadas a los cauces actuales. Litológicamente son depósitos de cantos con arcillas y arenas de matriz.

En algunos sectores, como el curso alto del río Carrión estos depósitos presentan caracteres fluvioglaciares heredados.

En la parte Sur del curso del río Carrión KOOPMANS (op. cit.) diferencia hasta cinco terrazas situadas a 15, 35, 55 m de altura sobre el cauce actual del río; sin embargo la naturaleza prácticamente idéntica de estos depósitos nos ha movido a agruparlos en un único conjunto cartográfico. La terraza más alta, situada entre los cauces de los ríos Carrión y Grande ya hemos visto que debe corresponder a una terraza antigua ligada a los aparatos glaciares de más al Norte.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

La Hoja de Camporredondo de Alba se encuentra situada en el límite de dos de las regiones en que puede dividirse la Zona Cantábrica desde un punto de vista estructural y paleogeográfico, (Fig. 1). La mitad Sur de la Hoja constituye la terminación oriental de la Región de Pliegues y Mantos, y la mitad Norte la parte Sur de la Región del Pisuerga-Carrión.

La Región de Pliegues y Mantos se caracteriza estructuralmente por la presencia de Mantos de corrimiento de tipo "apalachense" (JULIVERT 1971) con pliegues asociados vergentes hacia la parte cóncava del Arco Asturiano, modificados por un replegamiento posterior en el que JULIVERT y MARCOS (1973) diferencian dos sistemas de pliegues, uno "longitudinal" a las trazas cartográficas de los mantos y otro oblicuo al anterior y "radial" respecto al Arco Asturiano. Dentro de la Región de Pliegues y Mantos se pueden diferenciar una serie de unidades estructurales, (Fig. 2) que, normalmente corresponden a grandes mantos de corrimiento. Dentro de la Hoja de Camporredondo se encuentran el Domo de Valsurcio (KOOPMANS 1962), que ocupa el cuadrante suroccidental, y la unidad de la Sierra del Brezo (KANIS 1956) o Unidad de S. Martín-Ventanilla (PULGAR 1973), que ocupa el cuadrante suroriental.

La Región del Pisuerga-Carrión se caracteriza por la presencia de unidades alóctonas de materiales silúrico-devónicos con facies sedimentarias más profundas que las de la Región de Pliegues y Mantos. Estas unidades han sido interpretadas como mantos de corrimiento enraizados en la Región y vergentes al Sur (AMBROSE, 1974; SAVAGE, 1979) o bien como "olistoplacas" desenraizadas procedentes del Sur (FRANKENFELD, 1983; ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983). Son también característicos de esta región la abundancia de sedimentos sinorogénicos y la persistencia de esta característica desde el Namuriense al Estefaniense así como la presencia de varias discordancias intracarboníferas (Fig. 9).

Dentro de la Hoja de Camporredondo pertenecen a la Región del Pisuerga-Carrión la unidad alóctona del Cardaño-Arauz (LOBATO, 1977) o Alto Carrión (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983) así como los materiales Westfalienses discordantes de los sinclinales de Curavacas y los Cintos (Fig. 2, 9 y ESQUEMA TECTONICO).

La zona de Cardaño-Resoba constituye el autóctono relativo de todas las unidades alóctonas enumeradas anteriormente y por sus caracteres sedimentarios se ha incluido históricamente en la Región del

Pisuerga-Carrión o en el “Dominio Palentino” de los autores holandeses y alemanes.

Las unidades alóctonas del Espigüete, Santa Lucía, etc., ..., constituidas básicamente por “Caliza de Montaña” de facies similares a las del Domo de Valsurcio, han sido consideradas asimismo, pertenecientes a la Región del Pisuerga-Carrión o del “Dominio Palentino” por todos los autores precedentes. Sin embargo, sus caracteres sedimentarios presentan similitudes con los de la zona del Domo de Valsurcio por lo que también es posible considerar estas unidades como unidades alóctonas desenraizadas pertenecientes a la Región de Pliegues y Mantos, criterio éste mantenido por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) en Fig. 2.

Es de destacar, por último, la presencia de dos grandes fracturas que atraviesan la Hoja y que son accidentes de importancia estructural a escala de toda la Zona Cantábrica (Fig. 1, 2 y ESQUEMA REGIONAL). Las denominadas Falla de León y Falla de Ventaniella, han sido objeto de numerosas interpretaciones y polémicas que se describirán posteriormente.

Todos los acontecimientos tectónicos y accidentes que afectan a la Hoja de Camporredondo se originaron en el Carbonífero y pertenecen por lo tanto al ciclo hercíniano de Europa Occidental. Los síntomas de inestabilidad tectónica se detectan a partir del Namuriense con presencia de sedimentos sinorogénicos (brechas, olistolitos, series flysch, ...) ya descritos en el capítulo de Estratigrafía.

Las grandes fracturas que atraviesan la Hoja (especialmente la de Ventaniella) así como algunas del borde Sur, han tenido reajustes alpinos como se evidencia en las vecinas Hojas de Guardo y Barruelo.

3.2 LA ESTRUCTURA DE LAS DIFERENTES UNIDADES TECTONICAS

Los diferentes dominios y unidades de la Hoja de Camporredondo de Alba presentan una estructura interna y un estilo tectónico propios en función de la naturaleza de los materiales y de su historia estructural por lo que se hará una descripción individualizada de cada unidad o zona.

3.2.1 La estructura del Domo de Valsurcio

El Domo de Valsurcio, definido y descrito por KOOPMANS (1962), es una de las unidades que componen la Región de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica (Fig. 2).

La característica más notoria del Domo de Valsurcio, además de su estructura en domo, es la escasa presencia cartográfica de cabalgamientos y escamas que caracteriza, en general, a las unidades de la Región de Pliegues y Mantos. Por otra parte tampoco es excesivamente evidente en la cartografía el carácter de la relación estructural del Domo de Valsurcio con el sector de Cárdena-Resoba y con la Unidad de S. Martín-Ventaniella; en el primer caso el límite está casi siempre constituido por las fallas de León o Ventaniella y en el segundo el Domo de Valsurcio se prolonga sin solución de continuidad con la escama más meridional de esta unidad.

La estructura general es la de un simple domo complicado con estructuras de menor rango en su núcleo. Un análisis más detallado revela, sin embargo, una mayor complejidad estructural.

El flanco Sur está constituido aparentemente por una serie monocinal de "Calizas de Montaña" y "Cuarcitas de Camporredondo" buzando entre 40 y 60° al Sur. La presencia de afloramientos alargados de rocas devónicas, dentro de la "Caliza de Montaña", en la vecina hoja de Guardo, revela la existencia de algunas escamas y cabalgamientos dentro de las calizas. Este fenómeno es perceptible también en la serie cuarcítica de la Formación Camporredondo; la fractura que pasa por la localidad de Valcovero debe de constituir, en su sector occidental, un cabalgamiento que al Oeste de Valcovero hace cabalgar la Formación Hornalejo sobre la Formación Camporredondo. La prolongación hacia el Oeste, dentro de la Formación Camporredondo, debe de conservar este carácter, a pesar de un posible rejuego posterior. Hacia el Este, por el contrario, el carácter de este accidente, cortando indiscriminadamente contactos y estructuras evidencia un origen posterior y no ligado a los cabalgamientos.

El núcleo del Domo de Valsurcio presenta una estructura compleja. En el área de Otero de Guardo las calizas de la Formación Otero dibujan un simple anticinal, sin embargo hacia el Este la estructura se complica dibujando estas calizas dos anticinales denominados por KOOPMANS (1962), anticinal de Otero, el meridional y Compuerto el septentrional. La geometría del anticinal de Otero, así como la presencia de una fractura en su flanco Norte hacen pensar en la presencia de un nuevo cabalgamiento en este sector, posiblemente retomado por una fractura posterior. En el flanco Norte del anticinal de Compuerto, concretamente en el valle del arroyo de Abianos, es notoria la presencia de una cabeza buzante de un anticinal sinformal con su flanco inverso fallado. Esta estructura, descrita ya por KOOPMANS (op. cit.) constituye una evidencia de la existencia de estructuras anteriores a la formación del Domo de Valsurcio y por lo tanto deformadas por él.

El sector del Domo próximo a la localidad de Valsurvio presenta también una estructura complicada. La prolongación hacia el Este del anticinal de Compuerto, denominado anticinal de Hornalejo por KOOPMANS (op. cit.), parece plegar a una estructura anticinal anterior prácticamente ortogonal. Por otra parte la existencia de una fractura aproximadamente N-S, levemente arqueada, hace pensar igualmente en la presencia de un posible cabalgamiento, con pliegues asociados, plegados conjuntamente por un anticinal prácticamente ortogonal. La lectura cartográfica de este fenómeno se ve enmascarada por el rejuego tardío de esta fractura, y otras asociadas, cortando indiscriminadamente diferentes formaciones.

En el sector noroccidental del Domo de Valsurvio y ya al Norte de la falla de Ventaniella, es bien visible en la cartografía un sinclinal dibujado por la "Caliza de Montaña" cuyo plano axial buza al Norte y que fue denominado sinclinal de Dorada por KOOPMANS (op. cit.). Son frecuentes en este sinclinal los pliegues menores, de longitud de onda en torno a 10 m, asimétricos con ejes buzando 30/40° hacia el NE y NNE.

Hacia el E, es bien perceptible la presencia de un cabalgamiento de bajo ángulo, con la caliza nodulosa "griotte" de la Formación Alba como nivel de despegue, que constituye el cabalgamiento basal de la escama más meridional de la Unidad de S. Martín-Ventaniella, sobre los materiales siliciclásticos por encima de la "Caliza de Montaña" de la unidad más septentrional. En este sector, a pesar de la presencia de fracturas posteriores que lo enmascaran, es posible observar cómo el cabalgamiento anteriormente descrito desciende de nivel estratigráfico en el alóctono, de forma que llegan a cabalgar las cuarcitas de la Formación Camporredondo y aun la Formación Valcorvera sobre la "Caliza de Montaña" de la unidad septentrional.

En términos generales, se puede concluir que el Domo de Valsurvio está compuesto por un conjunto de escamas y pliegues isoclinales o asimétricos asociados, vergentes al N o NNE, plegados en conjunto por una gran antiforma, con algunos pliegues "parásitos" ligados a ella, y que en conjunto forman un domo, de plano axial subvertical o buzando levemente al Norte.

La presencia de dos esquistosidades, no generalizadas, pero sí bastante generales corrobora este modelo. Efectivamente, cuando son visibles ambas, la esquistosidad primaria es un "slaty-cleavage" caracterizado por la reorientación de algunos minerales planares que geométricamente ocupa una posición de esquistosidad de plano axial de la primera generación de pliegues, cuando éstos son visibles. A veces es visible solamente una esquistosidad grosera ligada a estas estructuras primarias.

La esquistosidad secundaria puede ser localmente una crenulación, normalmente de plano axial, subvertical o buzando al Norte y solamente se

desarrolla en el núcleo del domo. En algunos casos se trata simplemente de una esquistosidad grosera o de fractura que afecta a la esquistosidad primaria.

3.2.2 La Unidad de S. Martín-Ventanilla o del Brezo

Esta unidad fue descrita por KANIS (1956), con el nombre de Zona de Sierra del Brezo, en su parte occidental. Posteriormente KOOPMANS (1962) describió su sector oriental con el nombre de S. Martín-Camporredondo. PULGAR (1973) interpreta esta unidad como un conjunto de escamas vergentes al Norte y discute su relación con el Domo de Valsurcio.

La Unidad de S. Martín-Ventanilla participa plenamente de las características estructurales generales de la Región de Pliegues y Mantos. Efectivamente, está constituida por un conjunto de escamas cuyas características geométricas son las que JULIVERT (1971) define como propias de los Mantos de la Cordillera Cantábrica. En esencia estas características pueden resumirse en la presencia de un nivel generalizado de despegue, situado en este caso en la base de las calizas nodulosas de la Formación Alba, permaneciendo la superficie de cabalgamiento normalmente paralela a la estratificación del alóctono. En el autóctono la superficie de cabalgamiento corta, en ocasiones, a la estratificación pero el paralelismo se mantiene en grandes distancias; estas peculiaridades geométricas determinan que la superficie de cabalgamiento tenga una geometría en "escalera" con grandes tramos planos ("flats" en el sentido de BOYER y ELLIOT 1977) y cortos tramos en rampa ("ramps" de los mismos autores). La superficie de cabalgamiento presenta asimismo, "digitaciones" con la génesis de escamas imbricadas como puede verse al SE de Rabanal de las Llantas.

PULGAR (op. cit.) diferencia dos unidades cabalgantes a las que denomina escama de la Mata y escama de Ramadores, además de una tercera unidad a la que considera como autóctono relativo (unidad de S. Martín).

La escama de Ramadores es la unidad más meridional y cabalga al resto de las unidades. La superficie de cabalgamiento se sitúa paralelamente a la estratificación del alóctono por debajo de las calizas de la Formación Alba. Localmente las cuarcitas de la Formación Camporredondo pueden formar parte de la lámina cabalgante. En el autóctono relativo, la superficie de cabalgamiento se sitúa en los materiales siliciclásticos por encima de la "Caliza de Montaña", aunque localmente se sitúa en esta formación. Existen dos ventanas tectónicas donde aflora el autóctono relativo, lo que permite a

PULGAR (1973) ob tener un desplazamiento relativo mínimo de unos 4 km suponiendo un sentido de desplazamiento hacia el N o NE.

La escama de la Mata presenta características similares a la de Ramadores. La pequeña escama individualizada desde el SE de Rabanal de las Llanas hacia el NO corresponde a una escama imbricada de la de Ramadores.

El sector de S. Martín, con afloramiento de materiales devónicos, corresponde al autóctono relativo de estas unidades; su relación con el sector de Cardaño-Resoba está actualmente enmascarado por la falla de León pero lo razonable es suponer que este sector es una tercera unidad alóctona cabalgando directamente a los materiales siliciclásticos de la Formación Cervera.

Todas estas escamas tienen una posición actual invertida al estar afectadas por pliegues posteriores de vergencia hacia el Sur, prácticamente "longitudinales" a la traza cartográfica de las estructuras cabalgantes. También son perceptibles en la cartografía algunos pliegues "radiales" (en el sentido de JULIVERT y MARCOS 1973) que originan formas de interferencia del "tipo 2" de RAMSAY.

Los pliegues longitudinales son isoclinales o asimétricos, vergentes al Sur y su trazado se puede seguir de forma bastante continua. Los pliegues menores a ellos asociados son pliegues cilíndricos o clindroidales, con geometrías, variando de isoclinales a asimétricos en función de la naturaleza de los materiales. La morfología de las capas también es variable, en niveles de calizas tableadas las charnelas son agudas y las capas muestran una geometría propia de pliegues "similares". En otras localidades, por el contrario la geometría de las capas es marcadamente "concéntrica". Los niveles de lutitas provocan engrosamientos notables de las charnelas y en ellas se desarrolla un "slaty-cleavage" bastante penetrativo de plano axial. En general la presencia de algún tipo de esquistosidad es bastante común si bien en materiales más competentes es una esquistosidad grosera o de fractura.

La presencia de fósiles y nódulos deformados permite suponer un cierto grado de deformación interna sufrido por las rocas. PULGAR (op. cit.) obtuvo valores de la relación X/Y en el elipsoide de deformación en torno a 1,7, estando el elipsoide de deformación orientado con su eje máximo (X) formando un ángulo menor de 10° con la dirección N-S; es decir el máximo estiramiento prácticamente coincidente con el eje "b" de los pliegues.

Los pliegues transversales se revelan en la estructura cartográfica como leves flexiones de los ejes y planos axiales de los de primera generación; este fenómeno es claramente observable en el núcleo devónico de la unidad de S. Martín. Los pliegues menores son escasos, cuando existen son abiertos y con morfología concéntrica; y en niveles lutíticos son frecuentes las

geometrías de charnelas agudas tipo "chevron" o los "kink-bands" conjugados.

3.2.3 Relaciones entre el Domo de Valsurcio y la Unidad de S. Martín-Ventanilla

Ya hemos visto que ambas unidades forman parte de la Región de Pliegues y Mantos y que se puede observar una clara continuidad de la escama de Ramadores con el Domo de Valsurcio. Por otra parte las diferencias en la estratigrafía del Carbonífero entre el Domo de Valsurcio y la Sierra del Brezo (parte Sur de la Unidad de Ramadores) y el resto de la unidad de S. Martín-Ventanilla son evidentes.

PULGAR (1973) discute esta relación y propone dos alternativas. Considera en primer lugar que la Unidad de S. Martín-Ventanilla evolucione hacia el E como un despegue del Carbonífero sobre el Devónico dentro del domo, con lo que la estructura del domo sería posterior. Considera en segundo lugar que la superficie de cabalgamiento basal de la Unidad de S. Martín-Ventanilla tenga una fuerte rampa hacia el Domo de Valsurcio situándose el nivel de despegue basal de esta unidad en algún nivel estratigráfico inferior a la formación Compuerto. La presencia de esta rampa condicionaría la presencia primaria de un domo en este sector y la génesis posterior del actual Domo de Valsurcio. Esta segunda posibilidad parece confirmarse en el sector NE del Domo donde, como ya vimos, el nivel de despegue de la escama de Ramadores desciende hasta la Formación Valcovero. No obstante las radicales diferencias en la estratigrafía del Carbonífero entre el Domo de Valsurcio y la Sierra del Brezo y el sector Norte de la Unidad de S. Martín-Ventanilla permite sospechar la existencia de otro accidente, presumiblemente un cabalgamiento dentro de las calizas de la parte Sur de la Unidad de Ramadores que implicaría una aproximación del sector del Domo de Valsurcio-Brezo sobre el sector Norte de la Unidad de S. Martín-Ventanilla (Fig. 10).

3.2.4 La estructura de la Zona de Cardaño-Resoba

Constituye esta zona un corredor alargado situado entre las unidades del Domo de Valsurcio y S. Martín-Ventanilla, que la limitan por el Sur, y las unidades del Espigüete y Alto Carrión situadas al Norte.

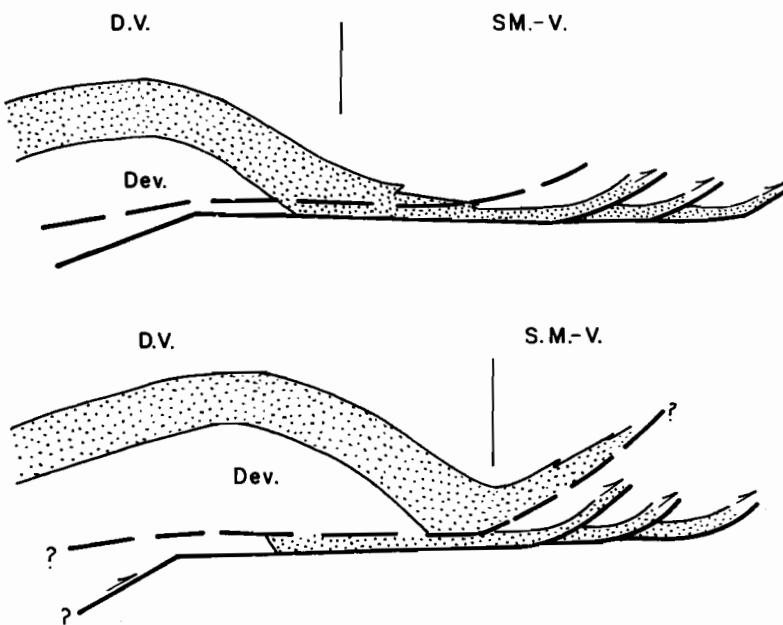


Fig. 10.— Esquema ilustrativo del cabalgamiento de la Unidad del Domo de Valsurvio (D.V.) sobre la de San Martín-Ventanilla (S.M.U.).

Desde el punto de vista estructural, esta zona constituye el autóctono relativo de todas las demás unidades. Este carácter es claramente manifiesto en su límite Norte; en el Sur en cambio, está emasculado por la existencia de la falla de León que forma su límite con la Región de Pliegues y Mantos.

La estructura de los materiales carboníferos de esta zona, está caracterizada por la presencia de pliegues asimétricos vergentes al Sur de características geométricas similares a los desarrollados en la unidad de S. Martín-Ventanilla. Cartográficamente estos pliegues se manifiestan por la existencia de sinclinales ocupados por materiales del grupo Yuso. A pequeña escala, estos pliegues son isocliniales o asimétricos y por sus caracteres morfológicos y geométricos así como el desarrollo de una esquistosidad asociada son perfectamente homologables con los descritos en la Unidad de S. Martín-Ventanilla.

3.2.5 La estructura de la Unidad del Espigüete

Las láminas cabalgantes situadas al Norte del corredor de Cárdano-Resoba y caracterizadas por el predominio de materiales car-

bonatados de edad carbonífera, han sido individualizados con el nombre de Unidad del Espigüete (RODRIGUEZ FERNANDEZ 1983, Fig. 2).

VAN VEEN (1965) o LOBATO (1977) han incluido esta unidad dentro de la zona de Cardaño o Cardaño-Arauz junto con las demás unidades compuestas por materiales silúricos, devónicos y carboníferos situados más al Norte; sin embargo la existencia de un límite tectónico neto, limitando la Unidad del Espigüete por el Norte y sus peculiaridades estratigráficas aconsejan su diferenciación.

Las láminas cabalgantes situadas en el sector central están constituidas casi exclusivamente por "Caliza de Montaña" y forman un conjunto de escamas imbricadas con un nivel de despegue basal común situado en la parte alta de la Formación Murcia. Las escamas situadas al NE de Santibáñez de Resoba presentan una disposición cartográfica más caótica al estar constituidas por calizas, sedimentos siliciclásticos intercalados y conglomerados de Triollo. Al Norte de Valverde de la Sierra se ha individualizado otra escama, con mayor predominio de materiales siliciclásticos de características similares a los de la Formación Cervera. Esta unidad constituye el autóctono relativo de la escama en la que se encuentra el pico Espigüete. Estas características sedimentarias y geométricas hacen que sea discutible la inclusión de esta escama en la Unidad del Espigüete por lo que hemos representado como Formación Cervera los materiales que la componen.

La estructura de las láminas cabalgantes es muy simple, presentan un aspecto tabular con desarrollo de algunos pliegues abiertos E-O o NO-SE condicionados por la geometría de las propias láminas cabalgantes.

Su actual posición estructural ha hecho que clásicamente se haya considerado a la Unidad del Espigüete como un conjunto cabalgante hacia el Sur del mismo modo que toda la Unidad del Alto Carrión. Sin despreciar la importancia evidente que tienen los cabalgamientos hacia el Sur, como ya veremos más adelante, las características estratigráficas de esta unidad son anómalas en su actual contexto geográfico y tienen afinidades manifiestas con las de Domo de Valsurcio. Esto ha hecho que FRANKENFELD (1983) y ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) propongan que esta unidad es un conjunto de láminas alóctonas desenraizadas (olistoplacas) y que su zona de raíz se encuentra al Sur del Domo de Valsurcio.

3.2.6 La estructura de la Unidad del Alto Carrión

Al Norte de la Unidad del Espigüete, y separada de ésta por una falla inversa vergente al Sur, se encuentra la denominada Unidad del Alto Carrión (RODRIGUEZ FERNANDEZ 1983, Fig. 2).

La estructura de este sector de la Hoja de Camporredondo ha sido estudiada básicamente por VAN VEEN (1965) y AMBROSE (1972). Estos autores describen una estructura general formada por cabalgamientos y pliegues vergentes al Sur deformados por una segunda generación de pliegues abiertos de gran radio de curvatura. Según estos autores los materiales discordantes del Grupo Yuso estarían únicamente afectados por la segunda generación de estructuras.

Podemos diferenciar en la descripción una serie de áreas con algunas diferencias estructurales; el área de Cardaño, formada por el conjunto de materiales devónicos y carboníferos situados inmediatamente al Norte de la Unidad del Espigüete y el área de Arauz, formada por los materiales silúrico-devónicos del cuadrante NE de la Hoja. Discordantes sobre estas áreas, se sitúan los sedimentos Westfalianos del Grupo Yuso que ocupan dos grandes sinclinales; el sinclinal de Curvacas al NO y el sinclinal de los Cintos al E.

3.2.6.1 *Sector de Cardaño*

La estructura de este sector, situado entre el Sinclinal de Curvacas al N, y la Unidad del Espigüete al S se caracteriza por la presencia de pliegues asimétricos de rumbo NNO-SSE con el plano axial buzando al NNE. Es asimismo característica la presencia de un cabalgamiento, paralelo al que limita por el Sur este sector, que lo compartimenta en dos.

La estructura de la parte Norte, es la de un anticlinal asimétrico vergente hacia el S, y con el flanco meridional parcialmente eliminado por el cabalgamiento antes aludido, de forma que, a veces, la estructura de este sector es un simple monoclinal. VAN VEEN (op. cit.) calcula en unos 1.400 m la longitud de onda de este anticlinal aunque describe pliegues hacia el E con longitudes de onda menores (en torno a los 200 m). Los pliegues menores adquieren un gran desarrollo en los materiales más incompetentes (Gustalapiedra, Cardaño), son pliegues isoclinales o asimétricos vergentes al Sur. A veces se observan pliegues disruptados en niveles de calizas nodulosas intercalados en margas. Es también visible una esquistosidad, especialmente penetrativa en los materiales lutíticos y margosos, de tipo "slaty cleavage" así como reorientación y estiramiento de nódulos calcáreos y desarrollo de "boudinage" en muchos niveles, lo que denota un cierto grado de deformación interna en las rocas.

Una característica de la esquistosidad de este área es que corta a los pliegues visibles en afloramiento, lo que demuestra que no son estructuras relacionadas genéticamente. Por otra parte VAN VEEN (op. cit.) describe la

existencia de un metamorfismo de muy bajo grado, posiblemente relacionado con esta esquistosidad, con cristalización de moscovita y cloritoide de neoformación.

El cabalgamiento que pone en contacto el anticinal de Murcia con el Sinclinal situado inmediatamente al Sur, es un accidente posterior al desarrollo de estos pliegues, y relacionado genéticamente con el que limita por el Sur toda la Unidad del Alto Carrión. VAN VEEN (op. cit.) calcula un salto para este accidente entre 500 y 650 m y destaca el hecho de que en algunos puntos hace cabalgar las cuarcitas de la Formación Murcia sobre el Grupo Yuso discordante.

El sinclinal situado al Sur, denominado por VAN VEEN (op. cit.) sinclinal de Aguasalio, tiene como característica más sobresaliente la existencia de materiales del Grupo Yuso en su núcleo. El carácter levemente discordante de los materiales del Grupo Yuso sobre el Devónico no es perceptible a escala de afloramiento, aunque sí a escala cartográfica, observándose una cierta desarmonía entre la estructura del Devónico y la del Grupo Yuso.

El flanco Sur de este sinclinal es una falla inversa, similar a la que limita su flanco Norte, que hace cabalgar todo el sector de Cardaño de la Unidad del Alto Carrión sobre la Unidad del Espigüete. Esta falla fue denominada falla de Cardaño por VAN VEEN (op. cit.).

3.2.6.2 Sector de Arauz

El sector de Arauz de la Unidad del Alto Carrión ocupa todo el cuadrante NE de la Hoja. Está enmarcado al Este por la falla de Polentinos que forma su límite con los materiales carboníferos del sinclinal de Casavegas. Por el Oeste, el contacto con el conglomerado de Curavacas del Sinclinal homónimo, es también una falla y aunque en este caso su salto es mínimo como se evidencia en el sector Sur, cuando esta falla corta a materiales inferiores al Grupo Yuso.

La parte Sur del sector de Arauz es la prolongación oriental del sector de Cardaño.

Un cabalgamiento importante divide el sector de Arauz en dos unidades distintas al Norte y al Sur, se trata del cabalgamiento que con rumbo E-O pasa por la confluencia de los ríos Carrión y Arauz y que denominaremos cabalgamiento de Arauz. Se extiende desde la falla de Palentinos (en el Este) hasta quedar fosilizado por el conglomerado de Curavacas al Oeste. Este cabalgamiento presenta algunas características diferenciales respecto a los descritos anteriormente. En primer lugar es un cabalgamiento de bajo ángulo

conservando un notable paralelismo con la estratificación del alóctono y el buzamiento es suave hacia el Norte. En segundo lugar está fosilizado por los materiales del Grupo Yusón, a diferencia de los anteriores que afectaban a estos materiales. Ya discutiremos más adelante el origen de este cabalgamiento en el contexto de la evolución estructural de toda la Región del Pisuerga-Carrión.

El sector al Norte del cabalgamiento de Arauz presenta como estructura más notable, el denominado por VAN VEEN (op. cit.), anticlinal de Carazo. Es éste un anticlinal con una geometría “en caja” (CORTE II) al tener una charnela doble, con un sinclinal intermedio de fondo plano, en la misma Peña Carazo. Hacia el Este, este anticlinal tiene el flanco sur invertido y se desarrollan numerosos pliegues en las cuarcitas del Miembro de Robledo (14) posiblemente relacionados con el cabalgamiento antes citado.

Más al Norte la estructura es más complicada con desarrollo de numerosos pliegues y cabalgamientos que en general determinan una estructura sinclinal (sinclinal de Cortés de VAN VEEN).

Los pliegues menores del área al Norte del cabalgamiento de Arauz, suelen tener longitudes de onda entre 50 y 200 m, son asimétricos, vergentes al Sur y en algunos casos desarrollan una gran cantidad de pliegues parásitos en los flancos.

Se desarrolla asimismo un “slaty cleavage” no generalizado, visible especialmente en las Formaciones Lebanza, Abadía y Miembro Robledo.

Al Sur del Cabalgamiento de Arauz se desarrolla el denominado anticlinal de Polentinos. Es éste un anticlinal abierto, de plano axial prácticamente vertical o con una leve vergencia hacia el Sur, cuya anchura es de unos 3 km. El eje se hunde hacia el Oeste variando su geometría a través de las distintas formaciones litológicas que lo dibujan. En el flanco Norte, las cuarcitas de Murcia desarrollan un conjunto de pliegues, de una amplitud de unos 100 m, bien visibles en el corte del río Carrión y representados en el corte II. Estos pliegues son asimétricos, vergentes al Sur y presentan una charnela muy aguda. En el flanco Sur, la amplitud es mayor, conservándose las características geométricas. Hacia el Este, en las Formaciones Cardaño, Gustalapiedra y Abadía, se desarrollan pliegues cilíndricos, con el flanco Sur invertido y con gran cantidad de pliegues parásitos. En el miembro Polentinos de la Formación Abadía se desarrollan pliegues disruptados con una geometría pseudodiapírica. En estos casos se desarrolla un “slaty cleavage” de plano axial.

3.2.7 La estructura de los sinclinales de Curavacas y los Cintos

Los sedimentos Westfalienses del Grupo Yuso cubren de forma discordante la Unidad del Alto Carrión. La superficie de la discordancia no tiene una gran oblicuidad sobre los materiales infrayacentes, no obstante, se observa claramente en la cartografía, que fosiliza estructuras anteriores importantes como el Cabalgamiento de Arauz. La estructura de los afloramientos de estos materiales es sinformal.

En el ángulo NO se encuentra el denominado sinclinal de Curavacas (de SITTER 1957). Es un sinclinal muy abierto, asimétrico, con el flanco S buzando 20 o 30° al N y el flanco N (no visible en la Hoja) unos 50° al S. En los niveles lutíticos y arenosos se desarrollan pliegues menores y una esquistosidad grosera e incluso un “slaty cleavage” buzando suavemente al Norte y que no parece tener relación genética con el sinclinal. Esporádicamente es visible una crenulación con un buzamiento mayor y que sí parece relacionada genéticamente con los pliegues parásitos del sinclinal.

En la parte E, se encuentra el sinclinal de los Cintos (KANIS 1956). Ocupa una extensión de 12 x 4 km y su eje buza hacia el ESE, es levemente asimétrico con el flanco Sur más verticalizado.

La primera esquistosidad, anómala en su posición geométrica respecto al Sinclinal de Curavacas, y que corta en algunos casos a los pliegues parásitos con él relacionados fue explicada por LOBATO (1977) como un fenómeno de “pérdida de agua”. Afirma este autor que la génesis de esta esquistosidad estaría fuertemente condicionada por la naturaleza litológica de las series afectadas (alternancia de areniscas porosas y lutitas impermeables) y por la considerable presión litostática sufrida por el enterramiento de los sedimentos en una situación de subsidencia rápida.

No obstante, la presencia de esquistosidades con una posición geométrica parecida en otras áreas de la Zona Cantábrica ha conducido a ALLER (1984) a interpretar estos fenómenos como ligados al aumento del gradiente térmico posiblemente relacionado con la existencia en profundidad de focos ígneos. La ausencia de pliegues ligados a esta esquistosidad se puede explicar suponiendo un buzamiento inicial de las capas superior a 20°; máximo ángulo que deben formar las capas con el esfuerzo principal comprensivo para nuclear pliegues (ANTHONY y WICKHAM, 1978 y ALLER 1984). Como es obvio esto implica que la génesis de la esquistosidad es un fenómeno “tardío” respecto a la posición inicial de los sinclinales y sus pliegues parásitos asociados.

El reapretamiento posterior de los sinclinales determina el plegamiento de esta esquistosidad, la nucleación de nuevos pliegues y el desarrollo de una crenulación ligada a éstos.

3.3 LAS GRANDES FRACTURAS TARDIHERCINICAS

Dos grandes accidentes de importancia regional a escala de la Cordillera Cantábrica, cruzan la Hoja de Camporredondo, son las denominadas Falla de León y Falla de Ventaniella (Fig. 1, 2 y ESQUEMA TECTONICO).

Una característica importante a resaltar es el hecho de que al Norte de Camporredondo de Alba la Falla de Ventaniella desplaza a la de León, lo cual indica una cierta cronología relativa en su actuación.

La falla de León fue descrita por primera vez por de SITTER (1962) a la que se refirió como "Leon line". Suponía este autor que la "Leon line" representaba un accidente antiguo del basamento que condicionaba la estratigrafía de las dos áreas que separaba, las "Astúrides" al N, las "Leónides" al S. Este esquema ha sido seguido por todos los autores de la escuela holandesa hasta el presente (SAVAGE 1977, 1979). Asimismo autores alemanes (KULLMANN y SCHONEBERG, 1978) o ingleses (HEWARD y READING, 1980) han mantenido este criterio de forma que las diferencias en la estratigrafía del Devónico y Carbonífero que se observan entre la Región de Pliegues y Mantos y la del Pisuerga-Carrión han sido ligados a la acción continua de este accidente desde el Paleozoico inferior.

La parte occidental de la falla de León, al Norte de la Unidad de S. Martín-Ventaniella, fue denominada falla de Ruesga por KANIS (1956). En cartografías recientes (SAVAGE 1977), se ha considerado que la falla que separa el Domo de Valsurcio de la Unidad de S. Martín-Ventanilla es la prolongación de la falla de León hacia el SE. No obstante en esta Hoja hemos mantenido el mismo criterio que LOBATO (1977), de considerar a la falla de Ruesga como la prolongación oriental de la falla de León por razones geométricas y de relación temporal con la de Ventaniella.

Respecto al papel de esta falla en la evolución estructural del área, consideramos con MARCOS (1979) que este accidente es básicamente tardihercínico y que las diferencias faciales a un lado y otro de él se explican perfectamente en el marco de la tectónica tangencial propia de la Cordillera Cantábrica; de hecho, más al Oeste, la falla de León no implica ningún tipo de diferenciación en las facies y corta netamente a los límites paleogeográficos (MARCOS 1968). Los datos de LOESCHKE (1982) asignando una edad carbonífero-pérmico a las rocas ígneas asociadas a esta falla están de acuerdo con esta interpretación.

La falla de Ventaniella, fue descrita como un accidente tardihercínico mayor de la Zona Cantábrica por JULIVERT et al. (1971), aunque fue LOBATO (1977) quien extendió su trazado hasta el sector de la Hoja de Camporredondo. KOOPMANS (1962) se había referido al sector de la falla

de Ventaniella que atraviesa el Domo de Valsurcio como falla de Cotororno.

En cartografías recientes de autores holandeses (SAVAGE 1977) se prolonga la Falla de Ventaniella a través de la falla que limita las unidades del Espigüete y Alto Carrión (falla de Cardaño de VAN VEEN, 1965).

En la presente Hoja hemos considerado el criterio de LOBATO (op. cit.) pues la falla de Ventaniella afecta a materiales estefanienses y cretácicos en su prolongación hacia el SE (Hoja de Guardo) del mismo modo que se hace en su extremo NO ("franja inmóvil intermedia" de la Cuenca Mesozoico-Terciaria de Asturias).

Esta falla provoca una intensa milonitización de las cuarcitas de Camporredondo en la localidad homónima y desplaza claramente a la traza cartográfica de la falla de León en este mismo sector. Estos hechos y otros conocidos a escala de la Zona Cantábrica, permiten deducir que la falla de León ha sido activa durante el Estefaniense, pues condiciona la distribución de sedimentos de esta edad. Su acción debió continuar durante el Pérmico, pues deforma a materiales estefanienses, y aun durante el Mesozoico ya que afecta a sedimentos jurásicos y cretácicos al E. de Cervera de Pisuerga (Hoja de Barruelo).

SAVAGE (197, 1979) y HEWARD y READING (1980), consideran que también la falla de Ventaniella (falla de Cardaño en su acepción) es activa durante todo el Carbonífero, y condiciona la disturbación de facies y las potencias de los sedimentos de esta edad. Los conocimientos actuales sobre la distribución de facies, en el Carbonífero de la Zona Cantábrica y el estudio de la relación de este accidente con las diversas estructuras de las regiones que atraviesa (Fig. 1 y 2) permite deducir únicamente que su acción es evidente a partir del Estefaniense como hemos dicho anteriormente.

3.4 LA ESTRUCTURA GENERAL EN EL CONTEXTO DE LA ZONA CANTABRICA

Las interpretaciones sobre la estructura de conjunto de la Zona Cantábrica en general y del contexto de la Hoja de Camporredondo en particular han sido objeto de controversias a lo largo del tiempo. Especial importancia ha tenido la discusión de la relación entre los acontecimientos sedimentarios, especialmente las discordancias como elementos singulares y los eventos tectónicos.

3.4.1 Las discordancias y su interpretación genética

En una primera etapa histórica, de SITTER (1957, 1959, 1960, 1961 y 1962) y WAGNER (1959, 1965) proponen una serie de modelos de evolución estructural de la Zona Cantábrica donde juegan un papel importante las discordancias denominadas “Curavacas” y “Astúrica”. Es de destacar también el revelante papel que se concede a las deformaciones alpinas en este período.

WAGNER (1959, 1965) reconoce la existencia de tres discordancias mayores fuertemente angulares, con tres sucesiones estratigráficas suprayacentes, que fosilizan tres fases de plegamiento sucesivos a las que denomina: Palentina o Curavacas (pre-Westfaliense B), Leónica (pre-Westfaliense D superior) y Astúrica (pre-Stephaniense B inferior). Estas fases y discordancias han pervivido hasta el presente y los conglomerados a ellas asociados han sido considerados frecuentemente como depósitos molásicos postorogénicos respecto a cada fase tectogenética. Asimismo se han considerado extendidas a toda la Zona Cantábrica e incluso a todo el NO Peninsular (WAGNER y MARTINEZ GARCIA 1974).

Recientemente ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) han puesto de manifiesto el carácter no generalizado de estas discordancias así como un mayor número de ellas. Consideran estos autores que las características geométricas de estas discordancias son típicas de cuencas sinorogénicas. Efectivamente la transición de discordancia a disconformidad o concordancia sin interrupción deposicional apreciable, evidencian la simultaneidad entre deformación tectónica y sedimentación. La instalación de discordancias de forma casi exclusiva sobre unidades alóctonas o en sus proximidades, junto con la sedimentación ininterrumpida y concordante de otras (Fig. 9), implica una relación genética entre cada discordancia y una unidad alóctona determinada, las discordancias estarían ligadas al fin del emplazamiento de las unidades alóctonas y el diacronismo en su emplazamiento quedaría evidenciado por las diferentes edades de las discordancias.

Para estos autores la discordancia de Curavacas estaría ligada al emplazamiento alóctono de la Unidad del Alto Carrión, como una olistoplaca desenraizada, que irrumpiría en la cuenca sinorogénica deformando los sedimentos en su entorno antes del Westfaliense B; las demás discordancias podrían tener un origen similar o bien estar ligadas a la reactivación sinse-dimentaria de pliegues o fracturas anteriores.

3.4.2 La secuencia de acontecimientos tectónicos: "fases de deformación"

En la descripción de las diferentes unidades tectónicas ya se ha hecho un análisis local de la sucesión de acontecimientos tectónicos válida para cada unidad y ya hemos visto cómo estos acontecimientos se han agrupado en diferentes "fases" tomando como referencia la secuencia temporal de sedimentos afectados.

Así, de SITTER (1962), WAGNER (1965), KOOPMANS (1962), VAN VEEN (1965), AMBROSE (1972), LOBATO (1977), etc., consideran que los cabalgamientos y pliegues isoclinales, vergentes al Norte en la mitad Sur de la Hoja y vergentes al Sur en la mitad Norte, que afectan a los materiales anteriores al conglomerado de Curavacas se deben a la fase "Palentina". Las estructuras que afectan al Grupo Yuso y a los materiales de la cuenca de Guardo-Cervera se deberían a las fases "Leónica" y "Astúrica" respectivamente.

Las consideraciones sobre el origen de las discordancias anteriormente enumeradas así como las numerosas dificultades para explicar la existencia de estructuras simultáneas con vergencias opuestas en el N y S de la Hoja, o las diferencias en las secuencias de acontecimientos estructurales en cada área hacen que el modelo estructural expresado anteriormente no pueda ser mantenido.

Estos hechos, unidos a la compartimentación en la distribución de facies durante el Devónico-Carbonífero inferior ha conducido a proponer recientemente diversos modelos de evolución de la Zona Cantábrica en general, y del área que nos ocupa en particular.

KULLMANN y SCHÖNENBERG (1977), SAVAGE (1979, 1980), HEWARD y READING (1980) conceden un papel fundamental a la acción sinsedimentaria de las grandes fracturas que atraviesan toda la Zona Cantábrica (Fig. 2) durante el Devónico y Carbonífero. Para estos autores, estos accidentes no sólo controlarían la distribución de facies sedimentarias, sino que estarían en el origen de las propias estructuras tectónicas. SAVAGE (op. cit.) considera que estas fracturas afectarían a un zócalo cratonizado estable durante el Paleozoico, excepto en la proximidad de estos accidentes. La estructura de la Zona Cantábrica tendría un carácter epidérmico y heterogéneo evidenciado por el emplazamiento de diversas unidades alóctonas por gravedad, como una supraestructura despegada de su substrato; este hecho permitiría explicar la dispersión temporal y la variedad de vergencias observables aparentemente en la Zona Cantábrica en general y en este área en particular.

Pero la compartimentación de facies en el Devónico y Carbonífero así

como la aparente contradicción en las vergencias es perfectamente explicable en el contexto de la tectónica tangencial de la Cordillera Cantábrica, como veremos a continuación, y no solamente por una deformación caracterizada por el emplazamiento de unidades alóctonas por gravedad. AMBROSE (*op. cit.*) también considera a la gravedad como la responsable de los cabalgamientos y pliegues vergentes al Sur de la Zona de Arauz (Unidad del Alto Carrión). Los demás autores antes citados dan menos importancia a la tectónica tangencial y enfatizan en el papel de los movimientos verticales o de desgarre, coincidentes con los momentos de máxima deformación.

El modelo de evolución estructural de la Zona Cantábrica propuesto por JULIVERT (1971) y BASTIDA et al (1979) es válido para explicar la estructura de la Unidad de S. Martín-Ventanilla. Este mismo modelo puede explicar, con algunas variantes, la estructura del Domo de Valsurcio y la relación entre ambas unidades como también hemos visto (Fig. 10). El origen de los cabalgamientos del sector Sur de la Hoja de Camporredondo, debe estar en fallas ísticas que ascienden desde el substrato precámbrico, como los demás cabalgamientos y mantos de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, *op. cit.*).

La anómala presencia de un Devónico con facies más profundas en la Región del Pisuerga-Carrión que en la de Pliegues y Mantos, así como la compartimentación de facies en el carbonífero sugiere que los distintos compartimentos de facies son distintas unidades tectónicas alóctonas. Por otra parte, la presencia de sedimentos sinorogénicos carboníferos, en una posición geométrica autóctona, rodeando estas unidades, permite suponer razonablemente que la Unidad del Espigüete, y la Unidad del Alto Carrión constituyen grandes láminas cabalgantes desenraizadas (olistoplacas) emplazadas en la cuenca sinorogénica en el Moskoviense inferior, hipótesis ésta propuesta por ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) y, con algunas pequeñas variantes, por FRANKENFELD (1983).

La presencia de cabalgamientos de bajo ángulo dentro de algunas unidades (cabalgamiento de Arauz en el Alto Carrión) así como la débil oblicuidad de la discordancia de Curavacas sobre los materiales devónicos parece sugerir una estructuración previa de las olistoplacas con pliegues acostados y escamas con una geometría imbricada y un nivel de despegue común (Devónico Superior en el Espigüete, Silúrico en el Alto Carrión).

Consideraciones acerca de la paleogeografía del Devónico y Carbonífero, sugieren el S o SE como área más probable de procedencia de las olistoplacas. Concretamente FRANKENFELD (*op. cit.*) considera que las olistoplacas proceden de un área situada al Sur del Domo de Valsurcio y que su desplazamiento mínimo puede estimarse en unos 25 km. Este contexto

geográfico parece el más adecuado para la sedimentación de los materiales devónicos y de los arrecifes del Namuriense.

A esta misma conclusión llegan ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (op. cit.) analizando la distribución de ambientes sedimentarios y paleocorrientes del Grupo Yuso suprayacente, considerando, una posible área elevada, situada al S o SE de su actual emplazamiento, como origen de las olistoplacas. Estos autores, sin embargo, diferencian entre el emplazamiento original de la unidad alóctona como un manto original enraizado y procedente de un área al Sur del Domo de Valsurcio y el emplazamiento e irrupción de las olistoplacas desenraizadas en la cuenca sinorogénica. El manto original tendría unas características geométricas similares a las descritas para los mantos de la Zona Cantábrica y el conglomerado de Triollo sería un depósito post o sinorogénico relacionado. La irrupción de las olistoplacas, como fragmentos del manto original, se produciría por deslizamiento gravitatorio originado por un basculamiento posterior; lo que explicaría la posición actual del conglomerado de Triollo, trasladado solidariamente con las olistoplacas. Este basculamiento es relacionado, por estos autores, con el emplazamiento de una nueva unidad alóctona infrayacente; posiblemente con el emplazamiento del Domo de Valsurcio como unidad alóctona (Fig. 10).

La presencia de cabalgamientos y fallas inversas de alto ángulo vergentes al Sur, afectando solidariamente al Devónico y al conglomerado de Curavacas y formaciones suprayacentes puede ser perfectamente explicado al considerar las reactivaciones, producidas en el Estefaniense, durante el emplazamiento los mantos más tardíos situados al N (Picos de Europa, Fig. 1 y 2), tal como señalan los autores anteriormente citados.

Los pliegues abiertos, de gran radio de curvatura, que afectan a los materiales del Grupo Yuso así como a los devónicos (anticlinal de Palentinos) deben ser acontecimientos relacionados con los anteriores o en algunos casos más tardíos.

La estructuración de la Cuenca de Guardo-Cervera está fuertemente influenciada por la reactivación de cabalgamientos y otras fracturas del flanco Sur del Domo; los pliegues desarrollados en esta "cuenca" parecen obedecer más a la acomodación de una cobertura sobre un zócalo fracturado que a una flexión por acortamiento tangencial a las capas.

La acción de las fracturas tardihercínicas provoca los desplazamientos relativos de bloques que originan la actual disposición estructural.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Los afloramientos de rocas ígneas están prácticamente circunscritos a la Zona de Cardaño-Resoba, siendo prácticamente inexistentes en el resto de las áreas. El grado de alteración que presentan estas rocas dificulta enormemente su estudio aunque ha podido establecerse una amplia diversificación composicional desde tipos de ácidos hasta básicos.

Los términos más ácidos corresponden a pórfidos graníticos con fenocristales de Feldespato Potásico, Plagioclasa (Albita), Biotita y Cuarzo en una matriz formada por Clorita, Sericita y Cuarzo intensamente alterada. Los Cuarzos se presentan redondeados y son abundantes los bordes corroídos, las plagioclasas al igual que la matriz suelen estar bastante alteradas a Sericita y Carbonatos mientras que la Biotita es común que se encuentre cloritizada. Como minerales accesorios aparecen Rutilos sageníticos y Apatito.

Las variedades básicas son las más abundantes y presentan una naturaleza diorítica y cuarzodiabásica.

En las primeras existen como minerales esenciales gran cantidad de plagioclasas y Ferromagnesianos primarios o de transformación; entre los que destacan Hornblenda, Clorita, Anfibol Actinolítico y Biotita; el Cuarzo ocupa los intersticios que dejan estos minerales. Esta composición, el idiomorfismo de los cristales y la relativa basicidad de las plagioclasas, generalmente Andesina aunque también puede aparecer Labradorita y Oligoclase, hace pensar en rocas de tipo Lamprofídico, sin embargo su elevado estado de alteración, en el que las plagioclasas están parcialmente albitizadas, no nos permite confirmarlo.

Las cuarzodiabásicas se encuentran igualmente muy alteradas, aunque este proceso está mucho más marcado en la plagioclasa (sustituidas por Prenrita fundamentalmente), mientras que el Clinopiroxeno se conserva prácticamente fresco. En la matriz encontramos Prenrita, Albita, Clorita y Biotita, mientras que el Cuarzo aparece intersticialmente. En cuanto a la edad de emplazamiento de estas rocas se puede deducir tanto por su relación con los encajantes, como por el hecho de no presentar grandes síntomas de deformación, que debe producirse entre finales del Carbonífero y el Pérmico. LOESCHKE (1982) considera que el carácter calcoalcalino de estas rocas y su edad de emplazamiento permite compararlas con las denominadas "granodioritas tardías" de otras zonas del macizo hercíniano.

Sobre el origen de los magmas originarios LOESCHKE (op. cit.) indica que pueden interpretarse como movilizados anatécticos de la parte baja de una hipotética corteza precámbrica, o bien como diferenciados de un magma de naturaleza basáltica procedente de la parte superior del manto. Estas posibilidades derivan de la existencia de inclusiones de granates que puedan representar restos de rocas metamórficas que han sufrido anatexia o que han sido asimilados durante el ascenso del magma. El ascenso ha estado favorecido, probablemente, por la presencia de las grandes fracturas tardihercfínicas (León, Ventaniella, ...) en cuyas proximidades o asociadas a ellas se encuentran la mayor parte de los apuntamientos ígneos.

4.2 ROCAS METAMORFICAS

El área comprendida en la Hoja de Camporredondo de Alba ha estado sometida en su mayor parte a un metamorfismo regional de bajo grado en la que la paragénesis mineral más representativa es: Cuarzo-Albita-Moscovita-Cloritoide, típica de la Facies de los Esquistos Verdes en sus niveles más inferiores (Subfacies I de WINKLER).

KOOPMANS (1962) cita que en el Domo de Valsurcio y en San Martín-Ventanilla, las calizas de edad Namuriense Inferior se encuentran localmente convertidas en mármoles y carecen de las sustancias bituminosas que las caracterizan y que atraviesan en ocasiones las calizas en forma de "Schlieren", también es frecuente encontrar zonas muy deformadas, y recristalizadas. Fenómenos de este tipo no aparecen nunca en las calizas de otras unidades alóctonas; por otra parte este autor cita la presencia de minerales neoformados tales como el Cloritoide y la Moscovita. Estos hechos conducen a FRANKENFELD (1983) a proponer que la deformación y el metamorfismo de estas rocas está relacionado con el emplazamiento de las unidades alóctonas de la mitad Norte de la Hoja. Este autor señala asimismo que los procesos metamórficos que afectan a las rocas de los mantes septentrionales con facies devónicas "palentinas" se deben exclusivamente a metamorfismos de contacto locales relacionados con la intrusión de rocas ígneas.

VAN VEEN (1965) y LOBATO (1977) citan, sin embargo, la presencia de minerales neoformados como Moscovita y Cloritoide ligados a una esquistosidad muy petreativa que se observa en los sedimentos del Grupo Yuso. Esta esquistosidad, ya hemos visto que no está relacionada con los pliegues observables a escala de afloramiento y en cambio sí está deformada por ellos.

Esto nos lleva a pensar en una historia metamórfica compleja que debe comenzar con el emplazamiento de las láminas alóctonas con facies “palentinas”. Concretamente el metamorfismo ligado a la esquistosidad anómala desarrollada en la parte Norte de la hoja (esquistosidad de “pérdida de agua” de LOBATO 1977) debe estar relacionado con el aumento del gradiente térmico, posiblemente ligado a la existencia de focos ígneos en profundidad, que pervive hasta finales del Estefaniense, propiciando la neoformación de minerales metamórficos ligados a la crenulación posterior.

La presencia de focos ígneos profundos es evidente tanto en esta zona como en el resto del Pisuerga-Carrión, debido a la gran cantidad de rocas plutónicas que aparecen; estas intrusiones, como ya se ha dicho en el capítulo 4.1, comienzan a emplazarse en el Carbonífero Superior (Estefaniense), etapa tectónicamente muy activa, en la que se producen cabalgamientos y grandes fallas inversas y deben de finalizar en el Pérmico con el desarrollo de las fracturas más importantes tardihercinianas.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos que afloran en la Hoja de Camporredondo son de edad Silúrico-devónica.

Los sedimentos de esta edad constituyen una sucesión siliciclastica originada en una plataforma marina somera. A partir del Siegeniense se diferencian claramente dos facies en el Devónico. En la mitad Sur de la Hoja la facies “Astur-leonesa” está caracterizada por una alternancia de carbonatos y sedimentos clásticos. Son frecuentes el desarrollo de facies arrecifales y las faunas predominantes son bentónicas. Estos hechos indican un medio sedimentario marino de aguas poco profundas y bien aireadas situado en una región estable con subsidencia moderada. El área de aporte de los sedimentos se situaba presumiblemente al Norte.

En la parte Norte de la Hoja las facies “Palentinas” están caracterizadas por una sedimentación lutítica con faunas pelágicas menos abundantes. Estos caracteres indican un medio sedimentario de aguas más tranquilas y con menor influencia costera. Esta aparente paradoja es perfectamente explicable teniendo en cuenta la posición alóctona de estos afloramientos y su probable situación original al Sur de los de la facies “Asturleonesa”.

Durante el Carbonífero inferior se alcanzan las condiciones de máxima homogeneización sedimentaria que en un ambiente de tranquilidad tectónica permite el depósito de series condensadas en todo el área. Las condiciones anaerobias y euxínicas del Tournaisiense dan paso a una sedimentación carbonatada condensada en el Viseense.

A partir del Namuriense basal (E_1-E_2) se detectan los primeros síntomas de inestabilidad tectónica con el desarrollo de brechas, "Slumps", etc. Se inicia la compartimentación de la cuenca sedimentaria con el desarrollo de facies carbonatadas arrecifales en la mitad Sur de la Hoja coexistiendo con una sedimentación flychoide sinorogénica en el resto. En este período debe comenzar el emplazamiento de los mantos en la parte Sur, fenómeno éste que debe finalizar antes del depósito de los conglomerados de Triollo (Namuriense B-Westfaliense A). El Westfaliense se caracteriza por el emplazamiento de grandes unidades alóctonas desenraizadas, aflorantes en la mitad superior de la Hoja, y la persistencia de la sedimentación sinorogénica coetánea, caracterizada por la existencia de rápidos cambios de facies y potencias, presencia de sedimentos turbidíticos y olistostromas y conglomerados.

El Grupo Yuso se deposita a partir del Westfaliense B con una distribución de facies y potencias que varía desde sedimentos fluviales potentes al SE hasta depósitos de pendiente marina en el NO.

Los sedimentos del Westfaliense D superior y Cantabriense presentan facies someras, fluviales, deltaicas o de llanura de mareas. Las series son potentes y revelan una subsidencia rápida y un relleno igualmente rápido, aspectos éstos condicionados por la acción sinsedimentaria de fracturas y cabalgamientos de esta edad.

El Cretácico se caracteriza por la presencia de sedimentos continentales transgresivos en la base que evolucionan gradualmente hasta la instalación de una plataforma carbonatada costera en el Cretácico Superior. A partir del Cretácico Superior se produce la reactivación de todo el borde Sur de la Cordillera Cantábrica con el desarrollo de los extensos abanicos aluviales propios del Terciario, desarrollados más al Sur.

Durante el Cuaternario tiene lugar la instalación de numerosos aparatos glaciares en la región con el depósito de las potentes terrazas fluvioglaciares a ellos asociadas. La red fluvial actual ha disectado estos depósitos que aparecen en superficies tabulares colgadas.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA ENERGETICA

La minería de carbón es la más importante del área, ocupando los ángulos NE (Cuenca de Casavegas) y SE (Cuenca de Guardo-Cervera).

El carbón es antracita con un contenido en volátiles y cenizas bastante variable, que para la cuenca de Guardo-Cervera varían entre el 2,5-11% respectivamente (KOOPMANS 1962).

En la Cuenca de Guardo-Cervera se explotan 3 paquetes diferentes:

— Paquete Requejada.— Se han explotado cuatro capas en varias minas situadas al N de Villaverde de la Peña, de las cuales únicamente está representada en la hoja la Mina Requejada que da nombre al grupo. El espesor total explotable es de 3,35 m.

— Paquete Santibáñez.— Con siete capas casi todas ellas explotadas en la hoja vecina de Guardo, el espesor de las capas varía entre 0,8 y 2 m, siendo el espesor total englobable entre 4,60 y 6,10 m.

— Paquete Aviñante.— Fuera de la hoja en el contacto con el mesozoico (Hoja de Guardo), con cuatro capas con un espesor total de 4,90 m.

En la Cuenca de Casavegas, aunque fuera de la hoja, se ha explotado carbón dentro de la Formación Ojosa (Minas de Pernia); se trabajaron 9 capas con espesores mayores de 40 cm. Sin embargo la fuerte tectonización del yacimiento sólo permite explotar una o dos capas en los distintos sitios (WAGNER in litt.).

6.2 MINERIA NO ENERGETICA

En cuanto a los metálicos, existen varios indicios de poca importancia (Cu, As, Pb) asociados a las aureolas metamórficas de las rocas ígneas y a las grandes fracturas; como las mineralizaciones que aparecen en las proximidades de Cotolorno en relación con la Falla de Ventaniella; esta mineralización aparece dentro de la Caliza de Montaña que se encuentra bastante brechificada como consecuencia de la falla; los minerales que se encuentran son fundamentalmente de Cu y As.

También pueden citarse otros yacimientos de tipo sedimentario, entre los que destacan las mineralizaciones de Fe, de los Calares al N de Valverde de la Sierra en los que han existido intentos de explotaciones de unas cortezas ferralíticas que aparecen a techo de la Caliza de Montaña.

Por último VAN VEEN (1965) cita la presencia de nódulos fosfatados dentro de la Formación Vegamián con un diámetro entre 3 y 5 cm que presenta un contenido en fosfato de hasta un 30%.

6.3 HIDROGEOLOGIA

El estudio de las aguas subterráneas carece de interés en los materiales detríticos, sobre todo en los del Carbonífero que junto con los silúricos y devónicos ocupan la mayor parte de los afloramientos de la Hoja, el único interés como roca almacén de agua lo tiene la Caliza de Montaña que debido a su intenso grado de karstificación y fracturación puede contener acuíferos interesantes. De todos modos ya que existe una pluviosidad elevada lo más importante es la explotación hidroeléctrica y para el regadío de las numerosas corrientes de agua, prueba de ello son las tres grandes presas construidas en la presente hoja.

7 BIBLIOGRAFIA

- ARICHEM BOOGAERT, H.A. van (1967).— "Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application". *Leidse Geol. Meded.* 39, pp. 129-192.
- ALLER, J.A. (1983).— "La estructura del sector meridional de las Unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central." *Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo*.
- ALVARADO, A. de & SAMPELAYO, A.H. (1945).— "Zona occidental de la cuenca de Rubacón (datos para su estudio estratigráfico)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVIII, pp. 1-43.
- ALONSO, J.L. (1982).— "Las discordancias progresivas de la cobertura carbonífera de Ocejo de la Peña: testigos de la reactivación de un pliegue de basamento por "flexural-slip" (Cordillera Cantábrica)". *Bol. Geol. Min.* XCIII, pp. 214-225.
- ALONSO, J.L. (1982).— "Una nueva discordancia pre-leónica fosilizando el manto del Esla." (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, pp. 83-92.
- ALONSO, J.L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1983).— "Las discordancias carboníferas en la región del Pisuerga-Carrión", (Zona Cantábrica, NW España). Xº *Congr. Int. Carbonífero*, I.G.M.E. (en prensa).

- ALONSO HERRERO, E. (1980).— "Estudio geológico de la zona de Riaño-Valdeburón (León, NO de España)." *Tierras de León*, 43-44, 30 pp.
- AMBROSE, T. (1974).—"The Lower Palaeozoic rocks of northern Palencia." *Breviora Geol. Asturica*, XVIII, 4, pp. 49-53.
- AMEROM, H.W.J. van (1965).—"Upper cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called 'Wealden' of the province of León (northern Spain)". *Pollen et Spores*, VII, 1, pp. 93-133.
- BARROIS, CH. (1882).—"Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice." *Mem. Soc. Géol. dur Nord*, 2, 1. 630 pp.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (1979).—"Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península Ibérica". *Acta Geol. Hisp.*, 14, pp. 135-142.
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982).—"Thrust Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66 (9), pp. 1.196-1.230.
- BINNEKAMP, J.G. (1965).—"Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain)." *Leidse Geol. Meded.*, 33, pp. 1-62.
- BOLL, F.C.; KULLMANN, J. & SCHONENBERG, R. (1976).—"Die Entwicklung von Sedimentations und Lebensräumen im frühen Oberkarbon des südlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)". *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 152, pp. 357-379.
- BOSCHMA, D. y VAN STAALDUINEN, C.J. (1968).—"Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains". *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 221-232.
- BROUWER, A. (1964).—"Deux facies dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques méridionales." *Breviora Geol. Asturica*, VIII, 1-4, pp. 3-10.
- BROUWER, A. (1967).—"The Devonian of the Cantabrian Mountains, NW Spain." *Int. Symp. Devon. System*. Oswald, D. H.; Editor. Calgary, 1967, pp. 37-45.
- BROUWER, A. y VAN CINKEL, A.C. (1964).—"La sucession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)". *C.R. V Congrès Strat. Géol. Carbonifère*, Paris 1963, 1, pp. 307-319.
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J. (1964).—"Zur Frage von Sedimentationsunterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N. Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* (1964), 7, pp. 414-429.
- CIRY, R. (1939).—"Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander." *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 519 pp.

- COMTE, P. (1959).— "Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique Mem." *Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440.
- CRAMER, F.H. (1964).— "Microplankton from three Paleozoic formations in the Province of Leon (NW Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 253-361.
- CRAMER, F.H. y RODRIGUEZ, R. (1977).— "Robledo and Arroyacas formations (Arroyo de las Arroyacas; province of Palencia, Spain), palynologically dated as late Silurian". *Brev. Geol. Ast.*, XXI, 1, pp. 2-4.
- CUETO y RUI-DIAZ, E. (1934).— "Memoria sobre el terreno carbonífero de Vergaño (Palencia). Consejo de Minería: Catálogo descriptivo de memorias y estudios acerca de los criaderos minerales de España". II, 2.
- DUPUY DE LÔME, E. y NOVO, P. de (1924).— "Estudio para la investigación del Carbonífero oculto bajo el Secundario de Palencia y Santander". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XLV, pp. 25-71.
- ERBEN, H.K. (1962).— "Zur Analyse und Interpretation der Rheinischen und Hercynischen Magnafacies". *Symposium 2. Internat Arbeitstagung Silur. Devon-Grenze-Bonn-Bruxelles*, 1960, pp. 42-61.
- EVERS, H.J. (1967).— "Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 83-151.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1984).— "Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia". *Bol. Of. Min.* 14, pp. 160-163.
- FRETS, D.C. (1965).— "The geology of the southern part of the Pisueña Basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 113-162.
- FRANKENFELD, H. (1963).— "El manto del Montó-Arauz: Interpretación estructural de la Región del Pisueña-Carrión (zona Cantábrica, España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 13.
- GINKEL, A.C. VAN (1965).— "Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971).— "Three Upper Carboniferous, limestone-rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 157-235.
- HEWARD, A.P. y READING, H.G. (1980).— "Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain. Spec". *Publ. Int. Ass. Sedim.*, 4 pp. 105-125.
- HIGGINS, A.C. (1971).— "Conodont biostratigraphy of the late Devonian-nearly Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera". *Trab. Geol.*, 3, pp. 179-192.
- 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 pp.

HIGGINS, A.C.; WAGNER-GENTIS, C.H.T. y WAGNER, R.H. (1964).— "Basal Carboniferous strata in part Northern Leon, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas". *Bull. Soc. belg. Geol.*, 72, 2, pp. 205-248.

JORDAN, H. y BLESS, M.J.M. (1970).— "Nota preliminar sobre los ostrácodos de la Formación Vegamián". *Brev. Geol. Ast.* LIV, 4, pp. 37-44.

JULIVERT, M. (1971).— "Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain". *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29.

JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971).— "Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies (*in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne"*)", 2. *Publ. Inst. Fr. Pétr. Ed. Technip*, PP. II. 1-II. 34.

JULIVERT, M., MARCOS, A. (1973).— "Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)". *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.

KANIS, J. (1956).— "Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 21, pp. 377-446.

KOOPMANS, B.N. (1962).— "The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 131-232.

KULLMANN, J. (1961).— "Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.

KULLMANN, J. (1962).— "Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6, pp. 1-119.

KULLMANN, J. (1963).— "Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonideos de la Cordillera Cantábrica". *Estudios Geol.*, XIX, pp. 161-169.

KULLMANN, J. (1968).— "Asociaciones de corales y goniatites en el Devónico y Carbonífero de la Cordillera Cantábrica". *Estudios Geol.*, XXIV, pp. 205-241.

KULLMANN, J. y SCHONENBERG, R. (1975).— "Geodinamische und paläökologische Entwicklung im Kantabrischen Ucrisikum (Nordspanien)". Ein interdisziplinäres arbeitskonzept. *Neus. Jb. Geol. Paläont.*, 3, pp. 151-166.

LOBATO, L. (1977).— "Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia, SO de Santander)". *Inst.*

- Fray Bernardino de Sahagún, Dput. prov. León, 192 pp.*
- LOESCHKE, J. (1982).— “Late Hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain)”. *N. Jb. Geo. Paläont. Abhand.* 163 (2) pp. 260-271.
- MALLADA, L. (1898).— “Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero”. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, III, 405 pp.
- MARCOS, A. (1968).— “Nota sobre el significado de León Line”. *Brev. Geol. Ast.* 12, 3, pp. 1-15.
- MARCOS, A. (1979).— “Facies Differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (Leon line. Cantabrian Mountains, North Spain)”. *Discussion Tectonophysics*, 60, pp. 303-309.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1981).— “El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España)”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, pp. 95-127.
- NEDERLOF, M.H. (1960).— “Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains (Spain)”. *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 603-703.
- NOSSIN, J.J. (1959).— “Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain)”. *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 283-406.
- ORIOL, R. (1876).— “Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia”. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, pp. 137-168.
- ORIOL, R. (1876).— “Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia”. *Bol. Com. Map. Geol. España*, III, pp. 257-275.
- PATAC, I. (1934).— “Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de la Pernia en la provincia de Palencia”. *Consejo de Minería, Catálogo y Memoria de Estudios de los criaderos minerales de España*, II, 2, pp. 273-277.
- POLL, K. (1963).— “Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien, Nordspanien)”. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117, pp. 235-260.
- PRADO, C. de (1861).— “Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (Escala 1:100.000)”. *Com. Estad. General del Reino*.
- PULGAR, J.A. (1973).— “La zona de escamas de San Martín-Ventaniella y su posible relación con el Domo de Valsurcio”. *Brev. Geol. Ast.*, 4, pp. 54-64.
- QUIRING, H. (1939).— “Die ostasturischen Steinkohlenbecken”. *Archiv. f.*

- Lagerstättenforschung*, 69, pp. 1-66. (trad. esp. extr. Cuencas hulleras al Este de Asturias. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVI, pp. 453-538).
- REUTHER, C.D. (1977).— "Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen". *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- REUTHER, C.D. (1979).— "Tektonic und Oberkasbonische Faziesentwicklung des westlichen Valderrueda-Beckens un seiner Umrandung südliches Kantabrisches Gebige. Nordspanien". *Clausth. Geol. Abh.*, 30, pp. 45-61.
- REUTHER, C.D. (1982).— "The Lower Carboniferous facies Ierelleng and the first Upper Carboniferous tectonic events in the Cantabrian Mountains and the Pyrenees (Spain)". A comparison. *N. Jb. Paläont. Abh.*, 163(2), pp. 244-249.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, L.R. (1983).— "Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero". En *Carbonífero y Pérmico de España. IGME*, pp. 151-162.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA-VILLAR, J.A.; COLMENERO-NAVARRO, J.R.; GARCIA-RAMOS, J.C. Y GONZALEZ-LASTRA, J. (1983).— "Evolución sedimentaria y Paleogeográfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica". *El Carbonífero y Pérmico de España. IGME*, pp. 133-150.
- SAVAGE, J.F. (1967).— "Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 193-247.
- SAVAGE, J.F. (1977).— "Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains; Spain, Sheets Carrion y Yuso". *Leidse Geol. Meded.* 50(2).
- SAVAGE, J.F. (1979).— "The hercynian Orogeny in the Cantabrian Mountains, N. Spain". *Kristallinikum*, 14, 91-108.
- SITTER, L.U. (1949).— "The development of the paleozoic in Northwestern Spain". *Geol. Mijub.*, 11-12 pp. 312-319 and 325-340.
- SITTER, L.U. de (1957).— "The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains". *Neues Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 105, 3, pp. 272-284.
- SITTER, L.U. de (1960).— "Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees". *Geologie en Mijnbouw*, 39, pp. 189-194.
- SITTER, L.U. de (1962).— "The Hercynian Orogenes in Northern Spain". In "Some aspects of the Variscan Fold Belt". *Manchester Univ. Press*, pp. 1-18.
- SITTER, L.U. de (1962).— "The structure of the southern slope of the

- Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections (scale 1:100.000)". *Leidse Geol. Meded* 26, pp. 255-264.
- SITTER, L.U. de & BOSCHMA, D. (1966).— "Explanation geological map of the Palaeozoic of the southern Cantabrian Mountains, 1:50.000. Sheet 1, Pisuerga". *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 191-238.
- TRUYOLS, J. (1983).— "El Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos". En *Carbonífero y Pérmico de España. IGME*. pp. 39-59.
- VEEN, J. van (1965).— "The tectonic and stratigraphic history of the Cañón area, Cantabrian Mountains, northwest Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 35, pp. 45-104.
- WAGNER, R.H. (1955).— "Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico Superior de Barruelo (Palencia)". *Estudios Geol.*, XI, 26, pp. 145-202.
- WAGNER, R.H. (1958a).— "On *Sphenopteris* (*Saaropteris?*) *dimorpha* (LESQ) nov. comb." *Palaeontographica*, (B), 104, pp. 105-114.
- WAGNER, R.H. (1958b).— "Una nueva especie de *Odontopteris* en el Estefaniense inferior de España". *Estudios Geol.*, XIV, 37 pp. 31-41.
- WAGNER, R.H. (1958c).— "On the occurrence of *Callipteris bilharzi* (FRENTZEN) in the Stephanian of Northern Spain". *Estudio Geol.*, XIV, 38, pp. 71-80.
- WAGNER, R.H. (1958d).— "*Lobopteris alloipteroides*, una nueva especie de Pecopteridea del Estefaniense A español". *Estudios Geol.*, XIV, 38, pp. 81-106.
- WAGNER, R.H. (1959a).— "Some Stephanian Pecopterids from NW Spain". *Meded. Geol. Stichting*, (N.S.), 12, (1958), pp. 5-23.
- WAGNER, R.H. (1959b).— "Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N". *Estudios Geol.*, XV, pp. 398-420.
- WAGNER, R.H. (1960).— "Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding)". *Estudios Geol.*, XVI, 2, pp. 55-92.
- WAGNER, R.H. (1962).— "A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain". *C.R. 4^e Congres Carbonifere, Heerlen 1958*, III, pp. 753-762.
- WAGNER, R.H. (1962b).— "Discordancia bretónica en el NE de Palencia, España". *Not. Comuns. Inst. Geol. Min. España*, 67, pp. 17-24.
- WAGNER, R.H. (1964).— "Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D — Stephanian A boundary". *C.R. 5^e Congres Carbonifere, Paris, 1963*, pp. 835-851.
- WAGNER, R.H. (1965).— "Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW Spain". *Mem. Inst. Geol. España*, 66, pp. 1-169.
- WAGNER, R.H. (1966).— "Notes on the geology of Palaeozoic rocks in the

- northeastern part of the province of Palencia, NW Spain". *Not. Comun. Inst. Geol. España*, 86, pp. 31-40.
- WAGNER, R.H. (1971).— "Carboniferous nappe structures in northwestern Palencia (Spain)". *Trabajos de Geología*, 4, pp. 431-459.
- WAGNER, R.H. (1972).— "The Cantabrian Stage in its stratigraphic and palaeogeographic context". *C.R. 7^e Congres Carbonifere, Krefeld 1971*, I, pp. 263-268.
- WAGNER, R.H. (in litt.).— "Memoria explicativa de la Hoja núm. 107 (Baruelo)". Mapa Geológico Nacional a 1:50.000". *JGME*.
- WAGNER, R.H. & BREIMER, A. (1958).— "Una flora del Estefaniense inferior en el monte de San Cristóbal (Palencia, España)". *Estudio Geol.*, XIV, 37, pp. 5-30.
- WAGNER, R.H., PARK, R.K., WINKLER PRINS, C.F. & LYS, M. (1977).— "The Post-Leonian Basin in Palencia: A Report on the Stratotype of Cantabrian Stage". In "Symposium on Carboniferous Stratigraphy". *Special Publ. Geol. Survey of Prague*, 1973, pp. 89-146.
- WAGNER, R.H. & VARKER, W.J. (1971).— "The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian, D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain". *Trabajos de Geología*, 4, pp. 533-601.
- WAGNER, R.H. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1952).— "Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Baruelo (Palencia)". *Estudios Geol.*, VIII, 16, pp. 301-345.
- WAGNER, R.H. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).— "Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenschappen*, (B) LXVI, 3, pp. 149-163.
- WAGNER, R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1970).— "The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Baruelo (prov. Palencia), N.W. Spain". *Congr. Coll. Univ. Liege*, 55, pp. 487-551.
- WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.F.; RIDING, R.E. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971).— "Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain". *Trabajos de Geología*, 4, pp. 603-663.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).— "Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain". *Notas y Com. I.G.M.E.*, 69, pp. 5-23.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1980).— "Goniatites from the Visean-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain". *Scripta Geol.*, 55, pp. 1-43, 15 Fig., 8 pl. Leiden.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA