



IGME

107

17-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARRUELO DE SANTULLAN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARRUELO DE SANTULLAN

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:

Redacción: R.H. Wagner, en colaboración con J. Carballeira, T. Ambrose y E. Martínez García para las partes correspondientes al Mesozoico, Silúrico y Devónico en facies palentina, y las rocas ígneas con las mineralizaciones correspondientes.

Cartografía: R.H. Wagner, en colaboración con J. Carballeira, T. Ambrose y J. López Rico. Se apoyó en parte en el mapa de conjunto publicado por De Sitter & Boschma (1966), en los datos facilitados por Van de Graaff como consecuencia de su estudio sedimentológico publicado en 1971, y en los datos inéditos de los tres primeros autores de la hoja. Las muestras de rocas ígneas fueron estudiadas por E. Martínez García (Universidad de Oviedo), las de micropaleontología por L. Granados (E.N. Adaro, Madrid), A.C. Higgins (Universidad de Sheffield), K. Dorning (Sheffield) y L. Sánchez de Posada (Universidad de Oviedo). Algunas muestras de foraminíferos fueron estudiadas también por Z.S. Rumjantseva, de la Universidad de Kiev. Muestras de macropaleontología fueron estudiadas por C.F. Winkler Prins (Museo Nacional de Geología y Mineralogía, Leiden), J. García Alcalde (Universidad de Oviedo), F.M. Soto Fernández (Oviedo), M.A. Arbizu Senoisain (Oviedo), M. Truyols (Oviedo), A. Goy (Universidad de Madrid), J. Pons (Universidad Autónoma de Barcelona), M. Romano (Universidad de Sheffield), C.H.T. Wagner-Gentis (Sheffield) y R.H. Wagner (Sheffield). También se citan clasificaciones de fauna por D. Weyer y H. Blumenstengel, del Servicio Geológico de la República Democrática Alemana (Berlín).

El estudio de rocas sedimentarias fue realizado por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Minerías (Madrid) y J. Carballeira (Universidad de Salamanca). Se hicieron responsables las entidades siguientes: E.N. Adaro (ENADIMSA) y el Centro de Investigación y Desarrollo (CIDS), de La Robla (León).

Se dio por terminada la confección de esta hoja a finales de 1977, introduciéndose algún cambio en la redacción de la memoria posteriormente (ver Addenda a la Bibliografía).

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming 7 - 28036 Madrid

Depósito Legal: M. 42.116 - 1984
I.S.B.N.: 84-7474-274-9

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

1 INTRODUCCION

La hoja de Barruelo contiene el extremo suroriental de los afloramientos paleozoicos en la Cordillera Cantábrica, envolviéndolos el Trías discordante de la cobertera mesozoica cuyo desarrollo principal corresponde a las áreas al Nordeste, Este, Sureste y Sur, es decir a las hojas contiguas de Tudanca (82), Las Rozas (108) y Prádanos de Ojeda (133). Al Oeste linda la hoja con la de Camporredondo (106), en pleno Paleozoico.

A la situación de transición entre Paleozoico y Mesozoico se une la geografía de límite entre Montaña y Meseta, encontrándose la villa de Cervera de Pisuegra a las puertas de la Cordillera, siendo paso obligado para el Puerto de Piedrasluengas, un poco al Norte de la hoja, y por el que pasa la carretera conduciendo a Potes y los Picos de Europa. El hecho de encontrarse el Trías en discordancia estratigráfica sobre el Paleozoico, con muy ligeras modificaciones por falla, influye para que las colinas mesozoicas se confundan prácticamente con los relieves bajos de la parte meridional del Paleozoico, encontrándose los relieves más altos en calizas del Carbonífero medio y, sobre todo, en el Trías de la parte central de la hoja donde alcanza la altitud de 2.136 metros en Valdecebollas, la montaña más alta de la zona. Al Norte

de Barruelo se alza la Sierra Híjar, asimismo en rocas triásicas, que separan el Paleozoico de Barruelo del Jurásico del valle de Campóo, en la esquina nororiental de la hoja.

El río principal de la zona es el Pisuega que nace en el Trías de la cabecera del valle de Redondo y que se une al río que baja del Puerto de Piedrasluengas en un lugar al Norte de San Salvador de Cantamuda. Después sigue a Cervera donde tuerce hacia el Este hasta Salinas de Pisuega, tomando rumbo SE a partir de esta localidad. Otro río importante es el Rubagón que baja de la Sierra Híjar a Barruelo, cambiando de rumbo Sur a Sureste cuando entra el Mesozoico. Sobre el río Pisuega se ha construido el Embalse de Requejada (llamado habitualmente Pantano de Vañes) que se seca casi todos los años y que, por tanto, no ofrece impedimento ninguno a la investigación geológica.

Las rocas que se encuentran en la hoja de Barruelo son sedimentarias en su casi totalidad, habiendo solamente unos pocos asomos, generalmente muy pequeños, de roca ígnea, y ningún metamorfismo regional. Salvo contados casos no hay ni siquiera esquistosidad, tratándose de deformaciones tectónicas a alto nivel crustal, con formación de pliegues paralelos, generalmente fuertemente comprimidos, y numerosas fallas, sobre todo de tipo inverso (despegues y cobijaduras) aunque también hay fallas directas. Hubo tres fases tectónicas importantes durante el Paleozoico y otra deformación relativamente importante después del Mesozoico, tratándose de una tectónica póstuma en este último caso. Hay razones para creer en movimientos relativos de índole vertical, por los que se crearon estructuras gravitatorias entre las que se encuentran mantos de corrimiento.

Al lado de una minería metálica esporádica y a muy pequeña escala (hoy día parada en su totalidad) existía de antiguo una minería de carbón que se mantiene en la actualidad con explotaciones modestas después de haberse cerrado las minas de Barruelo donde se encontraban las reservas más importantes.

La montaña palentina despertó de antiguo el interés de los geólogos, mereciendo citarse en primer lugar los estudios de CASIANO DE PRADO (1861) y ROMAN ORIOL (1894), siendo este último el fundador de las minas de Orbó, de la cuenca minera de Barruelo. Hay datos esporádicos en la Explicación del Mapa Geológico de España (MALLADA 1898) y las notas publicadas por DUPUY DE LOME & DE NOVO (1924), PATAC (1932), y CUETO y RUIZ DIAZ (1934), pero la cartografía primitiva de PRADO no fue superada para el Paleozoico hasta que se publicó el mapa de QUIRING (1939). Todavía se le veía muchos errores y la etapa moderna se inició con

los trabajos de WAGNER (de 1952 en adelante) y de DE SITTER (de 1955 en adelante) y sus alumnos, empezando por KANIS (1956). El Mesozoico ya se había tratado por CIRY (1939) y KARRENBORG (1939) en dos obras magistrales que lo pusieron a un nivel de conocimiento mayor que el Paleozoico al que se estudió con detalle mucho más adelante. La cartografía de detalle del Paleozoico aparece en las publicaciones de KANIS (1956), NEDERLOF (1959), VAN VEEN (1965), FRETTS (1965) y DE SITTER & BOSCHMA (1965). Luego vinieron los trabajos estratigráficos y sedimentológicos de WAGNER & WINKLER PRINS (1970), VAN DE GRAAFF (1971 a, b, c), WAGNER & VARKER (1971), WAGNER, PARK, WINKLER PRINS & LYS (1977), la tesis inédita de AMBROSE (1972) y la nota correspondiente del mismo autor (AMBROSE 1974), así como el trabajo estratigráfico de REUTHER (1977), sobre el área contigua de la Sierra del Brezo y otras zonas más lejanas de la hoja, y el estudio estratigráfico reciente de BOLL, KULLMANN & SCHÖNENBERG (1976), cuyos resultados no caben en el contexto estratigráfico establecido para la hoja. Son ya numerosos los estudios paleontológicos publicados sobre el Paleozoico de la hoja de Barruelo y áreas colindantes: WAGNER 1958 a, b, c, 1959, 1960, 1965, SCHINDEWOLF & KULLMANN 1958, KULLMANN 1960, 1961, 1962, 1968, DE GROOT 1963, BREIMER 1964, VAN GINKEL 1965, 1972 a, b, c, RACZ 1966, WINKLER PRINS 1968, WAGNER & WINKLER PRINS 1970, STRIMPLE 1976, etc. Entre los trabajos recientes sobre paleontología del Mesozoico se destacan los de DAHM (1966) y RAMIREZ DEL POZO (1969). Este último también describe el Mesozoico de la hoja contigua de Las Rozas. Finalmente, se hace un estudio sedimentológico completo del Jurásico y Cretácico del borde Sur, añadiéndolo un análisis del Trías de la misma zona, en la tesis inédita de CARBALLEIRA (1975).

2 ESTRATIGRAFIA

Esta hoja contiene gran variedad de sedimentos, de litologías muy variadas aunque representando generalmente facies marinas someras. Existen, sin embargo, facies continentales en algunas épocas así como facies marinas algo más profundas, lo cual no resulta extraño si se considera la amplia gama de edades representadas que van del Ordovícico supuesto (y Silúrico seguro) al Cretácico más moderno. Las secuencias son, a veces, muy potentes, sobre todo en el Carbonífero medio y superior, y representan varios rellenos de cuencas

sedimentarias sucesivas. Las mayores están separadas por discordancias angulares muy acusadas que representan las fases tectónicas siguientes: Fase Palentina (Westfaliense B), Fase Astúrica (Estefaniense A), y una fase pérmica que podría atribuirse a la Fase Urálica aunque bien sería preferible darla un nombre local que no se relacionase con una fase tectónica de una región tan lejana como los Urales. Además hubo levantamientos del subsuelo dando lugar a disconformidades e incluso discordancias poco angulares al final del Devónico y durante el Carbonífero inferior más antiguo (Fase Bretónica), el Westfaliense A (disconformidad de la Formación Carmen), hacia la parte final del Westfaliense D (Fase Leónica), y antes de depositarse el Trías detrítico (llamado "Buntsandstein" según la nomenclatura germana, de aplicación dudosa en la Cordillera Cantábrica). Existen también solapamientos importantes como resultado de los movimientos tectónicos que permitieron la expansión de la cuenca post-leónica durante el Cantabriense medio, y que dieron lugar a la expansión muy local de la cuenca mesozoica durante el Jurásico y Cretácico más antiguo. El solapamiento mesozoico parece estar controlado en parte por una línea o zona estrecha de orientación NW-SE que refleja el movimiento póstumo de una fractura de edad paleozoica.

En total se depositaron unos 14.000 metros de estratos, sin contar los depósitos superficiales terciarios y de aluvión cuaternario.

Para los sedimentos paleozoicos se han definido formaciones litológicas, siguiendo las normas establecidas por la Subcomisión de Clasificación Estratigráfica (de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas), y tratando de fijar sus límites mediante la definición de cortes tipo. Se ha hecho la selección de formaciones entre las muchas descritas en la literatura sobre la hoja de Barruelo y las áreas contiguas, tratando de unificar criterios y revisando varios intervalos de la sucesión estratigráfica.

Para el Mesozoico los tramos litológicos descritos no han recibido nombres formales de formación. Por una parte no hubiera sido lógico definir las formaciones mesozoicas dentro de la hoja de Barruelo, ya que el desarrollo de la cuenca mesozoica fue mucho más amplio hacia el Este y Sureste. Por otra parte no existe la misma tradición de definir formaciones de modo formal en el Mesozoico, tal como se ha venido haciendo en el Paleozoico de la Cordillera Cantábrica.

En conjunto se presenta el cuadro siguiente (ver Leyenda del Mapa):

<u>SISTEMA</u>	<u>SERIE</u>	<u>PISO</u>	<u>FORMACION FASE TECT.</u>
CRETACICO	Superior	Campaniense	5 tramos de caliza
		Santoniense	
Coniaciense			
Turonense			
Cenomaniense			
JURASICO	Inferior		tramo detrítico inferior
	Malm		calizas salobres con tramos detríticos variados
	Dogger	Calloviense	calizas y margas
		Bathoniense	
Bajociense			
Lías	Toarciense	carniolas y calizas tableadas	
	Pliensbachiense		
	Sinemuriense		
	Hetagiense		
TRIASICO			arcillas rojas tramo detrítico inferior ----- fases urálica (?) y sálica (?)
CARBONIFERO	Estefaniense	Estefaniense B	Peña Cildá ----- Fase Astúrica
		Estefaniense A	Barruelo
		Cantabriense	Brañosa San Salvador Verdeña Ojosa (en parte)

<u>SISTEMA</u>	<u>SERIE</u>	<u>PISO</u>	<u>FORMACION FASE TECT.</u>
	Westfaliense	Westfaliense D	Ojosa (en parte) ----- Fase Leónica
		Westfaliense D	Vergaño
		Westfaliense C	Vañes
		Westfaliense B	Curavacas ----- Fase Palentina
		Westfaliense A	Carmen ----- levantamiento
		Westfaliense A	Perapertú
		Yeadoniense	Valdeteja ----- levantamiento
	Namuriense	Marsdeniense	Barcaliente
		Kinderscoutiense	
		Alportiense	
		Chokieriense	
		Arnsbergiense	
	Dinantiense	Pendleiense	Genicera ----- Fase Bretónica
		Viseiense	
		Tournaisiense	
DEVONICO	Superior	Fameniense	Vidrieros
		Frasniense Super.	Moradillo
		Frasniense Infer.	
	Medio	Givetiense	Gustalapietra
		Eifeliense Super.	
		Eifeliense Infer.	Abadía
	Inferior	Emsiense	
		Siegeniense	Lebanza
		Gediniense Super. Gediniense Infer.	Carazo
SILURICO		Ludloviense	Arroyacas
		Ludloviense	Robledo

2.1 SILURICO

Las rocas más antiguas de la región afloran en la parte más occidental de la hoja. Se trata de las formaciones Robledo y Arroyacas, descritas por AMBROSE (1974) y que se encuentran concordantes con la Formación Carazo, de la transición Silúrico-Devónico. Estas formaciones están en una estructura gravitatoria, el Cabalgamiento de Lebanza. La falla rompe los primeros 20 m de lutitas dentro de la Formación Robledo, de constitución areniscosa generalmente, y aprovecha claramente la parte blanda de esta formación.

2.1.1 Formación Robledo (S_2^B)

El corte tipo de esta formación está justamente fuera de la hoja, en la ladera oriental del Monte Robledo a 2 km al Oeste de San Salvador de Cantamuda, y casi en el Arroyo de Las Arroyacas, localidad tipo de la formación siguiente. Aflora la Fm Robledo con 167 m de areniscas y cuarcitas, principalmente, no llegando la parte lutítica a representar más del 30% del espesor total encima del cabalgamiento. Las areniscas y cuarcitas son casi todas lajeadas con estratificación cruzada, ripplemarks y pistas sobre los planos de estratificación. La facies puede considerarse como de arenal sublitoral, haciéndose más litoral hacia arriba. Una cuarcita masiva, roja, ferruginosa, corona la formación.

Al introducir la Formación Robledo, AMBROSE (1974) compara con la Formación Barrios de la provincia de León, suponiéndola de edad Ordovícica por la comparación litoestratigráfica y su posición por debajo de la Formación Arroyacas que posee graptolites silúricos (al igual que la Fm Formigoso que sucede a la Fm Barrios en León). Sin embargo, el hallazgo de palinomorfos del Ludloviense en la Formación Robledo (CRAMER & RODRIGUEZ 1977) obliga a reconsiderar y a atribuir esta formación al Silúrico superior.

2.1.2 Formación Arroyacas (S_2^B)

Encima de la Fm Robledo vienen 370 m de lutitas con algún paso de arenisca. Corresponden a la Formación Arroyacas cuyo corte tipo sigue al de la formación anterior en el Arroyo Las Arroyacas subiendo para la parte más superior de la formación al monte del mismo nombre, en las estribaciones de Peña Carazo. Su edad, en la parte más superior, corresponde al Ludloviense

por encontrarse allí *Monograptus incipiens* Wood. Cerca de la base de la Fm Arroyacas se ha recogido el braquiópodo *Protochonetes* sp. Además, se han visto gasterópodos, cefalópodos, algún braquiópodo espiriférico y pistas, todos sin clasificar. Tanto por su edad como por su parecido litológico y posición estratigráfica se asemeja la Fm Arroyacas a la Formación Formigoso en la provincia de León, aunque cabe notar que aquella tiene las lutitas más negras y con menor proporción de intercalaciones areniscosas cuarcíticas.

La Formación Arroyacas aflora alrededor de la Peña Carazo, en Peña Polentinos y, a 15 km hacia el Este, en las partes meridional y oriental del Manto de Corrimiento de San Julián.

2.3 DEVONICO

Hay continuidad de Silúrico a Devónico, con un paso tan gradual que la primera formación devónica pertenece en su parte inferior probablemente todavía al Silúrico más moderno. El Sistema Devónico tiene una representación muy completa en esta hoja, con facies muy variadas y un desarrollo bastante distinto en tres lugares diferentes de la hoja. En su mayor parte muestra el desarrollo de la llamada "Facies Palentina" (BROUWER 1964) que se encuentra sobre todo en la parte más occidental de la hoja, en el Manto de San Julián, y en afloramientos dispersos por todas las estructuras pre-Palentinias en la parte meridional de la hoja. La "Facies Leonesa" de Brouwer se encuentra en el espolón oriental de la Sierra del Brezo que penetra en la hoja de Barruelo por la región de Cervera de Pisuerga y que continúa, por lo menos de forma estructural, hacia Ligüerzana. Las dos facies principales del Devónico, mencionadas arriba, se encuentran en poco espacio y sin transición aparente por separarlas la falla de Ruesga. Una tercera facies diferente del Devónico se encuentra en el Manto de Corrimiento de Revilla, donde hay una secuencia pequeña de estratos givetienses que no encaja con la facies leonesa y aun menos con la palentina. Representa, probablemente, una facies de umbral de más al Sur que la facies leonesa y cuya región autóctona está cubierta por el Mesozoico y Terciario de la Meseta.

Puesto que la facies principal en la hoja de Barruelo es la Palentina, se describen a continuación las formaciones correspondientes, mencionando las de la Facies Leonesa en un apéndice y comparándolas en cuanto haya lugar por equivalencia de edades.

2.3.1 Formación Carazo ($S^B-D_1^1$)

Los primeros autores a utilizar el término de Formación Carazo, tal como VAN VEEN (1965), incluyeron en esta formación unos 75 m de lutitas que AMBROSE (1972) asimiló a su Formación Arroyacas. Siguiendo el criterio de este último, la base de la Formación Carazo coincide con la base de una cuarcita fuerte que se mantiene en toda el área aunque con espesores bastante variables. Constituye la parte inferior de la Formación Carazo, con espesores que varían entre 5 y 190 m. La parte superior de la formación consiste en lutitas y calizas, con 20 a 215 m de espesor, llegando el conjunto a un promedio de 250 m. El corte tipo del tramo de cuarcita está en la Peña Carazo, un poco al Oeste de la hoja, y el tramo superior tiene su estratotipo en el río Arauz, aún más al Oeste.

El tramo inferior de cuarcita muestra un cambio fuerte de espesor de Sur a Norte, ya que tiene solamente 26 m en las Peñas Negras y 80 m en Peña Polentinos. A la sazón se hace notar que las Peñas Negras representan un área de sedimentación en aguas turbulentas, mientras que hacia el Norte el régimen sedimentario era más tranquilo. Por tanto, la costa probablemente se situaría hacia el Sur. La cuarcita contiene niveles ferruginosos, con cemento de oxígeno de hierro u oolítico; además hay a menudo nódulos pequeños de fosforita indicando un régimen de mar somero.

La cuarcita contiene fósiles mal preservados que incluyen *Howellella mercuri* (Gosselet), así como otros braquiópodos, lamelibránquios y trilobites. El tramo superior lutítico, que se introduce paulatinamente en las Peñas Negras y que tiene un paso más abrupto en los afloramientos más al Norte, muestra fósiles mejor preservados. Contiene niveles delgados de caliza y, más raramente, bancos finos de arenisca en los que se encuentran, de vez en cuando, fósiles transformados en mineral de hierro. El tramo lutítico aumenta hacia el Norte donde llega a tener más de 200 m de espesor en su corte tipo del río Arauz (fuera de la hoja) contrastando así con los 100 m como máximo en las Peñas Negras. El corte tipo muestra pistas en abundancia, mientras que las Peñas Negras las enseña raramente. En aquella zona más meridional se encuentran más bien crinoideos y braquiópodos. Generalmente se los encuentra muy desmenuzados por el oleaje fuerte a que estaban sometidos en esta Zona de facies costera.

VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967) encontró conodontos característicos de la zona *woschmidtii* en las calizas más altas de la Formación Carazo, y BINNEKAMP (1965) facilitó una lista de braquiópodos indicando la misma edad Gediniense antigua: *Platyorthis verneuili* (de Koninck), *Douvillina* (*Mesodouvillina*) *triculta* Fuchs, etc.

La Formación Carazo es equivalente, en cuanto a su edad, fauna y composición litológica, a las Areniscas de San Pedro en León y las de Furada en Asturias. Se trata, pues, de una formación muy difundida por toda la Cordillera Cantábrica. Aparte de las Peñas Negras, en la parte más occidental de la hoja, se encuentra la Formación Carazo en el Manto de San Julián y, de modo muy discontinuo, en las estructuras autóctonas muy falladas de sus alrededores en el sentido más amplio. Resulta notable que la Formación Carazo del Manto de San Julián no muestra el tramo superior lutítico del área de Peñas Negras y que tiene un desarrollo muy fuerte de cuarcita a la que sigue un nivel delgado de lutitas negras con tentaculites separándola de las calizas de la formación suprayacente de Lebanza.

El Silúrico y Devónico inferior no afloran en la Sierra del Brezo y su prolongación por Cervera de Pisuerga.

2.3.2 Formación Lebanza (D₁₁₋₁₂³⁻²)

Fue descrita por BINNEKAMP (1965) que publicó también una lista exhaustiva de su fauna abundante de braquiópodos. La formación tiene 100 m de espesor en las Peñas Negras y 165 m cerca del pueblo de Lebanza, justamente al Oeste de la hoja. Es allí donde se encuentra su estratotipo. La formación es de calizas, y tiene un paso gradual con las lutitas con calizas intercaladas de la parte alta de la Formación Carazo. Empieza la Formación Lebanza con calizas estratificadas con fauna de braquiópodos. Hacia la mitad de la formación se encuentran unos 40 m de caliza pura, de aspecto masivo, con fauna que se compone fundamentalmente de *Favosites*. A continuación vienen calizas finamente estratificadas que alternan con lutitas, aumentando el elemento lutítico en la parte superior de la formación. Aquella parte aflora escasamente y se hace notar a menudo solamente por una interrupción en la pendiente de ladera.

Dentro de la Formación Lebanza se observa un paso gradual hacia facies más condensadas en dirección Norte, donde se supone que estaba la parte más profunda de la cuenca. El área del mapa muestra las calizas de la Fm Lebanza con crinoideos como los fósiles más abundantes, pero su incidencia disminuye hacia el Norte a la sazón que las facies se hacen más profundas.

La Fm Lebanza está muy difundida por toda la hoja, encontrándose tanto en la zona occidental de estructuras gravitatorias, es decir en las Peñas Negras y al Oeste de San Salvador de Cantamuda (área de Lebanza), como en el Manto de San Julián y en las estructuras autóctonas de la parte meridional de la hoja donde constituye afloramientos aislados por falla. Casi

siempre es muy fosilífera, siendo los braquiópodos los elementos más interesantes para su datación.

Empieza la formación con una fauna de braquiópodos del Gedinense alto (BINNEKAMP 1965): *Hysteriolites hystericus* (von Schlotheim), *Cryptonella?* cf. *minor* Dahmer, *Podolella rensselaeroides* Kozlowski, *Prodoia?* cf. *torenoi* de Verneuil & d'Archiac, *Athyris* sp. cf. *A. concentrica* von Buch, *Hebotoechia cantabrica* Binnekamp, *Plethorhynchia polentini* Binnekamp, *Douvillina* (*Mesodouvillina*) *triculta* Fuchs.

Las partes media y superior de la Fm Lebanza contienen braquiópodos que, según BINNEKAMP (1965), indican el Siegeniense medio. Esta datación se basa en una comparación con las Ardenas y hay que apuntar la presencia de algunas especies en la Fm Lebanza que en las Ardenas aparecen en estratos algo más modernos. Las especies más significativas son: "*Spirifer*" sp. aff. *subsulcatus* Barrois, *Brachyspirifer rousseai* (Rouault), *Cryptonella inornata* (d'Orbigny), *Mutationella guerangeri* (de Verneuil), *Athyris undata* Defrance, *Meristella* sp., *Trigonirhynchia fallaciosa* (Bayle), *Uncinulus lebanzus* Binnekamp, *U. subwilsoni* d'Orbigny, *Camarotoechia?* *cypris* d'Orbigny, *Chonetes sarcinulata* (von Schlotheim), *Schellwienella septierecta* Wolf, *Stropheodonta gigas* McCoy, *Platyorthis* cf. *douvillei* (Bayle), *Isorthis trigeri* (de Verneuil), *Schizophoria provulvaria* (Maurer).

Las calizas de la Fm Lebanza tienen la misma edad que las lutitas y calizas de la parte inferior de la Formación La Vid, de la facies leonesa. Sin embargo, las dos formaciones muestran asociaciones diferentes de braquiópodos que pertenecen a facies distintas.

2.3.3 Formación Abadía (D³⁻⁰₁₂₋₂₁)

El nombre de esta formación se tomó de la Abadía de Lebanza, que se encuentra a 2 km al Oeste del pueblo de Lebanza, ya dentro de la hoja contigua de Camporredondo. VAN VEEN (1965) y DE SITTER & BOSCHMA (1966) describen como corte tipo una secuencia situada justamente al Norte del Pantano de Vañes, aunque lo mencionan como tomado del área de Cortés, a una distancia considerable hacia el Norte (hoja de Potes). Hay una diferencia muy notable entre las dos áreas, ya que de unos 300 m de espesor en el área Sur a la que pertenecen los estratos cerca del Pantano de Vañes, disminuye a 150 m en el área de Cortés. La cartografía detallada de la zona Sur demuestra que el corte del Pantano de Vañes está muy afectado por fallas, restándole utilidad. Por tanto, AMBROSE (1972) designa como nuevo estratotipo de la Formación Abadía el corte que se

puede medir en el área al Oeste de la Abadía y del pueblo de Polentinos, ambos a poca distancia al Oeste de la hoja de Barruelo.

Predominan en esta formación las lutitas finas, de color marrón, aunque raramente se las encuentran también de color gris oscuro. Hay dos niveles de caliza, llamados de Requejada y de Polentinos, respectivamente. La caliza de Requejada, en la parte inferior de la formación (a unos 50 m de la base), alcanza un espesor máximo de 30 m y contiene una fauna abundante de coralarios, trilobites, goniatítidos, tentaculites y, más raramente, braquiópodos. Destacan los coralarios *Zaphrentis* sp., *Calceola sandalina* Linné y *Pleurodictyum problematicum* Goldfuss. Las calizas nodulares de la parte más alta de la Caliza de Requejada han proporcionado trilobites: *Phacops* (*Phacops*) cf. *saberensis* Morzadec (M. Romano det.), pero las faunas más abundantes se encuentran en las lutitas inmediatamente encima de la caliza. Según clasificaciones realizadas por H. BRUNTON y M. ROMANO, pertenecen a los géneros *Dalejodiscus*, *Coelospirina*, *Asteropyge*, *Phacops* y *Odontochile*.

Antes de llegar a la Caliza de Polentinos, en la parte superior de la formación, se encuentran unos 8 m de arenisca oscura con trazas de tipo *Chondrites* que constituyen un nivel guía.

La Caliza de Polentinos consiste en tres bandas de caliza con lutitas intercaladas, llegando el conjunto a 60 m de espesor en la vecindad de Polentinos, un poco al Oeste de la hoja. Son calizas azules-grisáceas, fétidas y nodulares con nódulos de pirita de hasta 5 cm de diámetro. Suelen contener nautiloideos, trilobites y *Pleurodictyum problematicum*, además de algún goniatítido. En una caliza nodular de tipo "griotte" del horizonte de Polentinos se encontraron goniatítidos del Eifeliense o Emsiense superior por KULLMANN (1960) que los recogió en el área de Cortés, fuera de la hoja.

La edad de la Formación Abadía debe corresponder en su mayor parte al Emsiense, ya que sigue al Siegeniense de la Fm Lebanza. Efectivamente, una fauna de tentaculites obtenida de las lutitas que forma el grueso de la Fm Abadía ha proporcionado una asociación del Emsiense superior (M. TRUYOLS det): *Nowakia cancellata* (Richter), *Striatostyliolina* cf. *striatula* (Nowak), *Viriatellina* sp., *Costulatostyliolina* sp., *Styliolina* sp. Una localidad en las lutitas grises que forman la parte más alta de la formación ha proporcionado tentaculites dacrionáridos del Eifeliense (M. TRUYOLS det.): *Styliolina fissurella* (Hall), *Costulatostyliolina striatula* (Nowak), *Viriatellina gracilistriata* (Hall).

Estas faunas obtenidas de la parte occidental de la hoja de Barruelo confirman plenamente las edades Emsiense moderno y Eifeliense establecidas para la Formación Abadía en el área de Cortés (KULLMANN 1960).

La Formación Abadía muestra un desarrollo de facies tranquila que corresponde a una cuenca alejada del área fuente. Esta formación de la Facies Palentina es muy distinta de las formaciones coetáneas de la Facies Leonesa, es decir la parte lutítica superior de la Fm La Vid y la Formación Caliza de Santa Lucía, sobre todo en la clase de caliza depositada y en el contenido paleontológico. Tanto la Fm La Vid como la de Santa Lucía se encuentran representadas en la parte suroccidental de la hoja de Barruelo. Son las formaciones más antiguas visibles en la Sierra del Brezo y su prolongación por Cervera de Pisuerga.

Aparte de la zona occidental donde se encuentra la representación más completa de la formación, los estratos de la Fm Abadía se han encontrado también en un klippe tectónico al Norte de Nava de Santullán (WAGNER 1971) y en una localidad aislada al Este del pueblo de Mudá que ha proporcionado *Mimosphinctus cantabricus* Kullmann del Emsiense. El yacimiento de Mudá representa la parte más alta de una secuencia devónica que comienza con los estratos de transición entre las formaciones de Carazo y de Lebanza y que llega justamente a la Fm Abadía. Esta secuencia participa en estructuras autóctonas muy falladas (la parte basal de la Fm Abadía está en contacto inmediato con el Famenense de la Fm Vidrieros), que se encuentran por debajo del Manto de Corrimiento de Mudá, en estratos del Carbonífero superior.

2.3.4 Formación Gustalapedra (D³⁻⁰₂₁₋₃₁)

Entre la Caliza de Polentinos que corona la Fm Abadía y las areniscas de la Fm Moradillo que constituye el próximo tramo duro que destaca en el terreno, se intercalan unos 180 m de lutitas finas con algún paso de limolita y de arenisca fina, de facies turbidítica. VAN VEEN (1965), en Cardaño de Arriba, a 20 km al Oeste de la hoja, distingue entre una Formación Gustalapedra constituida por lutitas y una Formación Cardaño de calizas nodulares que se encuentran en aquel lugar. Sin embargo, la Caliza de Cardaño acuña rápidamente hacia el Este y ya no se encuentra en la hoja de Barruelo. Por tanto, no tiene objeto considerar la Caliza de Cardaño más que a nivel de miembro de la Formación Gustalapedra, dada su continuidad limitada. La Formación Gustalapedra, fundamentalmente lutítica, se encuentra en todo el Norte de la provincia de Palencia (del área de la Facies Palentina) y se extiende incluso en el territorio de la provincia de Santander.

En la hoja de Barruelo se ha encontrado la Fm Gustalapedra en un corte muy tectonizado a unos 500 m al SSW de Barruelo de Santullán.

Fallas en dirección y pliegues a pequeña escala dificultan la obtención de un corte estratigráfico de las lutitas grises con intercalaciones de calizas sucias, limolíticas, y de areniscas finas con señales de corriente. Buena parte de las lutitas en este corte debe de estar suprimida por las fallas que laminan la secuencia. En las lutitas hay fauna pelágica abundante (*Guerichia*, *Buchiola*, tentaculites, goniátidos) así como elementos de fauna bentónica (*Lingula*). Su facies de cuenca es evidente.

La edad de la Formación Gustalapedra se deduce de las faunas de goniátidos encontrados en varios lugares fuera de la hoja. De unas lutitas negras por debajo de la discordancia palentina con los conglomerados de la Formación Curavacas (Westfaliense B) a 700 m al Sur de Polentinos, se han obtenido goniátidos piritizados del Eifeliense superior (C.H.T. WAGNER-GENTIS det.): *Agoniatites* cf. *occultus* (Barrande), *Anarcestes* aff. *lateseptatus* var. *plebeja* (Barrande), *Agoniatites* cf. *kayseri* Wedekind. Corresponden a la parte baja de la formación. KULLMANN (1960) cita goniátidos del Givetiense y Frasnense inferior, refiriéndose también a localidades fuera de la hoja. Los tentaculites recogidos cerca de Barruelo indican una edad givetiense probable (M. TRUYOLS det.): *Styliolina fissurella* (Hall), *Striatostyliolina* aff. *striatula* (Novak) *sensu* Lardeux. Resulta, pues, que las lutitas de la Fm Gustalapedra se depositaron muy lentamente, ya que los 180 metros de secuencia corresponderían al Eifeliense moderno, Givetiense y Frasnense más antiguo.

2.3.5 Formación Moradillo (D₃₁)

Las lutitas finas, de color gris oscuro, con fauna pelágica, continúan en la Formación Moradillo, pero solamente como intercalaciones delgadas entre bancos fuertes de arenisca fina que forma la litología predominante en esta formación, que tiene un espesor aproximado de 200 metros. Los bancos fuertes de arenisca tienen un cierto contenido en óxido de hierro y se presentan generalmente con un color crema, aunque la gama de colores puede ser más variada y se nota un color rojizo en el relleno de diaclasas que forma un rasgo característico de esta formación. Después de una primera mención como "areniscas coloreadas" en 1952, WAGNER & WAGNER-GENTIS (1963) describieron la Formación Moradillo refiriéndose al crestón que une los altos de Moradillo y Camportillo en la montaña al Oeste de Barruelo de Santullán. Indicaron su edad frasnense por la presencia de *Aulacornoceras bicostatum* (Hall) en las lutitas intercaladas que también proporcionaron *Guerichia* sp.

Aunque el contacto está tectonizado, las areniscas de la Formación Moradillo en su estratotipo parecen seguir sin falla importante a las lutitas grises de la Formación Gustalapedra al SSW de Barruelo. La facies de las areniscas resulta difícil de interpretar, ya que los bancos masivos parecen exentos de estructura sedimentaria, aparte de calcos de carga en la base de los bancos. Por otra parte se hacen notar contactos muy bruscos entre los bancos de arenisca y las lutitas intercaladas y habrá que pensar en algún mecanismo turbidítico para introducir los fuertes bancos de arenisca en el ambiente de sedimentación tranquila representado por las lutitas, cuya fauna pelágica indica un mar de cierta profundidad. No hay señales de corriente.

La Formación Moradillo tiene una extensión considerable, ya que la Formación Murcia de VAN VEEN (1965) es exactamente la misma. Aquélla fue descrita en la zona al Oeste de la Falla Polentinos que forma la parte más occidental de la hoja de Barruelo y buena parte de la hoja contigua de Camporredondo. La misma formación se encuentra también en la hoja de Potes, en la provincia de Santander. Al mismo nivel estratigráfico se encuentra la Formación Camporredondo (KOOPMANS 1962) de la Sierra del Brezo. Se distingue por componerse de cuarcitas blancas sin las intercalaciones lutíticas que se hacen notar en la Formación Moradillo (= Fm Murcia), y la facies puede considerarse probablemente como diferente.

2.3.6 Formación Vidrieros (D₃₂)

Esta formación consiste en una potencia desconocida de lutitas finas de color marrón (30 m con mínimo y probablemente más de 100 m) a las que sigue un nivel de caliza nodular del mismo color, con un espesor que no pasa de 2 metros en la hoja de Barruelo. El nivel de caliza fue llamado Formación Verbios por WAGNER & WAGNER-GENTIS (1963), refiriéndose a un afloramiento a 400 m al Norte del pueblo de Verbios. Sin embargo, este afloramiento está demasiado tectonizado para servir de estratotipo y, de hecho, el corte de referencia más idóneo se encuentra inmediatamente al Oeste de Revilla de Santullán donde se ha podido apreciar toda la secuencia desde las lutitas de muro hasta más allá del techo de la caliza nodular (WAGNER 1971).

VAN VEEN (1965) describió como Formación Vidrieros unos 30 m de lutitas con calizas y nódulos calcáreos que afloran al lado del pueblo de Vidrieros, a 11 km al Oeste de la hoja de Barruelo. No hizo referencia a la Fm Verbios, descrita con anterioridad.

Las calizas de la Fm Vidrieros, en la zona al Oeste de la hoja de Barruelo, han proporcionado conodontos del Fameniense completo e incluso del Tournaisiense más inferior (VAN ADRICHEM BOOGAERT 1967). Sin embargo, la caliza de la Fm Verbios representa solamente al Fameniense superior, estando el Fameniense inferior representado por lutitas. Aunque la caliza nodular de Verbios forma un nivel cartografiable, probablemente continuo, dentro de la hoja de Barruelo, debe agruparse con las lutitas subyacentes, ya que se trata de facies condensadas en ambas litologías y el conjunto corresponde claramente a las lutitas con calizas intercaladas del afloramiento de Vidrieros. Por tanto, parece útil aplicar el nombre de Formación Vidrieros al conjunto de lutitas y caliza nodular en la hoja de Barruelo donde, por otra parte, se distinguen claramente dos miembros. El miembro inferior, de lutitas, puede llamarse Miembro Revilla, ya que aflora ampliamente en la vecindad de Revilla de Santullán. La caliza nodular puede considerarse como otro miembro, es decir el Miembro Verbios, conservando el nombre antiguo de la Formación Verbios. Dada la potencia reducida del Miembro Verbios y su afloramiento muy limitado por razones tectónicas, solamente se puede representar la Formación Vidrieros (generalmente lutitas) en el mapa a escala 1:50.000.

La edad del Miembro Revilla se deduce de las faunas de lamelibranquios sobre todo, que se encuentran con bastante abundancia en ciertas localidades. Con los lamelibranquios, que son vágiles, de tipo "*Posidonia*", se encuentran raros ejemplares de goniatítidos, trilobites y ostrácodos entomozoos. Una localidad al lado de Valle de Santullán ha proporcionado fauna del Fameniense inferior, zona to II (*Cheiloceras* — Stufe): *Guerichia bairensis* (Sadykov), *G. simorini* (Sadykov), *Nehdentomis nehdensis* Matern (clasificaciones por D. WEYER y H. BLUMENSTENGEL). Con anterioridad se había atribuido esta localidad al Givetiense, basándose en determinaciones erróneas de un goniatítido (citado como *Sobolewia*) y de algún resto fragmentario de plantas (citadas como *Aneurophyton* y *Hyenia*) (WAGNER 1971). Al someterlas a un especialista en flora devónica, H.J. SCHWEITZER ha sugerido que el ejemplar mencionado anteriormente como *Aneurophyton* podría considerarse como '*Sphenopteridium*' *keilhau* Nathorst, un elemento de la flora fameniense de la Isla de Osos.

Otras localidades, una a 300 m al Sur de Helechar, y otra inmediatamente al Oeste de Revilla de Santullán e interesando lutitas a unos 15 metros por debajo de la caliza nodular del Miembro Verbios, proporcionaron faunas del Fameniense medio, biozona to III-IV (*Platyclymenia*-Stufe): *Guerichia simorini* (Sadykov), *Fossirichterina* cf. *intercostata* Matern (clasificaciones por D. WEYER y H. BLUMENSTEGEL).

La amplia distribución del tramo de lutitas del Fameniense inferior y medio en la vecindad de Revilla se confirma por una muestra palinológica obtenida de los estratos inmediatamente por debajo del Manto de Revilla y que ayuda a datar el autóctono de aquellos parajes. Se registraron los siguientes elementos de esporas y de microplankton marino (K. DORNING det.): *Laevigatosporites* sp., *Emphanisporites rotatus* McGregor, *Veryhachium* sp., *Michrhystridium* sp., *Multiplisphaeridium* sp., *Duvernaysphaera tessella* Deunff.

El Miembro Verbios está representado por 1,80 m solamente en la localidad al lado de Revilla (WAGNER 1971, p. 450) y la misma banda de caliza nodular se encuentra también al Norte de Verbios e inmediatamente al Este de Mudá. Contiene climénidos y goniatítidos de la biozona to V (*Gonioclymenia*-Stufe): *Gonioclymenia* cf. *subcostulata* Petter, *Kosmoclymenia undulata* Wedekind, *Sporadoceras biferum sulciferum* Lange. Representa, pues, al Fameniense superior.

Encima de la caliza nodular en la localidad de Revilla vienen 7 m de margas y se supone que equivalgan a los estratos más altos de la Formación Vidrieros en su estratotipo, cuya edad fue establecida como transicional entre Fameniense y Tournaisiense (es decir la biozona to VI — la *Wocklumeria*-Stufe — y, posiblemente, la parte más baja de la biozona siguiente) por VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967). En el corte de Revilla se encuentran después 13 m de cuarcita con laminación paralela, 4 m de lutita gris con débiles pasos de lidita y, a continuación, medio metro de marga con artejos de crinoides. Esta sucesión de estratos, que está cortada por una falla en la parte más superior, no se parece a las lutitas grises de la Formación Vegamián que VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967) and VAN VEEN (1965) mencionan del corte de Vidrieros en la hoja vecina de Camporredondo. Es de suponer que representen al Carbonífero más inferior, aunque faltan datos paleontológicos para poder afirmarlo.

Las facies condensadas, con fauna nektónica y bentónica vágil, de toda la Formación Vidrieros (Fameniense) y, sobre todo, la presencia de una caliza nodular con cefalópodos invitan una comparación con el Devónico superior de los Pirineos.

2.3.7 Devónico en Facies Leonesa (D_{13, 21, 31})

El espolón oriental de la Sierra del Brezo y su prolongación estructural por Cervera de Pisuerga hacia Ligüerzana, muestran una facies diferente del Devónico que encaja con la Facies Astur-Leonesa de BROUWER (1964).

Este desarrollo diferente del Devónico se presenta al Sur de una falla importante, la zona fracturada de Ruesga de KANIS (1956), que se presenta como una cobijadura con vergencia Sur y que corta a través de las estructuras de la Sierra del Brezo. El acortamiento muy considerable por la línea de esta falla explica las diferencias de facies que se hacen notar de un lado a otro.

Los tramos litológicos que se encuentran en la franja al Sur de la Falla de Ruesga, se presentan como más completos en Cervera de Pisuerga, al lado de la iglesia principal de la villa. Aún así falta terreno como consecuencia de las laminaciones producidas dentro de la serie y que deben de considerarse como accesorias a la cobijadura de Ruesga. Las variaciones muy fuertes de potencia dentro de los distintos tramos representados obedecen también a estas laminaciones que llegan a tener su expresión máxima en la carretera de Ruesga, ya fuera del casco urbano de Cervera y donde se encuentran las últimas edificaciones al Suroeste de la villa.

El primer tramo representado corresponde a la Formación La Vid. Son lutitas y lutitas calcáreas que han proporcionado los braquiópodos característicos de esta formación que es muy conocida en la provincia de León (J. GARCIA-ALCALDE det.): *Anathyris ezquerrae* (de Verneuil & d'Archiac), *Acrospirifer pellicoi* (de Verneuil & d'Archiac), *Fimbrispirifer ferronesensis* (Comte), *Nucleospira* sp., *Rhipidomella* sp. Esta asociación es idéntica a la que se encuentra en la parte superior de la Formación La Vid en León.

A las lutitas de La Vid sigue un tramo calizo importante que se identifica con la Formación Santa Lucía de León. Contiene sobre todo, una fauna abundante de coralarios (F.M. SOTO-FERNANDEZ det.): *Thamnopora* aff. *polyphorata* (von Schlotheim), *Favosites* (*Favosites*) aff. *goldfussi* (d'Orbigny), *Favosites* (*Squameo favosites*) aff. *hispanicus* (Oekentorp), *Fachyfavosites polymorphus cronigerus* (d'Orbigny), *Alveolites* sp. Además, se hacen notar estromatoporideos, briozoos y crinoideos, así como escasos braquiópodos que no eran clasificables. La fauna de braquiópodos de la Formación La Vid en Cervera se data claramente como Emsiense moderno y hay que suponer que la caliza de Santa Lucía que le sigue tenga edad eifeliense, aunque la fauna reseñada de coralarios no resulta diagnóstica. La caliza tiene, como mínimo, un espesor de 120 m que se reduce por laminación a unos pocos metros en la carretera de Ruesga.

A continuación vienen lutitas grises con limolitas que están en contacto con cuarcitas. Desde la iglesia de Cervera hasta la Peña Barrio al lado del puente de entrada a la villa por la carretera de Aguilar se nota una disminución de las lutitas que indica claramente la presencia de una falla laminando la secuencia y eliminando este tramo incompetente. Así se explica que

no aparece la caliza de la Formación Portilla, ausente en la banda de estratos devónicos de Facies Leonesa que pasa por Cervera de Pisuerga, y hay que suponer que las lutitas y limolitas pertenezcan a la Formación Huergas.

Luego viene un tramo fuerte de cuarcitas blancas, con un espesor de 150 metros aproximadamente en su lugar menos tectonizado, en Peña Castillo de Cervera, y pasando rápidamente a espesores de unos pocos metros solamente por la laminación fuerte a que estaba sometida toda la secuencia. Es el tramo más alto del Devónico en esta banda y corresponde a la Formación Camporredondo de la parte Sur de la Sierra del Brezo (KOOPMANS 1962). Se compara con la Fm. Nocedo de León. La Peña Barrio, a la entrada de Cervera, muestra señales de mineralización en la cuarcita de la Fm Camporredondo que constituye la peña y que, en aquel lugar, se encuentra cogida entre fallas que la separan de la Caliza de Santa Lucía, dolomitizada, por una parte, y del Cretácico por debajo de aluvión, por otra.

De acuerdo con el criterio expresado por BROUWER (1964), la Facies Astur-Leonesa corresponde a un mar somero, mientras que la Facies Palentina corresponde a un mar probablemente algo menos somero y, sobre todo, más alejado del área fuente.

2.3.8 Devónico alóctono del Manto de Revilla (D₂₂)

Un desarrollo algo diferente de estratos devónicos se encuentra en la base del Manto de Corrimiento de Revilla, a 350 m al SE de Villabellaco. Se trata de lutitas seguidas por 4,50 m de caliza con braquiópodos, 7 m de arenisca en bancos de color crema y 4 m de calizas interestratificadas con lutitas. Esta pequeña secuencia, de edad Givetiense, está cubierta por calizas nodulares del Tournaisiense superior mediante una discordancia angular.

La caliza con braquiópodos ha proporcionado una fauna abundante y variada (WAGNER 1971, p. 439), destacándose los braquiópodos siguientes (H. BRUNTON det.): *Rhipidomella* sp., *Leptaena* sp., *Longispina* cf. *subcalva* Imbrie, *Devonochonetes* cf. *scitulites* (Cooper), *Spinulicosta* cf. *multicosta* Imbrie, "*Rhynchonella*" *sappho* Hall, *Athyris* sp., *Cyrtina* cf. *hamiltonensis* Hall. Además, se han visto lamelibranquios, gasterópodos, trilobites, crinoideos, briozoos y ostrácodos. Esta fauna sugiere un Givetiense inferior (BRUNTON in WAGNER 1971), pero los conodontos estudiados últimamente por HIGGINS (comm. pers.) indican el Givetiense medio (parte inferior de la biozona *varcus*): *Icriodus latericrescens* subsp. *latericrescens* Branson & Mehl.

La caliza superior también ha proporcionado conodontos (A.C.

HIGGINS det.): *Polygnathus cristatus* Hinde, *Polygnathus varcus* Stauffer, *Palmatolepis transitans* Muller, *Icriodus nodosus* (Huddle), indicando la parte superior de la zona *varcus* que corresponde al Givetiense superior.

Es notable que esta pequeña secuencia encaja más bien con la Facies Astur-Leonesa, representando por la edad la Formación Portilla de la provincia de León y de la Sierra del Brezo al SW de la hoja de Barruelo. Sin embargo, no es exactamente idéntica ni en la facies ni en el contenido paleontológico, y resulta probable que represente un desarrollo aún desconocido del Devónico que se esconde por debajo del Mesozoico hacia el Sur. La pequeña secuencia del Devónico al SE de Villabellaco se encuentra sobrepuesta, por cabalgamiento, al Devónico en Facies Palentina de las estructuras autóctonas por debajo del Manto de Revilla. Además, este Devónico autóctono muestra la presencia de estratos de edades Frasnense y Famenienense, mientras que el Devónico superior está eliminado por la discordancia bretónica en el Mando de Revilla.

2.4 CARBONIFERO

Es el sistema que mayor potencia desarrolla en la hoja. Los sedimentos carboníferos pertenecen a cuatro cuencas sucesivas y las secuencias correspondientes están separadas por discordancias y disconformidades mayores que marcan las fases tectónicas Palentina (Westfaliense B), Leónica (Westfaliense D alto), Astúrica (Estefaniense A) y ¿Urállica? (pre-Pérmico Inferior). Durante el Carbonífero las facies carbonatadas extensamente representadas del Tournaisiense superior, Viseense y buena parte del Namuriense, con espesores pequeños, pasan a las facies mixtas del Westfaliense y del Estefaniense inferior. Los tiempos namurienses vieron la disminución paulatina del área del Bloque Cantábrico y la instauración de las cuencas fuertemente subsidentes del Carbonífero más moderno que acumularon espesores muy considerables, aunque generalmente en cuencas relativamente pequeñas. Los tiempos carboníferos fueron muy movidos, empezando con el levantamiento bretónico que dio lugar a una disconformidad por debajo de la Formación Genicera ("Mármol grioto" de los autores antiguos). En un solo lugar de la Hoja (es decir en el Manto de Corrimiento de Revilla) existe incluso una discordancia angular por debajo de esta formación cuya base se data como Tournaisiense alto. Luego hubo levantamientos generalizados, dando lugar a disconformidades, en el Namuriense alto y durante el Westfaliense A (formaciones Valdeteja y Carmen). Luego venían las fases tectónicas mayores.

La inestabilidad tectónica se refleja en los sedimentos, habiendo turbiditas en las formaciones Perapertú, Carmen, Vañes y Brañosera. Resulta notable la presencia de avenidas de derrubios calizos en las formaciones Perapertú, Vañes, Ojosa y Brañosera, y facies conglomeráticas de la misma índole en la Formación Carmen, y, fuera de la hoja, en la Formación Curavacas.

Las facies son generalmente de mar somero, aunque existen capas de carbón en las formaciones Vergaño, Ojosa, San Salvador y Barruelo, marcando intervalos de llanura de inundación sobre una plataforma costera. Los sedimentos conglomeráticos de las formaciones post-orogénicas de Curavacas y de Peña Cildá muestran facies fluviales encerrando también alguna capa delgada de carbón.

Dentro de las secuencias desarrolladas de una fase tectónica a otra se han distinguido formaciones que reflejan etapas en la evolución de la cuenca sedimentaria y que son unidades cartografiables.

2.4.1 Formación Genicera ($H_{11-12}^{A_3-B_a}$)

Los primeros sedimentos carboníferos datados en la hoja de Barruelo son unos 20 a 25 m de caliza nodular con goniatítidos que determinan edades que van desde el Tournaisiense moderno (zona cu II $\beta-\gamma$) hasta el Namuriense antiguo inclusive (Zonas E_1 y E_2). Se trata de una formación muy condensada, ya que un lapso de tiempo que puede evaluarse en 10 a 15 millones de años está representado tan sólo por 20 a 25 metros. Esta formación aflora de forma representativa y completa en el Manto de Corrimiento de Revilla, al SE de Villabellaco. Fue llamada "caliza de Villabellaco" por WAGNER & WAGNER-GENTIS (1952) que luego (1963) introdujeron la Formación Villabellaco, refiriéndose a los afloramientos que más tarde fueron reconocidos como formando parte del manto de corrimiento (WAGNER 1971). Otras localidades de la misma formación caliza se encuentran entre Cervera y Arbejal, al Sur de Villanueva de la Torre, y en dos localidades aisladas en los alrededores de Verbios. También existen afloramientos de esta formación en el espolón oriental de la Sierra del Brezo.

La misma formación fue llamada "caliza de Puente de Alba" por COMTE (1959) y Formación Alba por VAN GINKEL (1965). Ultimamente, WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) dieron razones para suprimir los nombres Villabellaco y Alba, basados en estratotipos poco adecuados, e introdujeron el nombre de Formación Genicera, con un estratotipo más conveniente. Aquél se sitúa en la provincia de León. Ante la necesidad

de unificar la nomenclatura de las formaciones carboníferas en las distintas regiones de la Cordillera Cantábrica, recomendamos y utilizamos allí el vocablo Genicera para la formación de calizas nodulares que fue descrita antes dentro de la hoja de Barruelo como Formación Villabellaco.

La Formación Genicera se ha podido estudiar de modo más completo en el Manto de Revilla donde se inicia con 3,5 cm de arenisca fina constituida por granos de cuarzo en una pasta de calcita y mostrando la presencia de clastos calcáreos a los que se asocian fragmentos de hueso de vertebrados. Se trata de un depósito transgresivo con lavado intensivo de los primeros sedimentos y formando una capa delgada de sedimento muy condensado. A continuación vienen 3,50 m de caliza nodular, algo margosa, con fauna de la parte más alta del Tournaisiense y del Viseense inferior. Cerca de la base y correspondiente a la bizona de *Scaliognathus anchoralis* (conodontos) se ha encontrado el goniátido *Winchelloceras palentinus* Wagner-Gentis. Representan al Tournaisiense más alto. El grueso de los 3,50 m de caliza nodular corresponde a la biozona de *Gnathodus typicus*, del Viseense inferior, encontrándose además *Pseudogirtyoceras villabellaco* Wagner-Gentis, *Nautelipsites hispanicus* (Foord & Crick), *Muensteroceras parallelum* (Hall), *M. cf. crassum* Foord, *Merocanites subhenslowi* Wagner-Gentis, *M. marshallensis* (Winchell) y *Ammonellipsites kayseri* (Schmidt). Un hiato estratigráfico separa este intervalo de caliza nodular de 12,50 m de caliza bien estratificada con los planos de estratificación ondulados y con un aspecto menos nodular. Las biozonas de *Gnathodus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus* y *Paragnathodus multinodosus* se suceden en este intervalo del Viseense superior que contiene también los goniátidos siguientes del grupo *striatus-granosus*: *Goniatites striatus* Sowerby, *G. crenistria* Phillips, *G. granofalcat* Kullmann, *G. granosus* Portlock, etc. Estos datos faunísticos corresponden a la publicación reciente de HIGGINS & WAGNER-GENTIS (1982) así como trabajos anteriores citados en esta publicación.

En el afloramiento de la cabeza del Manto de Revilla, a 600 m al oeste del pueblo epónimo, se encuentra la caliza viseense en continuidad con caliza nodular mostrando alguna separación margosa, y que contiene conodontos y goniátidos del Namuriense basal. Los goniátidos descritos últimamente por WAGNER-GENTIS (1980) y que corresponden a la biozona E₁ incluyen *Dombartites acicularis* (Pareyn), *Pachylyroceras cf. constrictum* Ruzhencev, *Stenopronorites uralensis* (Karpinsky) y *Platygionatites eothallassoide* (Wagner-Gentis). Los conodontos de la biozona de *Paragnathodus multinodosus* se hacen extensivos a la parte más inferior del Namuriense (HIGGINS, in HIGGINS & WAGNER-GENTIS 1982).

La Formación Genicera del Manto de Revilla muestra tonalidades grises, mientras que la misma formación en la Sierra del Brezo, en la parte más suroccidental de la Hoja, es rojiza tal como se la encuentra normalmente en la provincia de León donde está su localidad tipo. Solamente la parte más inferior, algo margosa, de la Formación Genicera en el Manto de Revilla muestra algún tono rojizo. El hiato estratigráfico puesto en evidencia entre las biozonas de *Gnathodus typicus* (Viseense inferior) y de *Gnathodus bilineatus* (Viseense superior) corresponde a un nivel de chert intercalado entre calizas nodulares de la Formación Genicera en la localidad tipo en la provincia de León. Este nivel de chert también aparece en la Formación Genicera de color rojizo en un afloramiento tectónicamente aislado en estratos autóctonos inmediatamente al Norte de Cervera de Pisuerga. Falta el nivel de chert en el Manto de Revilla. Chert con radiolarios aparece en un afloramiento aislado del autóctono a 1 km aproximadamente al SE de Mudá. No lo acompaña la caliza nodular y su atribución a la Formación Genicera es aún dudosa.

El contacto de la Formación Genicera con el Devónico subyacente es bastante variado. En la Sierra del Brezo y su prolongación estructural por Cervera de Pisuerga, se observa un contacto por disconformidad con las cuarcitas del Devónico superior. El afloramiento al Norte de Cervera muestra contactos por falla dentro de una estructura anticlinal pinzada. Tampoco se observan contactos estratigráficos en la vecindad de Verbios y de Villanueva de la Torre. En el Manto de Revilla la Formación Genicera descansa en estratos plegados del Givetiense medio y superior, y el contacto es por discordancia angular (el único contacto discordante que se ha podido atribuir a los movimientos bretónicos en toda la Cordillera Cantábrica). Tanto la discordancia angular por debajo de la Formación Genicera como la presencia de varias disconformidades importantes en los estratos que siguen a esta formación en el Manto de Revilla, indican que el lugar de origen del manto corresponde a un umbral sedimentario con frecuentes interrupciones en la secuencia depositada.

2.4.2 Formación Barcaliente ($H_{13-11}^{B_a-B_b}$)

Sigue a la Formación Genicera, de forma concordante y gradual, en toda la Cordillera Cantábrica; una formación de calizas finamente estratificadas, de color gris oscuro y algo fértidas, que alcanza generalmente un espesor de 350 metros aproximadamente. Es la Formación Barcaliente de WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) que constituye la parte inferior de la

“caliza de montaña” en la provincia de León y toda ella en Asturias (con la excepción de la región de Teverga que muestra un desarrollo parecido al de León).

Dentro de la hoja de Barruelo la Formación Barcaliente se ha encontrado solamente en dos localidades, una de ellas a 800 m al SE de Mudá donde afloran unos 70 m de calizas fértidas, finamente estratificadas, por debajo del Manto de Mudá que las cubre en discordancia tectónica, y la otra en una cantera abandonada a 150 m al Norte de Cervera de Pisuerga, cerca del Campo de Deportes. Solamente en aquella localidad se observa el contacto con la Formación Genicera que la precede. Aunque se encuentra este contacto algo tectonizado, parece bastante gradual. La Formación Barcaliente en aquel lugar aflora con unos 50 m de espesor y no presenta continuidad hacia el techo donde se le sale al paso un accidente tectónico relativamente importante.

Destaca el hecho de que tanto en la Sierra del Brezo que se inicia en el extremo suroccidental de la hoja, y que tiene su desarrollo principal en la hoja colindante de Camporredondo, como en los mantos de corrimiento de Mudá y de Revilla, se nota la presencia de una discordancia poco angular por debajo de la Formación Valdeteja que constituye el término superior de la “caliza de montaña” de León. Esta discordancia eliminó por completo la Formación Barcaliente en los mantos de corrimiento citados, mientras que queda muy poco de esta formación en la Sierra del Brezo, haciendo ver que la zona originaria de los mantos de Mudá y de Revilla estaba relacionada de forma más o menos directa con la Sierra del Brezo que muestra características de umbral. Resulta, pues, que las estructuras autóctonas de Cervera y de Mudá muestran un desarrollo de la Formación Barcaliente que dista de la carencia de ella en los mantos de corrimiento y que representan una zona de sedimentación más continua.

2.4.3 Formación Valdeteja (H_1^{Bc})

Esta formación, que fue descrita de León como la parte superior de la “caliza de montaña” (WINKLER PRINS 1968; WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING 1971), está caracterizada por calizas de color gris claro y con una estratificación masiva que, a veces, resulta difícil de apreciar correctamente. La caliza de Valdeteja está representada ampliamente en el Manto de Mudá (Caliza de Mudá o Formación Mudá de WAGNER y WAGNER-GENTIS 1963) y se encuentra asimismo en el Manto de Revilla (Caliza de Santa María de WAGNER y WAGNER-GENTIS 1963) donde está cogida en

cuña entre las formaciones de Genicera y de Carmen por discordancias poco angulares. También el Manto de Mudá muestra la Caliza de Valdeteja cubierta en discordancia poco angular por la Formación Carmen que ahí se presenta con un desarrollo fuerte de conglomerados con cantos de cuarcita.

La discordancia en la base de la Formación Valdeteja que se aprecia claramente en el Manto de Revilla, donde elimina toda la Formación Barcaliente así como la parte más superior de la Formación Genicera (WAGNER 1971), se hace notar también en la Sierra del Brezo que se inicia en el extremo sur-occidental de la hoja. Resulta notable que esta discordancia poco angular y, por tanto, ligada a un levantamiento sin plegamiento apreciable, no ha eliminado toda la Formación Barcaliente en los afloramientos de la Sierra del Brezo donde se encuentran aún varios metros o decenas de metros de esta formación por debajo de la brecha que suele caracterizar la base de la Formación Valdeteja discordante. Por tanto, el levantamiento que dio lugar a esta discordancia fue más importante en la zona correspondiente al Manto de Revilla y algo menos importante en la Sierra del Brezo. Da una indicación bastante buena acerca de la posición paleogeográfica del Manto de Revilla que debe haber venido de una región situada paleogeográficamente al Sur de la Sierra del Brezo.

El espesor de las calizas de la Formación Valdeteja es del orden de 250 metros en la Sierra del Brezo y, quizá, del orden de 100 metros en el Manto de Mudá. Solamente unos 30 a 50 metros de esta formación fueron preservados en el Manto de Revilla donde la discordancia de la Formación Carmen marca la eliminación por erosión de la mayor parte de la Fm Valdeteja.

En las estructuras autóctonas por debajo de los mantos de Mudá y de Revilla no aflora la caliza de Valdeteja en ningún punto, aunque bien es verdad que la facies calcárea de la Formación Perapertú podría considerarse tal vez como la parte más superior de lo que sería la Formación Valdeteja en la provincia de León. La falta de afloramientos de la caliza de Valdeteja en las estructuras autóctonas de la hoja de Barruelo debe atribuirse al amplio desarrollo de la Formación Carmen, y, en parte al de la Formación Perapertú que la sigue en la sucesión estratigráfica local. Es de suponer que a cierta profundidad se encontrase la Formación Valdeteja por debajo de aquélla.

En la provincia de León la Formación Valdeteja fue datada como Namuriense superior llegando a la base del Westfaliense A (MOORE, NEVES, WAGNER y WAGNER-GENTIS 1971), dándose como Bashkiriense en el esquema cronoestratigráfico ruso. La Formación Valdeteja de la hoja de Barruelo ha proporcionado fusulínidos en el Manto de Mudá y en el Manto de Revilla (VAN GINKEL 1965): *Parastaffella* ex gr. *mathildae* (Dutkevich), *Millerella breviscula* (Ganelina), *Millerella* cf. *parastruvei* (Rausser-Chernous-

sova), *Millerella* cf. *mosquensis* var. *acuta* (Rausser-Chernousova), *Millerella* cf. *pseudostruvei* (Rausser-Chernousova & Beljaev), *Millerella* cf. *varvariensis* (Brazhnikova & Potievskaya), *Millerella* sp. div., *Pseudostaffella antiqua* (Dutkevich), *Profusulinella* sp. Es una asociación del Bashkiriense que no debe corresponder todavía al Bashkiriense más alto. Luego se encontraron braquiópodos en un retazo del Manto de Mudá, a 600 m al Este del pueblo de Mudá (C.F. WINKLER PRINS det.): *Avonia* (*Quasiavonia*) *aculeata* (Sowerby), *Krotovia spinulosa* (Sowerby), *Reticulatia* cf. *huecoensis* (R.E. King), *Brachythyris* sp., *Coledium* sp., *¿Rotaia*: sp. Además contiene restos de lamelibranquios, corales, briozoos y crinoideos.

2.4.4 Formación Perapertú (Hc₂₁^B)

Esta Formación introducida por WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952, 1963), se funda en los afloramientos del valle de Perapertú donde se encuentran lutitas con grandes bloques de caliza deslizada de una plataforma carbonatada al lado de la cuenca lutítica. El corte tipo de la Formación Perapertú está justamente al Norte del pueblo del mismo nombre y consiste en unos 110 m como mínimo de lutitas finas, de color gris-marrón, con varios niveles de avenida de derrubios calizos incluyendo bloques muy grandes de hasta 400 toneladas en un caso determinado; siguen 120 m de lutitas en las que se intercalan primeramente algunos bancos delgados de arenisca fina, turbidítica, con señales de corriente, y después algún lentejón pequeño de arenisca de tipo paleocauce, haciéndose notar además que los últimos 40 m de lutita se hacen ligeramente limolíticas. Esta secuencia se termina por un tramo de 16 m de areniscas de grano grueso, con estratificación cruzada y briznas vegetales abundantes. Representan un paleocauce amplio y el conjunto de la secuencia indica claramente el desarrollo de una cuenca marina lutítica más o menos alejada de la costa, que se hace más somera al final con el paleocauce que debe de corresponder a una facies deltaica.

Hay que apuntar que la base de la Formación Perapertú no aflora por ninguna parte y que su enlace con la Formación Valdeteja es desconocido. El espesor señalado es, por tanto, inferior al real desconocido.

El rasgo más característico de la formación está en la presencia de los bloques deslizados y avenidas de derrubios calizos que marcan un nivel determinado en la sucesión. Corresponden a una época de inestabilidad tectónica que afectó al margen de una plataforma carbonatada cuya forma y situación paleogeográfica se esbozan solamente de forma muy aproximada. De hecho la plataforma carbonatada correspondiente a la Formación Perapertú, esencialmente lutítica, se ve con seguridad solamente en una zona

pequeña de la hoja que se encuentra a algo menos de un kilómetro al Este de San Martín de Perapertú. Allí en unas estructuras plegadas que se arrumban SW-NE y N-S, hay calizas biohémicas alternando con calizas estratificadas a las que se superponen calizas bioclásticas y margas, sumando el conjunto quizá unos 150 a 200 m. La parte superior, bioclástica, contiene cantidad de crinoideos, así como corales, briozoos y foraminíferos (L.F. GRANADOS det.): *Eofusulina triangula* (Rauser & Beljaev), *Pseudostaffella subquadrata*, *Bradyina* sp., *Ozawainella* aff. *mosquensis*, *Profusulinella* sp., *Eotuberitina* sp.; asociación correspondiente al Moscoviense inferior. Las mismas faunas clasificadas por Z.S. Rumjantseva (com. pers.) han dado asociaciones asimilables al horizonte de Vereya de la plataforma rusa: (Moscoviense más inferior): *Profusulinella pseudorhomboides* Putrja, *Profusulinella* cf. *prisca* (Deprat), *Profusulinella* aff. *albasensis* van Ginkel, *Profusulinella paratimánica* Rauser, *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee & Chen, *Profusulinella rhombiformis* var. *nibelensis* Rauser, *Profusulinella* cf. *pararhomboides* (Rauser & Beljaev), *Eofusulina* ex gr. *triangula* (Rauser & Beljaev), *Eolasiodiscus* sp., *Ozawainella* cf. *angulata* (Col.), *Ozawainella* cf. *brazhnikovae* van Ginkel, *Ozawainella* ex gr. *tingi* (Lee), *Schubertella obscura* Lee & Chen, *Schubertella pseudoglobulosa* Saf., *Schubertella* cf. *pauciseptata* Rauser, *Eostaffella acutissima* Kireeva, *Eostaffella lepidaeformis* Kireeva, *Eostaffella mutabilis* Rauser, *Bradyina sphaeroidea* Putrja, *Bradyina* cf. *nautiliformis* Moeller, *Endothyra bradyi* Mikh., *Haplophragmina kaschirica* Reitlinger, *Climacammina aljutovica* Reitlinger, *Climacammina moelleri* var. *timanica* Reitlinger, *Endothyranella* sp., *Frepeilopsis* sp., *Globivalvulina* sp., *Tetrataxis* sp. Concuerda esta datación con la publicada por VAN GINKEL (1965, loc. p. 70) que apunta una edad Vereya, probablemente inferior, para la misma banda de calizas. Otro lugar dentro de la hoja de Barruelo donde afloran calizas no deslizadas, de edad parecida o idéntica, es Rabanal de los Caballeros. Allí hay dos calizas separadas por lutitas, sin señales de deslizamiento y presentando facies someras, con braquiópodos, coralaris (*Pseudozaphrentoides rabanaliensis* de Groot), crinoideos, algas calcáreas, etc. La caliza superior de Rabanal presenta una secuencia que va de margas con espongiarios, sobre todo, a caliza biohémica y que corresponde a facies cada vez más someras, llegando prácticamente a nivel del mar. Evidentemente, hay que pensar en el paso gradual y lateral de una plataforma carbonatada al borde de la cuenca lutítica en el caso de las calizas de Rabanal.

Luego, solamente a unos kilómetros al Norte de la hoja de Barruelo se encuentra la caliza de Piedrasluengas, datada por VAN GINKEL (1965, loc. P₁) como Vereya superior o Kashira inferior (más bien Vereya) y que

ha sido descrita en detalle por VAN DE GRAAFF (1971a). Representa facies someras que llegaron a ser litorales o sublitorales.

La zona al Este de San Martín de Perapertú tanto como la de Piedras-luengas podrían considerarse como zonas elevadas con carácter de plataforma de extensión limitada dentro de una cuenca marina relativamente somera con depósitos lutíticos sobre todo. El hecho de encontrarse avenidas de derrubios calizos (carbonate debris flows) rodeados por lutitas en una extensión mucho más considerable que las calizas de plataforma y de encontrarse bloques grandes de caliza deslizada solamente en la vecindad de la caliza de plataforma al Este de San Martín de Perapertú, indica que las zonas elevadas, carbonatadas del mar somero, tendían a una movilidad considerable que les haría soltar clastos calizos por todos los lados. La movilidad tectónica está indicada también por la presencia de cantos rodados de cuarcita, incorporados también en las avenidas de derrubios, y de algún clasto de arenisca y de limonita. A veces las avenidas de derrubios de la Formación Perapertú se presentan con una granoclasificación claramente expresada, así que hubo corrientes de turbidez indicando, una vez más, la inestabilidad de la cuenca sedimentaria y de sus bordes.

La parte superior de la formación, con sus areniscas de paleocauce, aflora solamente al Norte del pueblo de Perapertú. En todos los demás lugares esta formación fue denudada hasta llegar prácticamente al nivel de las calizas y como consecuencia de un levantamiento del subsuelo antes de depositarse la formación siguiente.

2.4.5 Formación Carmen (H_{21}^B)

Fue descrita por WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963), tomando como área tipo los afloramientos en el Manto de Revilla cerca del Santuario de Nuestra Señora del Carmen. Destaca la presencia de areniscas bastas, sucias, con briznas vegetales y presentando aspecto de grauwaca turbidítica. También hay areniscas más finamente estratificadas, limolitas y lutitas, además de algún banco de conglomerado con cantos de cuarcita y de caliza. No hay corte tipo medido en los 250 m aproximados de que consta la Formación Carmen en el Manto de Revilla donde se presenta como la unidad estratigráfica más alta.

Existe una representación más completa de la Formación Carmen en las estructuras autóctonas al Oeste de los mantos de corrimiento donde se ha podido establecer un corte compuesto de unos 1.000 m de espesor. La parte inferior de este corte aflora representativamente al Oeste de San Martín de

Perapertú donde empieza la formación con una brecha basal que se asienta en una superficie erosionada de la Formación Perapertú, subyacente. Parte de la brecha presenta características de transporte en masa. Siguen turbiditas proximales en bancos masivos de arenisca basta, amarillenta, con granoclasificación y señales de corriente que incluyen flute casts y tool marks. La proporción de arenisca sobre lutita parece ser del orden de 75% en los primeros 60 metros y disminuye a un 50% aproximadamente en los 60 m que siguen después de un tramo de 65 m que no aflora. La continuidad de este corte está interrumpida por la falla de despegue que lo pone en contacto con estratos de la Formación Vañes (Despegue de San Cebrián).

Sin embargo, una parte más alta de la Formación Carmen aflora en el flanco invertido de un sinclinal isoclinal grande en la vecindad de Valle spinoso de Cervera. Allí comienza la formación en una falla profunda con retazos del Devónico inferior y roca intrusiva, pero la presencia de avenidas de derrubios calizos de la Formación Perapertú entre la falla y los estratos de la Formación Carmen hace ver que no debe de faltar mucho de la parte inferior de aquélla. Parece, pues, lícito enlazar el corte de Vallespinoso con el de San Martín de Perapertú, dejando en blanco un trozo que por el contraste de las facies de un corte a otro, geográficamente cercanos, parece faltar. Además, en el principio del corte de Vallespinoso hay unos 60 m de estratos que no afloran.

El conjunto de la Formación Carmen cerca de Vallespinoso mide unos 860 m, sin contar los primeros 60 m que no afloran. Constan en su mayor parte de lutitas con cinco niveles de arenisca de los cuales hay tres con lentejones de conglomerado formado por cantos de cuarcita distribuidos caóticamente y que deben de corresponder a avenidas por transporte en masa. Existe también un intervalo con turbiditas que comienza a los 330 metros de la base del corte medido y que tiene unos 80 m espesor. Son turbiditas distales, sin granoclasificación aparente, aunque mostrando señales de corriente. La proporción de areniscas en este intervalo varía de 5 a 40% y el grueso del tramo es lutítico. Aparte de estas turbiditas distales y los conglomerados silíceos (con algún canto de caliza de forma esporádica) transportados en masa, la cuenca lutítica recibió algún aporte de areniscas en forma de pàleocauce y canales dentro de un ambiente sedimentario que debe de haber correspondido a la parte superior de un delta.

La Formación Carmen, pues, comienza con turbiditas proximales, desarrollándose después una cuenca marina más bien somera, generalmente lejos de la costa, formándose secuencias lutíticas con algunas limolitas mostrando laminación cruzada e introduciéndose, muy de vez en

cuando, conglomerados transportados en masa, turbiditas distales y areniscas de paleocauce con estratificación cruzada.

En los mantos de corrimiento de Revilla y de Mudá la Formación Carmen descansa directamente, por una discordancia poco angular, sobre la caliza de Valdeteja. Indica su procedencia de una zona de umbral donde el levantamiento que precedió a la Formación Carmen era más intensa y donde la erosión cavó más hondamente. En el Manto de Mudá hay un desarrollo considerable de conglomerados bastos en la base de la Formación y hay lugares donde se ven los cantos gruesos empotrados en una superficie de erosión kárstica. Condiciones parecidas se encuentran a poca distancia de la presa del Pantano de Ruesga, justamente fuera de la hoja. Allí se observa una superficie kárstica sobre la caliza de la Formación Valdeteja. En esta superficie se asienta una secuencia lutítica con turbiditas intercaladas. Es aquélla la Formación Cervera de BROUWER y VAN GINKEL (1964) que equivale a la Formación Carmen de WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963).

Otra superficie kárstica atribuible al levantamiento asociado a la base de la Formación se encuentra en los afloramientos inmediatamente al Sur de la iglesia antigua de Rabanal de los Caballeros donde la erosión afectó a calizas de la Formación Perapertú. Allí la Formación es lutítica.

Por tanto, se distinguen claramente tres áreas diferentes en cuanto a la intensidad del levantamiento asociado a la discordancia poco angular en la base de la Formación Carmen así como al desarrollo de las facies en la parte inferior de la misma. Las estructuras autóctonas de la mitad sur de la hoja de Barruelo muestran un contacto disconforme entre la Formación Carmen y la de Perapertú, erosionando niveles diferentes de aquélla de un lugar a otro. Luego, en la parte correspondiente a la Sierra del Brezo, de la cual queda muestra en el rincón suroccidental de la hoja, la erosión alcanzó a la caliza de la Formación Valdeteja. Por fin, los mantos de corrimiento muestran también un contacto erosivo, con discordancia poco angular, entre la Formación Carmen y la caliza de Valdeteja. En cuanto a las facies se nota que el Manto de Mudá tiene conglomerados muy bastos en la base erosiva de la Formación Carmen. Un desarrollo parecido de conglomerados de esta formación se encuentra también un poco al Norte de la hoja en la zona de Piedrasluengas donde están sobrepuestos a la caliza de Piedrasluengas que corresponde a la Formación Perapertú. El Manto de Revilla contiene turbiditas proximales pero muy pocos conglomerados, mientras que la Sierra del Brezo también muestra la presencia de turbiditas en la parte más inferior de la Formación Carmen. Por otra parte, las estructuras autóctonas de la mitad Sur de la hoja de Barruelo enseñan sobre todo lutitas con alguna turbidita distal así como conglomerados transportados en masa en el intervalo que

sigue a las turbiditas proximales de la parte más inferior de la formación. Todo apunta a la presencia de un umbral hacia el Sur, interesando los mantos de corrimiento tanto como la Sierra del Brezo. Hacia el Norte, en la mitad Sur de la hoja, se encontraría la zona de cuenca lutítica, con régimen marino relativamente tranquilo, aunque la presencia de conglomerados transportados en masa demuestra que hubo intervalos de inestabilidad tectónica. Más al Norte todavía, ya fuera de la hoja (zona de Piedrasluengas de la hoja de Tudanca), vuelven a aparecer conglomerados bastos en cantidad que allí se interpretan como pertenecientes a un abanico submarino.

La edad de la Formación Carinen debe corresponder al Westfaliense inferior, ya que se encuentra encima de la Formación Perapertú que se atribuye al Westfaliense A. Por otra parte, participa en las estructuras paleontológicas que se formaron antes del depósito de la Formación Curavacas, de edad Westfaliense B. Efectivamente, en la base de la Formación Carmen en el Manto de Corrimiento de Revilla se ha recogido un solo ejemplar de pínula de *Linopteris*, un género que no se encuentra antes del Westfaliense A. Otra planta, *Calamites vandergrachtii* Kidston & Jongmans que se recogió en la parte inferior turbidítica de la Formación Carmen al SW de San Martín de Perapertú, no tiene valor estratigráfico. Luego, KANIS (1956) y WAGNER (1962, lám. 29, figs. 1, 1a) señalan la presencia de *Sphenopteris stockmansii* Wagner, sugiriendo un Namuriense, y KANIS (1956) da a conocer la presencia del lamelibranquio *Pterinopecten rhythmicus* Jackson, también del Namuriense, que ha sido encontrado a 1 km al Oeste de Valsadornín.

Más interesante para una datación resultan las microfioras que se han obtenido de muestras de lutita de la parte superior de la Formación Carmen en el corte tipo de Vallespinoso de Cervera (K. DORNING det.): *Densosporites anulatus* (Loose), *Lycospora pusilla* (Ibrahim), *Lycospora* cf. *nocturna* Butterworth & Williams, *Lophotriletes* cf. *microsaetosus* (Loose), *Campotriletes* sp., *Waltzisporea* sp., *Cingulatonates* cf. *capistratus* (Hoffmeister, Staplin & Malloy), *Cirratriletes saturni* (Ibrahim), *Microreticulatisporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Triquitrites* sp., *Florinites* sp., *Veryhachium downiei* Stockmans & Willièrè, *Micrhystridium* sp., una asociación que en su conjunto indica el Westfaliense A. Por tanto, resulta probable que la Formación Carmen no llegue a interesar el Westfaliense B. Debe concluirse también que el levantamiento tectónico que precedió a la Formación Carmen era de muy poca duración, ya que tanto la Formación Perapertú como la Formación Carmen han mostrado la presencia de microfioras del Westfaliense A.

Los estratos de la Formación Carmen fueron llamados "Kulm" por QUIRING (1939) y "Culm" por KANIS (1956), denominación poco apropiada que luego fue cambiada por la de Formación Cervera por BROUWER

& VAN GINKEL (1964). Al principio no fue evidente que la Formación Carmen de WAGNER & WAGNER-GENTIS (1963), descrita para el Manto de Revilla, sería idéntica a la Formación Cervera de BROUWER & VAN GINKEL (1964), pero ahora ya no cabe ninguna duda de que así debe considerarse. El nombre de Formación Carmen tiene prioridad.

También hay que señalar que FRETS (1965) introdujo el nombre de Formación Molino para un conjunto de estratos turbidíticos al SW de San Martín de Perapertú que corresponde a la Formación Carmen en su parte inferior, mientras que su parte superior pertenece a la Formación Vañes que le sigue por mediación de una falla de despegue (Falla de San Cebrián), verticalizada por un empuje posterior. Frets indica la presencia de una discordancia angular en la base de su Formación Molino, pero de hecho no hay más que disconformidad, sin ángulo apreciable. Los datos presentados por BOLL et al. (1976), con respecto a la misma discordancia, tienen el mismo error de interpretación.

2.4.6 Formación Curavacas (H_{22}^B)

Después de la Fase Palentina, de edad Westfaliense B, que es la primera fase diástrófica de gran envergadura que se hizo sentir en la comarca, se depositaron entre 500 y 1.000 m de conglomerados post-orogénicos en discordancia total con todos los estratos paleozoicos anteriores, plegados y fallados. Son conglomerados cuarcitosos con rodados de hasta varios decímetros de diámetro, estando los bancos fuertes de conglomerado en alternancia con areniscas, limolitas, lutitas e, incluso, carboneros y capas delgadas de carbón. Constituyen la Formación Curavacas, llamada así por KANIS (1956), ya que los conglomerados afloran de forma espectacular en la montaña de Curavacas, en la hoja vecina de Camporredondo. La hoja de Barruelo solamente contiene una representación pequeña de la Formación Curavacas en un sector al Norte de Arbejal. Allí aflora la parte inferior de la formación, en discordancia angular tectonizada con el Devónico medio (Fm Abadía) y fallada interiormente de forma que se repite la base discordante (esta vez en contacto con una caliza carbonífera de la Fm Perapertú). Existe también una falla en dirección en su contacto suroeste con el Carbonífero pre-Palentino (Fm Carmen, en este caso). Una terraza terciaria cubre en parte el afloramiento de la Formación Curvacas que es muy incompleto en la hoja de Barruelo. Por tanto, la descripción estratigráfica debe basarse sobre todo en los afloramientos del área de Los Cintos, en la hoja de Camporredondo, que continúa el afloramiento reseñado.

En el área de Los Cintos se observan ritmos fluviales granodecrecientes

y terminando a veces con suelos de vegetación y, más raramente, carboneros y lutitas carbonosas. Los sedimentos correspondientes a la llanura de inundación han proporcionado fósiles vegetales (KANIS 1956, WAGNER 1960, 1965, y datos inéditos): *Paripteris linguaefolia* (Bertrand), *Linopteris* cf. *neuropteroides* (von Gutbier), *Neuropteris resobae* Cleal, *Alethopteris* cf. *michauxi* Buisine, *Lonchopteris rugosa* Brongniart, *Mariopteris muricata* (von Schlotheim), *Eusphenopteris* cf. *aldrichi* van Amerom, *Alloiopteris tenuissima* (Presl), *Sphenopteris* (*Zeilleria*) *frenzli* Stur, *Sphenopteris* (*Urnatopteris*) *tenella* (Brongniart), *Sph.* (*Urnatopteris*) *herbacea* (Boulay), *Sphenopteris* (*Boweria*) *schatzlaensis* (Stur), *Sphenopteris* (*Renaultia*) *schwerini* (Stur), *Sph.* (*Renaultia*) *chaerophylloides* (Brongniart), *Sph.* *footneri* Marrat, *Sph.* *latinervis* Danzé, *Sph.* cf. *acutiloba* Danzé (non Sternberg), *Pecopteris* (*Zeilleria*) *avoldensis* (Stur), *Pecopteris* (*Senftenbergia*) *pennaeformis* (Brongniart), *Pec.* (*Senftenbergia*) *plumosa* – *dentata* (Artis) – Brongniart, *Pecopteris volkmanni* Sauveur, *Sphenophyllum cuneifolium* Sternberg, *S.* *kidstoni* Hemingway, *S.* *lineare* Wagner, *Annularia radiata* Brongniart, *Asterophyllites grandis* Sternberg, *A.* *tenuifolius* Sternberg, *Calamites carinatus* Sternberg, *Lepidophloios laricinus* Sternberg, *Lepidodendron simile* Kidston, *Sigillariostrobus rhombibracteatus* Kidston. En su conjunto indican el Westfaliense B.

Cerca de la presa del Embalse de Requejada (Pantano de Vañes), al Norte de Arbejal y justamente fuera de la hoja, se encuentran los conglomerados de Curavacas intercalados con lutitas que encierran restos abundantes de una fauna marina (crinoideos, lamelibranquios, etc.).

Hacia arriba y, sobre todo, lateralmente hacia el Noroeste y Norte los conglomerados cambian de facies y se encuentran como transportados en masa, haciendo pensar en un depósito de abanico submarino aprovechando los sedimentos fluviales y costeros del área Sur-Sureste. El trabajo de SAVAGE (1967) contiene la descripción de estos sedimentos de facies flysch que constituye el sello característico de la Formación Curavacas en el área de la montaña de Curavacas y, más al Norte, cerca del Puerto de San Glorioso. Resulta probable, por tanto, que el gran desarrollo de conglomerados bastos de la Formación Curavacas procediera de una orogénesis al Sur de la actual Cordillera Cantábrica, y que el resultado fuera la formación de importantes acarros fluviales llevados en parte al mar y a la zona de talud del delta.

2.4.7 Formación Vañes (H_{23}^B)

El nombre se lo dieron NEDERLOF & DE SITTER (1957) al hablar de la serie de Vañes. BROUWER & VAN GINKEL (1964) la describieron como formación y dieron como corte tipo los afloramientos al NW de Rabanal de los Caballeros. VAN DE GRAAFF (1971) hizo constar que estos afloramientos eran poco adecuados, y designó como referencia principal el corte al SSE de Vergaño donde hay una representación más completa, con afloramiento casi total, sobre todo para la parte superior de la formación. Continúa el mismo corte para dar el estratotipo de la Formación Vergaño que sigue de forma concordante. Aceptamos el criterio de Van de Graaff, tanto en la designación del corte principal como en el límite entre las formaciones Vañes y Vergaño.

La base de la Formación Vañes se desconoce, ya que al muro está limitada por una falla de despegue (Falla de San Cebrián). Esta falla eliminó toda la Formación Curavacas y el despegue se produjo evidentemente al nivel de los primeros estratos incompetentes después de los conglomerados muy competentes de la Fm Curavacas. Fuera de la hoja, en la montaña de Curavacas, se ve que la formación del mismo nombre, con facies flysch, pasa a la Formación Lechada, de lutitas con turbiditas intercaladas y con calizas deslizadas (SAVAGE 1967). Probablemente, la Formación Lechada de Savage debe considerarse como equivalente a la Formación Vañes, descrita con anterioridad. De hecho, hay facies parecidas ya que al SW y NE de San Cebrián de Mudá existen lutitas con avenidas de derrubios calizos así como algún nivel de arenisca turbidítica en la parte inferior de la Formación Vañes. Es precisamente la vecindad de San Cebrián de Mudá que enseña el máximo desarrollo de esta formación, con un espesor aproximado de 700 m. La falla de despegue de San Cebrián elimina allí algo menos que en las demás localidades, dejando aflorar las lutitas mencionadas. Viene a continuación un tramo más arenoso que consta de bancos delgados (5 a 15 cm) de arenisca fina, turbidítica con señales de corriente y contactos bruscos con la lutita intercalada que forma todavía el grueso de la formación. Raramente se encuentra allí también algún lentejón pequeño de derrubios calizos intercalándose en este tramo. Después viene un tramo de lutitas de color gris oscuro, con algún nódulo de síderosa y escasos niveles delgados de arenisca fina o limolita. Más arriba se encuentra el tramo superior de la formación Vañes que se distingue por la presencia de bancos gruesos de areniscas líticas de aspecto más bien masivo. Existe una estratificación cruzada a pequeña escala en este tramo superior que muestra también alguna unidad con grano-clasificación y que parece constituir un término de transición entre la facies

turbidítica predominante en la Formación Vañes y la facies más costera que se hace notar en la Formación Vergaño que viene a continuación.

Aparte de alguna fauna en las avenidas de derrubios calizos, y cuya edad puede ser la de la Formación Vañes o de formaciones anteriores sometidas a erosión, se encuentran solamente briznas vegetales en las turbiditas. La edad, pues, se deduce de su posición estratigráfica por debajo de la Formación Vergaño que le sigue con transición paulatina. Se supone, por tanto, que la Formación Vañes corresponda al Westfaliense C.

2.4.8 Formación Vergaño (H_{24}^{B1-B2})

La definición de esta formación se debe a VAN DE GRAAFF (1971) que ha fijado su límite con la Formación Vañes haciendo valer los criterios sedimentológicos. Reemplaza, en cierto modo, a la Formación Corisa utilizada por autores anteriores en sentidos diferentes y cuyo límite con la Formación Vañes era distinto. VAN DE GRAAFF hace constar que la Formación Vergaño corresponde a facies deltaicas de un mar somero, con variaciones laterales de facies que son debidas a los cambios en la distribución de los aportes. A veces hubo relleno completo de la cuenca marina, formándose suelos de vegetación y capas de carbón cuya continuidad lateral resulta bastante limitada. En la parte superior de la formación hay varios niveles de caliza, todos acuñantes, y de los que el nivel superior, bastante continuo, recibe el nombre del Miembro Sierra Coriza, conservando así esta denominación en su aceptación primitiva.

La base de la Formación Vergaño está en las areniscas con estratificación cruzada a escala mayor que se encuentran después de las lutitas y turbiditas de la Formación Vañes. El estratotipo de la Formación Vergaño está en el mismo corte al lado de la carretera de Vallespinoso a Vergaño que sirve también como la referencia principal de la Formación Vañes, y continúa por el valle que sube al NNE de Vergaño. En conjunto la formación suma unos 1.550 metros de espesor.

Se distinguen varios tramos litológicos dentro de la Formación Vergaño, empezando por el tramo basal de las areniscas bastas con estratificación cruzada que tienen un recorrido bastante constante en todo el flanco SE del Sinclinal de Casavegas *sensu lato*. Sin embargo, estas areniscas acuñan hacia el Norte donde se encuentran reemplazadas por estratos diferentes, aunque representando igualmente los depósitos de un mar somero.

El estratotipo muestra a continuación un tramo de lutitas con limolitas y areniscas intercaladas. En la parte superior de este tramo hay varios bancos de caliza, de continuidad lateral variable, y que se encuentran representativa-

mente en el Socavón General de la mina de San Cebrián (calizas del Socavón). Encima de este tramo hay 50 metros de lutitas, limolitas y alguna arenisca fina con cuatro capas de carbón (no todas explotables) que constituyen el tramo hullero de San Cebrián. A techo del tramo de San Cebrián se encuentra la caliza de Coterraso, con un espesor sumamente variable (de 0 a 250 m en poca distancia). Cerca de Celada de Roblecedo existen los carbones de Por si acaso y de las Pernianas que también han dado lugar a explotaciones, hoy día abandonadas. En parte pueden ser correlacionables con el paquete de San Cebrián, pero de hecho existen varios niveles diferentes en distintas partes de la hoja y cuya continuidad lateral es muy relativa. Indica VAN DE GRAAFF (1971) que estos intervalos hulleros de poca continuidad lateral correspondan muy probablemente a la parte continental, emergida del delta, formándose depósitos marinos al mismo tiempo en zonas adyacentes. Los cambios laterales en la distribución de los aportes, dentro de una cuenca con un hundimiento paulatino, es cosa muy conocida en los sistemas deltaicos cuyos distribuidores suelen cambiar de posición de vez en cuando.

Sin embargo, y de modo aproximado, ciertos niveles calizos resultan cartografiables a pesar de su acuñaamiento a trechos y de sus espesores sumamente variables. Pueden nombrarse en este sentido las calizas de Coterraso, de Matacastillo, Peña Tremaya y, sobre todo, la Caliza de Agujas que aflora por debajo del Triásico en todo el flanco oriental del Sinclinal de Redondo. Todas se encuentran más o menos en el mismo nivel estratigráfico, a techo del tramo hullero de San Cebrián. La Caliza de Agujas se disuelve en bloques deslizados en la hoja contigua de Tudanca, al Norte de la Hoja de Brruelo, indicando así la situación del abanico submarino del delta.

La parte superior de la Formación Vergaño contiene un tramo turbidítico que está muy bien desarrollado encima de la Caliza de Agujas y que consiste en areniscas y lutitas a las que acompañan a veces niveles de mud-flow y avenidas de derrubios calizos. Este tramo turbidítico que está desarrollado más ampliamente en la parte nororiental de la hoja, representa otra etapa del incremento de inestabilidad de la cuenca sedimentaria, extendiéndose el área del abanico submarino.

La parte terminal de la Formación Vergaño la constituye el Miembro Sierra Coriza que consta de unos 300 metros de calizas, margas y lutitas. Aunque las calizas acuña rápidamente, el nivel en sí resulta constante, ya que aflora no solamente en la Sierra Coriza en el flanco SE del Sinclinal de Casavegas sino también en la vecindad del pueblo de Celada de Roblecedo (al Oeste, Sur y Este del pueblo), en los flancos oriental y septentrional del Sinclinal Redondo (Caliza de Monteabismo, ya fuera de la hoja), entre San Salvador y Verdeña (Caliza de Verdegosa), y al lado del pueblo de Brañose-

ra, en el río Rubagón. Este nivel tan destacado de caliza ha recibido nombres locales en distintos lugares de la hoja, pero no tiene objeto conservar más que la denominación más antigua que es la de Sierra Corisa (o Coriza).

En toda la Formación Vergaño, y, sobre todo, el Miembro Sierra Coriza, se han encontrado abundantes muestras de fauna y flora. El tramo inferior de la Fm Vergaño, en una localidad al Norte de Rabanal de los Caballeros, ha proporcionado flora del Westfaliense D inferior (R.H. WAGNER det.): *Linopteris obliqua* (Bunbury) Zeiller, *Lobopteris micromiltoni* (Bertrand) Wagner, (*Mariopteris* sp. indet., *Alloiopteris* cf. *sarana* Potonié in Gothan, *Sigillaria candollei* Brongniart.

Las calizas del Socavón, en el tramo siguiente, proporcionaron fauna abundante, mereciendo citarse sobre todo los foraminíferos: *Millerella* cf. *acutissima* (Kireeva), *Bedeina* ex gr. *rauserae* (Chernova) (VAN GINKEL 1965), *Fusulina* sp., *Ozawainella* sp., *Bradyina* sp., *Palaeotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Tuberitina* sp. (L.F. GRANADOS det.). Según VAN GINKEL (1965) podrían representar el nivel de Podolsk en el Moscoviense superior.

El tramo hullero de San Cebrián contiene la flora siguiente (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* Hoffmann, *Linopteris obliquas* (Bunbury), *Alethopteris grandinioides* Kessler var. *grandinioides*, *Lonchopteridium alethopteroides* Gothan, *Lobopteris micromiltoni* (Bertrand), *Lobopteris aspidioides* (Sternberg), *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart, *Sigillaria tessellata* Brongniart, etc. Es una asociación del Westfaliense D inferior.

La caliza de Coterraraso también ha proporcionado foraminíferos: *Fusulina cotarazoe* Van Ginkel, *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moeller, *Pseudostaffella* cf. *sphaeroidea* (Ehrenberg), *Staffella?* sp. (VAN GINKEL 1965), *Bradyina* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospira* sp., *Tetrataxis* sp., *Ammovertella* sp., *Tuberitina* sp., *Palaeotextularia* sp., (L.F. GRANADOS det.). Según VAN GINKEL, podría atribuirse esta asociación indistintamente al Podolsk superior o al Miachkovo inferior (Moscoviense superior).

Entre la caliza de Coterraraso y la caliza de Sierra Coriza se ha encontrado un pequeño nivel calizo con foraminíferos clasificados por L.F. GRANADOS: *Hemifusulina* ex gr. *bocki* (Moeller), *Bradyina magna*, *Glomospira* sp., *Tuberitina bulbacea*, *Tuberitina maltavrini*, además de las algas calcáreas *Dvinella* y *Girvanella*.

La caliza de Coterraraso ha proporcionado además el crinoideo siguiente (STRIMPLE 1976): *Megaliocrinus multibrachiatus* (Sieverts-Doreck).

El conjunto de estratos de la Formación Vergaño antes de llegar al Miembro Sierra Coriza ha proporcionado los braquiópodos siguientes (C.F. WINKLER PRINS det.): *Meekella* cf. *eximia* (de Verneuil), *Pulsia* sp., *Lissochonetes* cf. *obtusus* (Schellwien), *Incisius* sp. nov., *Juresania subpunctata*

(Nikitin), *Karavankina* cf. *rakuzi* Winkler Prins, *Kozłowska* cf. *pusilla* (Schellwien), *Dictyoclostus?* *aegiranus* Böger & Fiebig, *Linoproductus* *cora* (d'Orbigny), *Brachythyryna* cf. *strangwaysi* (de Verneuil), *Choristites* cf. *priscus* (d'Eichwald); además de los gasterópodos *Bucaniopsis*, *Euomphalus*, *Platyceras*, y los lamelibranquios *Polidevcia*, *Acanthopecten*, *Annuliconcha*, *Clavicosta*, *Leiopteria*, *Limipecten*, *Streblochondria*, *Astartella*, *Schizodus*, *Septimyalina*.

Las calizas y margas del Miembro Sierra Coriza han proporcionado faunas abundantes de gran número de localidades. Merecen destacarse sobre todo los foraminíferos: *Fusulinella* ex gr. *mosquensis* Rauser-Chernousova, *Fusulinella* ex gr. *colaniae* Lee & Chen (VAN GINKEL 1965), *Hemifusulina* ex gr. *bocki* (Moeller), *Glomospira* sp. (L.F. GRANADOS det.). Según VAN GINKEL, se trata muy probablemente de la parte basal del nivel de Miachkovo del Moscoviense superior, aunque no puede excluirse la parte alta del Podolsk. Los braquiópodos son más numerosos aún (C.F. WINKLER PRINS det.): *Enteletes* sp. nov., *Isogramma* cf. *davisoni* (Barrois), *Lissochonetes?* *obtusus* (Schellwien), *Neochonetes* cf. *latesinuatus* (Schellwien), *Incisius* sp. nov., *Karavankina* *paraelegans* Sarytcheva, *Karavankina* *rakuzi* Winkler Prins, *Kozłowska* cf. *pusilla* (Schellwien), *Reticulatia* cf. *uralica* (Tschernyschew), *Cancrinella* cf. *boonensis* (Swallow), *Stenocisma* *winkleri* Martínez-Chacón, *Brachythyryna* *strangwaysi* (de Verneuil), *Choristites* sp., *Martinia* *juresanensis* Stepanov. Además se han encontrado los gasterópodos y lamelibranquios siguientes (C.F. WINKLER PRINS det.): *Bucaniopsis*, *Pharkidonotus*, *Anomphalus*, *Ianthinopsis*, *Jedria*, *Platyceras*, *Shansiella*, *Trachydomia*; *Polidevcia*, *Annuliconcha*, *Limipecten*, *Palaeolima*, *Astartella*, *Myalina*, *Parallelodon*, *Schizodus*. VAN DE GRAAFF (1970) ha descrito el espongiario *Cystauletes* *mammilosus* King del Miembro Sierra Coriza y RACZ (1965) da a conocer varias algas calcáreas de este nivel estratigráfico de la secuencia local. Numerosos coralaris fueron descritos por DE GROOT (1963), destacándose los cyathopsidos, *Axolithophyllum* y *Petalaxis*.

En el sinclinal de Redondo, VAN DE GRAAFF (1971) ha definido la Formación Covarres incluyendo los sedimentos del talud que forman el equivalente local de la Fm. Vergaño y la parte superior de la Fm. Vañes.

3.4.9 Formación Ojosa (H_{24}^{B3}) (H_{31}^{B1})

Los movimientos tectónicos de la Fase Leónica acaecieron después de haberse depositado el Miembro Sierra Coriza de la Formación Vergaño. En

toda el área al Este de la Falla de Polentinos se encuentran los primeros depósitos post-leónicos en concordancia aparente con el Miembro Sierra Coriza, haciéndose notar la fase tectónica solamente por un solapamiento paulatino de los estratos post-leónicos en el Sinclinal Casavegas, lo cual se explica por el basculamiento del fondo de cuenca post-leónica que se venía expansionando desde dos focos de hundimiento local en la vecindad de los pueblos de Casavegas y de Lores, justamente fuera de la hoja de Barruelo. Por tanto, los primeros sedimentos post-leónicos, correspondientes a la Formación Roza de WAGNER & VARKER (1971) no aparecen en esta hoja, donde la base de la secuencia post-leónica del Sinclinal de Casavegas está ya dentro de la Formación Ojosa.

Estratos coetáneos se formaron al otro lado de la Falla de Polentinos. Estos estratos afloran en la banda verticalizada (flanco Norte de un sinclinal isoclinal) de la cuenca minera de Guardo-Cervera que tiene su extremo oriental justamente dentro de la hoja en la zona al SSW de Cervera de Pisuegra. Allí muestra un contacto con estratos pre-palentinicos, del Devónico superior y Carbonífero inferior y Namuriense, que se explica por un levantamiento considerable del labio occidental de la Falla de Polentinos con la eliminación posterior, por erosión, de toda la secuencia post-palentina. Este levantamiento, pues, debe haber sido del orden de 2.500 metros como mínimo, quedando patente la importancia de los movimientos tectónicos de la Fase Leónica.

La Formación Ojosa tiene su estratotipo en el Sinclinal de Casavegas, refiriéndose al corte medido al NW del pueblo de Casavegas y en los montes de Ojosa y Peñota entre Lores y Casavegas. Este corte queda justamente fuera de la hoja de Barruelo pero los mismos estratos afloran dentro del Sinclinal de Casavegas en la parte más noroccidental de la hoja. Allí chocan violentamente contra la secuencia pre-leónica al otro lado de la Falla de Los Llazos, una falla sin-sedimentaria basculada cuyo trazo actual en dirección NE-SW no es más que el corte vertical de esta falla de rumbo aproximado Norte-Sur antes de plegarse los estratos que participan en el Sinclinal de Casavegas. La Formación Ojosa, pues, se depositó al Oeste de la Falla Sin-sedimentaria de Los Llazos que formaba el límite oriental de la cuenca de sedimentación. Al Este de la falla sinsedimentaria se encontraba una plataforma carbonatada cuyos depósitos mucho más condensados (Caliza Intermedia de WAGNER, PARK, WINKLER PRINS & LYS 1977) fueron descuartizados por los movimientos tectónicos asociados a la segunda disconformidad leónica, de edad cantabriense medio. Como consecuencia de aquellos movimientos ya no se encuentra la Caliza Intermedia preservada más que en dos lugares, es decir cerca del pueblo de Brañosera y junto al puente de

Vañes sobre el Embalse de Requejada. Se describirá la Caliza Intermedia como una entidad aparte de la Formación Ojosa, a pesar de ser su equivalente en el tiempo, y se le da el nombre de Caliza de Castillería, de acuerdo con el vocablo introducido por VAN GINKEL (1972) para el afloramiento al lado de Vañes.

La Formación Ojosa consiste en más de 2.300 metros de sedimentos deltaicos depositados en un mar muy somero y mostrando toda la gama de facies desde las calizas y margas con fauna de mar abierto hasta las areniscas de tipo barrera y playa a las que se asocian suelos de vegetación y capas de carbón de vez en cuando. Son frecuentes los ritmos de colmatación y los grandes espesores depositados prueban el carácter fuertemente subsidente de la cuenca de sedimentación. Existen varios niveles calcáreos (margas y lutitas calcáreas con lentejones de caliza) de cierta extensión lateral y que sirven de niveles guía cartografiables. Entre ellos destacan los niveles calizos de Casavegas, Lores y Urbaneja, siguiéndose los primeros dos niveles mencionados en todo el Sinclinal de Casavegas. Contienen fauna variada de mar abierto con foraminíferos, poríferos, crinoideos, gasterópodos, lamelibranquios, braquiópodos, ostrácodos, coralaris, briozoos, trilobites, así como algas calcáreas. Marcan etapas de transgresión súbita, probablemente sobre áreas considerables, y su origen debe ser de índole tectónico.

Los intervalos con capas de carbón se muestran también continuos lateralmente, distinguiéndose los tramos antracitíferos siguientes: tramo inferior de Casavegas, tramo superior de Casavegas, tramos de Areños y de Rosa María. En el centro del Sinclinal de Casavegas, al Norte del Río Lores, se encuentra otro tramo de carbones cuya estratigrafía no está establecida con detalle. Resulta probable que los carbones de El Campo, al Sur del Río Lores, representen un nivel aún más alto, en cuyo caso la Formación Ojosa llegaría a tener un espesor mínimo de 2.500 metros.

Aunque la mayor parte de la formación es deltaica, con predominio de lutitas compactas representando los lodos de una cuenca marina somera bien oxigenada (hay frecuentes señales de bioturbación), existe un intervalo pequeño al principio de la formación cuyas lutitas muestran intercalaciones de arenisca turbidítica. Sin embargo, las areniscas en la mayor parte de la formación muestran estratificación cruzada, laminación cruzada y lentejones por paleocauce. Los suelos de vegetación están asentados normalmente en estas areniscas de facies barrera o paleocauce.

La Formación Ojosa tiene importancia crono-estratigráfica por contener el estratotipo internacional de la parte inferior del Piso Cantabriense y, por tanto, el límite convencional entre las series Westfaliense y Estefaniense, puesto que el Cantabriense constituye el piso más inferior de la Serie Este-

faniense. Este límite está trazado en la base de la Caliza de Lores, en el collado entre los pueblos de Lores y Casavegas, justamente fuera de la hoja de Barruelo. El nivel calcáreo correspondiente a la Caliza de Lores, es decir las lutitas calcáreas y margas con lentejones de caliza que se encuentran a este nivel, se sigue dentro de la hoja por los afloramientos al Este de Areños.

Las faunas abundantes encontradas en la Formación Ojosa del Sinclinal de Casavegas incluyen foraminíferos fusulinidos que indican claramente el Miachkovo superior, es decir la parte más alta del Moscoviense (LYS *in* WAGNER et al. 1977): *Pseudoendothyra* aff. *pseudosphaeroidea* (Dutkevitch), *Pseudoendothyra* aff. *praeobrajenskyi* (Dutkevitch), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenberg), *Schubertella gracilis* Rauser, *Schubertella myatchkovensis* Rauser, *Hemifusulina* sp., *Fusulina* ex gr. *samarica* Rauser & Beljaev, *Fusulinella loresae* van Ginkel. Se han identificado también numerosos braquiópodos, gasterópodos y lamelibranquios (C.F. WINKLER PRINS det.): *Derbyia* aff. *waageni* (Schellwien), *Meekella* cf. *eximia* (de Verneuil), *Pulsia* sp., *Isogramma* cf. *davidsoni* (Barrois), *Isogrammatidae* gen. et sp. nov., *Neochonetes* cf. *latesinuatus* (Schellwien), *Incisius* sp. nov., *Alexenia* sp., *Avonia* (*Quasiavonia*) *echidniformis* (Chao), *Krotovia* (*Jakutella*) cf. *sarytchevae* Abramov, *Juresania* cf. *subpunctata* (Nikitin), *Karavankina paralegans* Sarytcheva, *Karavankina rakuszi* Winkler Prins, *Kozlowskia* cf. *pusilla* (Schellwien), *Attenuatella* aff. *frechi* (Schellwien), *Martinia karavanica* Volgin, *Cleiothyridina* cf. *pectiniformis* (Sowerby), *Brachythyryna* cf. *carnica* (Schellwien): *Goniasma*, *Hypergonia*, *Ianthinopsis*, *Jedria*, *Naticopsis*; *¿Nuculopsis*, *Palaeoneilo*, *Polidevcia*, *Annuliconcha*, *Clavicosta*, *¿Euchondria?*, *Limipecten*, *Palaeolima*, *Pernopecten*, *Streblopteria*, *Astartella*, *Myalina*, *Parallelodon*, *Schizodus*, *Edmondia*.

Las floras fósiles de la parte inferior de la Formación Ojosa, por debajo del nivel calcáreo de Lores y, por tanto, de edad Westfaliense D (parte más moderna de este piso), incluyen los elementos siguientes (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* Hoffmann, *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Neuropteris planchardi* Zeiller, *Linopteris palentina* Wagner, *Odontopteris cantabrica* Wagner, *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *jongmansii* (Bertrand), *Alethopteris ambigua* Lesquereux, *Alethopteris grandinioides* Kessler var. *grandinioides*, *Alethopteris lesquereuxi* Wagner, *Alethopteris robusta* Lesquereux, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Sphenopteris* (*Saaropteris*) *dimorpha* (Lesquereux), *Eusphenopteris neuropteroides* (Boulay), *Pecopteris unita* Brongniart, *Lobopteris vestita* (Lesquereux), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart, *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Sigillaria brardi* Brongniart.

La parte superior de la formación, después de la Caliza de Lores, que corresponde al Cantabriense inferior en su estratotipo, contiene la flora siguiente en el Sinclinal de Casavegas (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* Hoffmann, *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Linopteris palentina* Wagner, *Alethopteris grandinioides* var. *subzeilleri* Wagner, *Alethopteris palentina* Wagner, *Alethopteris ambigua* Lesquereux, *Alethopteris lesquereuxi* Wagner, *Alethopteris missouriensis* White, *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansii* (Bertrand), *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris melendezi* Wagner, *Pecopteris ocejenensis* Wagner, *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart.

Cabe notar que la presencia simultánea de fauna marina de afinidad rusa y de flora comparable a la del Noroeste de Europa, permite establecer la equivalencia del Miachkovo superior ruso con el Westfaliense D superior y Cantabriense inferior de Europa Occidental.

2.4.10 Estratos equivalentes a la Formación Ojosa en la cuenca minera de Guardo-Cervera

Al Sur de Cervera de Pisuerga y bordeando la carretera que conduce a Guardo, se encuentra el extremo oriental de la cuenca minera antracítica de Guardo-Cervera. No afloran más de unas decenas de metros en una franja verticalizada de estratos que deben atribuirse al Westfaliense D superior y que empiezan con una brecha de elementos cuarcíticos en contacto estratigráfico (por discordancia) con las cuarcitas superiores del Devónico de facies leonesa (Sierra del Brezo). Después de una falla vertical, probablemente directa y de relativamente poco desplazamiento, se encuentran lutitas, limolitas y areniscas con fauna marina no clasificable, y algún carbonero inexplorable. Por su lado oriental esta franja de terreno Westfaliense D superior, post-leónico, está cubierta por aluviones recientes que enmascaran una falla importante poniéndola en contacto con una secuencia turbidítica atribuible a la Formación Carmen (Westfaliense A).

La cuenca minera de Guardo-Cervera fue objeto de una investigación detallada por parte de la Empresa Nacional Adaro que estableció las correlaciones entre tramos continentales con carbón a todo lo largo de la cuenca. La parte inferior de la secuencia en esta cuenca minera corresponde al Westfaliense D superior y la sedimentación empezó después de un levantamiento considerable (varios miles de metros) durante la Fase Leónica y que resultó en la eliminación total de la secuencia post-palentina diagonal pre-

leónica. Evidentemente, se encontraba esta región al lado occidental de la Falla de Polentinos, explicándose así el contacto por discordancia con estratos pre-palentinios.

2.4.11 Caliza Intermedia o de Castillería (H_{24-31}^{B3-B1})

Las dataciones establecidas en la cuenca minera de Guardo-Cervera y en el Sinclinal de Casavegas indican que la sedimentación empezó prácticamente al mismo tiempo (Westfaliense D moderno) a un lado y otro de la Falla de Polentinos, cuyo desplazamiento tuvo lugar durante la fase tectónica solamente. Durante la etapa de sedimentación de la secuencia post-leónica empezaron los movimientos sobre una línea de dirección Norte-Sur aproximadamente que coincide con la Falla de Los Llazos. Esta falla sin-sedimentaria formaba el límite oriental de la cuenca de sedimentación, separándola de una plataforma carbonatada. La cartografía demuestra que hubo movimientos repetidos sobre varios planos dentro de una zona amplia de falla, y resulta probable que el desnivel entre la plataforma y la cuenca adyacente nunca fue más de unas decenas de metros, por colmatación de la cuenca, y probablemente menos durante la mayor parte de los tiempos. Sin embargo, el valor cumulativo de los desplazamientos efectuados por esta falla sin-sedimentaria, suma bastante más de 2.000 metros. Los testigos de la sedimentación calcárea sobre la plataforma al Este de la Falla de Los Llazos son pocos, ya que los movimientos tectónicos que acompañaron a la expansión de la cuenca sedimentaria durante el tiempo del Cantabriense medio resultaron en la eliminación de la secuencia carbonatada en casi toda el área de la plataforma. En efecto, hoy día no queda más testigo que una secuencia de 90 metros al lado de Brañósera en el río Rubagón (Caliza Intermedia de WAGNER et al. 1977) y una secuencia comparable que aflora al lado del puente sobre la desembocadura del Río Castillería en el Pantano de Vañes (Caliza de Castillería de VAN GINKEL 1972). Esta caliza consta de bancos de caliza micrítica y calcarenítica con intercalaciones finas (a escala milimétrica a centimétrica) de lutitas calcáreas, llegando el conjunto a tener 90 m de espesor. Las partes micríticas contienen a menudo restos de *Donezella*, un micro-organismo sedentario (alga o microforaminífero) que se extendía como una especie de alfombra sobre el fondo del mar muy somero. Los finos lodos calizos vendrían a depositarse entre los *Donezella*. Las partes calcareníticas reflejan ambientes más energéticos, mientras que las intercalaciones lutíticas indicarían etapas de erosión submarina o, por lo menos, paradas en la sedimentación (es decir, non-secuencias). Así se explica cómo

los 90 m de caliza pueden equivaler en el tiempo a más de 2.000 metros de sedimentos siliciclásticos de la cuenca adyacente. La realidad de este hecho se ha comprobado mediante el examen del contenido paleontológico de ambas secuencias. En efecto, LYS (*in* WAGNER et al. 1977) hace notar que la Caliza Intermedia al lado de Brañosera debe haber tomado un tiempo considerable para formarse, tal como indican las distintas etapas evolutivas del género *Fusulinella* que se encuentran en ella. Todas corresponden al Miachkovo superior, al igual que la Formación Ojosa de la cuenca siliciclástica adyacente. La misma edad se ha obtenido para la Caliza de Castillería, al lado de Vañes (*op. cit.*).

Tanto en Vañes como en el afloramiento del río Rubagón se han visto estratos terrígenos (areniscas, limolitas y lutitas limolíticas) asociados a la caliza miachkoviense. Estos estratos, con un espesor del orden de 10 m solamente, contienen flora del Westfaliense D superior (R.H. WAGNER det): *Linopteris* cf. *neuropteroides* (von Gutbier), *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *jongmansi* (Bertrand), *Alethopteris grandinioides* Kessler var. *grandinioides*, *Alethopteris lesquereuxi* Wagner, *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Mariopteris nervosa* (Brongniart), *Palaeopteridium reussi* (von Ettingshausen), *Lobopteris vestita* (Lesquereux), *Pecopteris* cf. *elaverica* Zeiller, *Pecopteris unita* Brongniart, *Annularia stellata* (von Schlotheim), etc.

2.4.12 Formación Verdeña (Hc₃₁^{B2})

Los movimientos de la Falla sin-sedimentaria de Los Llazos cesaron al final del Cantabriense inferior cuando tuvo lugar una expansión gradual de la cuenca siliciclástica, ampliándose a expensas de la plataforma carbonatada de la Caliza de Castillería. Es probable que primeramente hubo algún levantamiento parcial de la plataforma, acompañado por fallas directas, ya que la Caliza de Castillería solamente quedó preservada en dos lugares, siendo así que la mayor parte de la plataforma al Este de la Falla sin-sedimentaria de Los Llazos se erosionó al nivel del Miembro Sierra Coriza de la Formación Vergaño, eliminando, en efecto, buena parte del miembro citado.

A continuación hubo transgresión de la plataforma, con la formación de unos 280 m de lutitas, margas y calizas, principalmente. Empieza esta Formación Verdeña con 15 m de arenisca mostrando estratificación cruzada. Es de facies marina y pasa paulatinamente hacia arriba a lutitas y margas con abundante fauna de lamelibranquios, gasterópodos, trilobites, crinoideos, braquiópodos, etc. Luego se depositó una caliza cuyo espesor máximo es de 90 m, y que acuña en las margas citadas anteriormente. Finalmente, hay

lutitas con alguna intercalación fina de limolita y de arenisca fina.

El espesor de la Formación Verdeña disminuye rápidamente al Sur y Este de Celada de Robledo y cabe pensar en un basculamiento de la plataforma antigua dando lugar a un solapamiento dentro de la Formación Verdeña, en dirección Este.

Entre los elementos de fauna marina recogidos en esta formación se han reconocido los braquiópodos y lamelibranquios siguientes (C.F. WINKLER PRINS det.): *Neochonetes* cf. *latesinuatus* (Schellwien), *Incisius* sp. nov., *Juresania* cf. *subpunctatus* (Nikitin), *Karavankina paraelegans* Sarytcheva, *Kozłowska* sp., *Attenuatella* sp., *Martinia* cf. *karawanica* Volgin, *Brachythyrina* cf. *carnica* (Schellwien); *Nuculopsis*, *Phestia*, *Annuliconcha*, *Dunbarella*, *Leptodesma*, *Limipecten*, ¿*Streblochondria?*, *Astartella*, ¿*Parallelodon?*.

2.4.13 Formación San Salvador (H₃₁^{B2})

Empieza esta formación con un carbonero que marca el tránsito entre la sedimentación enteramente marina de la Formación Verdeña y la mixta, continental y marina, de la Formación San Salvador. Se caracteriza aquélla sobre todo por la presencia de areniscas gruesas, de facies fluvial y mostrando estratificaciones cruzadas así como secuencias granodecrecientes. Entre estas areniscas se encuentran lutitas y, de vez en cuando, lentejones de caliza marina. Además existen suelos de vegetación, carboneros y dos a tres capas explotables de carbón en la parte superior de la formación. Es evidente que la Formación San Salvador se depositó prácticamente a nivel del mar, sobre la llanura de inundación y en su prolongación en aguas de un mar somerísimo.

La formación tiene algo más de 200 m de espesor en la vecindad del lugar homónimo San Salvador de Cantamuda, pero esta potencia disminuye rápidamente hacia el Este, llegando a 110 m un poco al Oeste de Verdeña y a 20 m al SSW de Celada de Robledo donde ya no existen más que los estratos terminales representados por areniscas, suelos de vegetación y carboneros. A un kilómetro y medio al Este de Celada y en la vecindad de Herreruela ya no hay más que una arenisca de pocos metros de espesor y una sola capa de carbón. Este mismo desarrollo muy reducido se encuentra en el río Rubagón, al lado de Brañosera, mientras que la Formación San Salvador falta por completo en el área al Este de Santa María de Redondo.

La disminución de potencia hacia el Este y el solapamiento verificado en la misma dirección debe de haber obedecido a un basculamiento de la plataforma antigua, que fue incorporada muy paulatinamente a la cuenca de sedimentación.

Los carbones de la Formación San Salvador se explotaron tanto en la vecindad de San Salvador de Cantamuda como en el Monte San Cristóbal, en la continuación de la Sierra Coriza/alto Sierra. La flora fósil asociada a los estratos continentales de ambos lugares se atribuye al Cantabriense medio (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *ovata*, *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Linopteris florini* Teixeira, *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* (Bertrand), *Alethopteris bohémica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Alethopteris grandinioides* var. *subzeileri* Wagner, *Alethopteris lesquereuxi* Wagner, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Lobatopteris viannae* (Teixeira), *Lobatopteris* sp. nov. (aff. *corsini* Wagner), *Pecopteris unita* Brongniart, cf. *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Sphenophyllum* cf. *guerrei* Teixeira, *Sphenophyllum* cf. *nageli* Grand'Eury, *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart, *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Lepidodendron* sp. nov. (cf. *scutatum* Lesquereux), etc.

Asociada a los carbones de San Salvador se ha encontrado una caliza con foraminíferos cuya clasificación por LYS (in WAGNER et al. 1977) ha proporcionado una edad Moscoviense terminal en transición con el Kasimoviense: *Eoliasiodiscus galinae* Reitlinger, *Hemigordius discoideus* (Brazhnikova & Potievskaya), *Schubertella subkingi* Putrja, *Pseudostaffella sphaeroidea cuboides* Rauser, *Pseudotriticites* cf. *Ps. lebedevi* (Putrja), *Fusiella typica ventricosa* Rauser, *Hemifusulina elliptica* (Lee), *Hemifusulina graciosa* (Lee). La Formación San Salvador, pues, representa el Moscoviense más alto de la Cordillera Cantábrica, ya que está prácticamente en el límite con el Kasimoviense.

2.4.14 Formación Brañosera (Hc₃₁^{B3})

La base de esta formación corresponde a una transgresión marina muy generalizada sobre toda la anchura de la cuenca post-Leónica, del orden de 60 km. Coincide con una ampliación notable de la cuenca, encontrándose los depósitos de la Formación Brañosera incluso donde no llegaron a depositarse los sedimentos de la Formación San Salvador, es decir al Este de Santa María de Redondo. Allí la Formación Brañosera se encuentra sobre una superficie kárstica labrada en caliza del Miembro Sierra Coriza, de la Formación Vergaño, el último término de la sucesión pre-Leónica. Hay, por tanto, un solapamiento considerable de la Formación Brañosera con respecto a las formaciones Verdeña y San Salvador, depositadas con anterioridad sobre el

área antigua de la plataforma al Este de la Falla de Los Llazos que formaba el límite oriental de la cuenca post-Leónica en su primera etapa.

En los alrededores de San Salvador de Cantamuda, donde la Formación Brañosa sigue a la Fm San Salvador en su desarrollo más completo, se nota que una arenisca al final de aquella formación muestra un contacto brusco con las lutitas de la base de la Fm Brañosa. El límite mismo está marcado por *Zoophycos*, una pista alimenticia horizontal que suele marcar la falta relativa de sedimentación asociada a una transgresión súbita. Esta transgresión marcando la base de la Formación Brañosa se sigue en prácticamente toda la cuenca post-Leónica en el Norte de Palencia y Nordeste de León y debe obedecer a un hundimiento generalizado de la cuenca.

Hacia el margen oriental de la cuenca donde la Formación San Salvador se reduce a una arenisca con capa de carbón, como resultado de un solapamiento que se traduce en la ausencia de la mayor parte de esta formación así como toda la Formación Verdeña, se encuentra la base de la Formación Brañosa con lutitas cuajadas de lamelibranquios y gasterópodos que se sobreponen inmediatamente a la capa de carbón. Esto es el caso de los afloramientos en el río Rubagón, cerca de Brañosa, donde se encuentra el estratotipo de la Formación Brañosa, con un espesor medido de 870 metros. Puesto que los afloramientos del río Rubagón pertenecen al flanco invertido de una estructura isoclinal (Sinclinal de Barruelo) donde pequeñas fallas de laminación eliminan alrededor del 15% de los estratos, hay que suponer que la potencia real de la Formación Brañosa fuera en su origen del orden de 1.000 m.

En su estratotipo por el río Rubagón se ha visto una caliza intercalada dentro del primer tramo de lutitas de la Formación Brañosa. Sigue un tramo pequeño de areniscas con estratificación cruzada, probablemente de facies deltaica. Esta arenisca muestra asimismo señales de corriente. La inestabilidad de la cuenca ha quedado patente en los 200 m de estratos que vienen a continuación y que consisten en lutitas con avenidas de derrubios calizos con algún clasto de limolita y de arenisca fina así como nódulos de siderosa. Los derrubios de caliza son generalmente finos en el estratotipo pero son más espectaculares en el Valle de Redondo al Este de Santa María de Redondo donde el mismo nivel estratigráfico contiene tres avenidas mayores con bloques grandes de caliza, cuyo tamaño llega a tener varios metros de diámetro. De hecho el tamaño es muy variable, de escala milimétrica a la métrica. El mismo nivel se encuentra también en los alrededores de San Salvador, prácticamente al lado del mismo pueblo, donde aparecen avenidas de derrubios relativamente finos. Por otra parte, el corte al Oeste de Verdeña enseña margas a este nivel. Es de suponer que la presencia de los bloques

grandes en el área al Este de Santa María de Redondo se relacione con el borde de cuenca, ya que coincide con el solapamiento mayor registrado para la Formación Brañosera, con ausencia de la Formación San Salvador que la precede en los demás lugares.

Tanto el Valle de Redondo como la zona del río Rubagón enseñan areniscas finas, turbidíticas en las lutitas que siguen a continuación, señal de la inestabilidad de la cuenca aunque probablemente en aguas más someras ya que más adelante se encuentran areniscas de paleocauce, en forma de lentición y con estratificación cruzada. A este nivel de la secuencia la sedimentación parece representar la de una llanura de marea con los paleocauces correspondientes a los depósitos fluviales llevados al mar. A 775 m de la base de la formación en su estratotipo se ha registrado el primer carbonero y suelo de vegetación. Probablemente, corresponda al nivel de las dos capas de Lomba en el Valle de Redondo.

La parte más alta de la Formación Brañosera sigue siendo de facies marina somera, correspondiente a la llanura de marea, hasta llegar a un tramo pequeño de carbonos (unos 30 m) que un poco arbitrariamente, se considera como base de la Formación Barruelo que contiene los varios paquetes de carbón explotados antaño por Minas de Barruelo, S.A. Antes de llegar a estos carbones, llamados de Peñacorba, se encuentran perforaciones animales del tipo *Diplocraterion*, en forma de U, que indican una sedimentación prácticamente a nivel del mar. Algo más bajo en la secuencia existen lentejones de caliza, con fauna abundante de espongiarios, crinoideos, gasterópodos, lamelibranquios, braquiópodos, corales, foraminíferos, etc., además de algas marinas del tipo *Girvanella* que son de aguas muy someras, de ambiente mareal.

Las avenidas de derrubios calizos de la parte inferior de la Formación Brañosera han proporcionado abundante fauna de braquiópodos, de edad Kasimoviense, y la misma indicación dieron los fusulínidos que resultaron ser de la biozona de *Protriticites*. Efectivamente, LYS (*in* WAGNER et al. 1977) indica la presencia de los foraminíferos siguientes en el intervalo de 100 a 200 m de la base de la formación en su estratotipo: *Protriticites* sp., *Pseudotrivicites* cf. *P. lebedevi* (Putrja), *Ozawainella angulata* (Colani), *Bradyina sphaerica* (Putrja), *Bradyina nautiliformis* Moeller, *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutkevitch).

Las faunas de braquiópodos son aún más abundantes en la Formación Brañosera, manteniéndose en todo el espesor de la formación (C.F. WINKLER PRINS det.): *Streptorhynchus* cf. *reliquus* Gauri, *Isogrammatidae* gen. et sp. nov., *Neochonetes* cf. *granulifer* (Owen), *Neochonetes latesinuatus miaokouensis* (Chao), *Paramesolobus* aff. *sinuosus* (Schellwien), *Inci-*

sus sp. nov., *Alexenia* sp., *Avonia* (*Quasiavonia*) *echidniformis* (Chao), *Echinaria* sp., *Juresania* *subpunctata* (Nikitin), *Karavankina* *paraelegans* Sarytcheva, *Karavankina* *rakuszi* Winkler Prins, *Kozlowskia* cf. *pusilla* (Schellwien), *Anidanthus* sp., *Stenocisma* aff. *alpina* (Schellwien), *Attenuatella* aff. *frechi* (Schellwien), *Cleiothyridina* *pectinifera* (Sowerby), *Martinia* *karawonica* Volgin, *Brachythyridina* *carnica* (Schwellwien), *Choristites* *fritschii* (Schellwien), *Neospirifer* sp., *Plicatocyrtia* *zitteli* (Schellwien), *Reticulariina* cf. *acutiplicata* (Sokolskaja). Indican una edad Kasimoviense para toda la Formación Brañosa. Además WINKLER PRINS ha clasificado los gasterópodos siguientes: *Bellerophon*, *Bucaniopsis* *calamitoides* Yin, *Bucaniopsis* aff. *kisilkiensis* Licharew, *Euphemites* cf. *carbonarius* (Yin), *Phymatifer*, *Anomphalus*, *Euomphalus*, *Goniasma*, *Hypergonia*, *lanthinopsis*, *Jedria*, *Meekospira*, *Microdoma*, *Naticopsis*, *Orthonema*, *Pseudozygopleura*, *Shansiella*, *Trachydomia*; así como los lamelibranquios: *Anthraconeilo*, *Nuculopsis*, *Polidevicia*, *Acanthopecten*, *Annuliconcha*, *Clavicosta*, *Euchondria*, *Leptodesma*, *Limipecten*, *Palaeolima*, *Pernopecten*, *Streblochondria*, *Astartella*, ¿*Cithothis*? , *Edmondia*, *Myalina*, *Parallelodon*, *Sanguinolites*, *Schizodus*, *Solenomorpha*.

Se han clasificado asimismo cantidad de coralaris de la Formación Brañosa (G.E. DE GROOT det.): *Rotiphyllum*, *Calophyllum*, *Lophophylidium*, *Cyathaxonia*, *Zaphrentes*, *Euryphyllum*, *Pseudofavosites*, *Cladichonus*.

2.4.15 Formación Barruelo (H_{31}^{B3}) (H_{32}^{B1})

Consta de 1.180 m de estratos marinos y continentales que se dividen en cinco miembros, tal como están representados en el estratotipo de los alrededores de Barruelo de Santullán:

- | | | |
|---------------------------------------|---|-----------------|
| (5) Tramo hullero del Calero (570 m) | } | (H_{32}^{B1}) |
| (4) Tramo marino del Polvorín (200 m) | | |
| (3) Tramo de los Carboneros (60 m) | | |
| (2) Tramo marino de Loma (330 m) | } | (H_{31}^{B1}) |
| (1) Tramo hullero de Peñacorba (30 m) | | |

Empieza la formación con las capas de Peñacorba que consiste en dos capas explotables y varios carboneros y suelos de vegetación. Aunque predomina la facies continental, se observa también la presencia de un nivel calcáreo a 5 m de la base del miembro. Contiene lamelibranquios y gasterópodos marinos. El Miembro Peñacorba se identifica también al Este y al Norte de

Santa María de Redondo, donde se explotan dos capas de carbón, cada una con lutitas marinas a techo. La fauna abundante consiste en lamelibranquios y gasterópodos, aún sin clasificar. Cabe notar asimismo la presencia de una cinerita en la capa superior de las dos explotadas cerca de Santa María. Una muestra recogida de la escombrera del Pozo Peñacorba, al lado del río Rubagón, parece confirmar la presencia de la cinerita en el estratotipo (A. BOUROZ, com. pers.). El Miembro Peñacorba aflora también en el núcleo del Sinclinal de Castillería, al lado occidental de San Felices, donde forma la parte más alta de la secuencia local.

El Miembro Loma empieza casi inmediatamente encima de la última capa de carbón del tramo de Peñacorba y consiste en lutitas masivas de la llanura de marea, intercalándose lentejones fuertes de arenisca de paleo-cauce. El aspecto muy somero de la sedimentación marina del Miembro Loma se acentúa aún más por la presencia de algún suelo de vegetación y de lutitas carbonosas y carboneros delgados a 102 m y 113 m de la base del miembro. Se ha encontrado asimismo un intervalo fino de lutitas lajeadas con plantas flotadas (pínulas de *Linopteris*, sobre todo) y lamelibranquios pectinidos así como conchas juveniles de goniatítidos. Este intervalo puede considerarse como facies de albufera, subrayando así el carácter somerísimo de la sedimentación marina del Miembro Loma.

El Miembro Carboneros, que viene a continuación, solamente se encuentra en el Sinclinal de Barruelo, fundiéndose los miembros Loma y Polvorín en un solo tramo en la vecindad de Santa María de Redondo. Consiste en 60 a 65 m de estratos marinos y continentales con 4 carboneros que forman el término más superior del mismo número de ritmos de colmatación. Empiezan estos ritmos con estratos marinos, generalmente lutitas con fauna de lamelibranquios, gasterópodos y ostrácodos. Los carboneros de este miembro se han podido seguir en más de 7 km a lo largo del Sinclinal de Barruelo.

A continuación vienen unos 200 m de estratos marinos (Miembro Polvorín), asimismo con ritmos de colmatación aunque sin llegar ni a suelos de vegetación. Este miembro contiene dos niveles margosos con fauna de mar abierto que incluyen braquiópodos así como gasterópodos y lamelibranquios.

El último ritmo sedimentario del Miembro Polvorín sí que culmina en un suelo de vegetación con la capa de carbón correspondiente que se considera como la primera capa del Miembro productivo del Calero. Esta primera capa lleva el número VIII por estar la secuencia invertida y siguiendo la numeración la superposición aparente. El paquete del Calero puede dividirse en dos partes, la inferior con 4 capas (Nos 8 a 5) y la superior con 6 capas

(Nos 4 a 1, además de dos capas y varios carboneros que no recibieron número ya que las numerosas fallas pequeñas en dirección laminaron el paquete de tal manera que la secuencia completa de carbones ya no se presenta en ningún punto). Entre las capas 5 y 4 existe un intervalo de 85 m de estratos marinos interrumpidos por tres carboneros y algunos niveles lacustres (dos como mínimo) con numerosas conchas del branquiópodo *Leaia*. Este intervalo lacustre con varios niveles de *Leaia* constituye un nivel guía fidedigno que se sigue a lo largo del Sinclinal de Barruelo, en una longitud de 11 km por lo menos. Entre las capas 8 a 5 los sedimentos se presentan generalmente como marinos de la llanura de marea con areniscas de paleocauce y barrera en secuencias dominadas por lutitas y lutitas limolíticas. La densidad mayor de carbón se encuentra en la parte superior (capas 4 a 1) donde asimismo se aprecia un aumento de las facies continentales, fluviales y palustres sobre la llanura de inundación. El Miembro Calero se hace, enteramente continental a partir de un nivel a 8 m por debajo de la Capa I, donde se ha reconocido la última incursión marina.

Dentro de la cuenca minera de Barruelo se hace notar asimismo un aumento de las facies continentales en dirección suroriental, ya que la zona de Vallejo muestra un número más elevado de niveles lacustres con *Leaia* que las zonas al Noroeste de Barruelo. Parece ser que la parte superior del Miembro Calero contiene asimismo más capas de carbón en la zona suroriental de la cuenca minera, donde el complejo de las capas IV y III muestra la presencia de varias capas y carboneros que, en la zona al NW de Barruelo ya no aparecen con la misma densidad. Este fenómeno que se ha podido probar mediante el examen minucioso de numerosos cortes estratigráficos por todo el paquete en distintas zonas de la cuenca minera, se confirma a escala mayor por encontrarse el Miembro Calero sin carbones explotables en la vecindad de Santa María de Redondo, a 15 km aproximadamente al Noroeste de Barruelo de Santullán.

Parece ser que el Miembro Calero representa la etapa final de la colmatación de la cuenca sedimentaria post-leónica. Tanto el aumento progresivo en estratos continentales como la facies marina muy somera correspondiente a la llanura de marea que se hace notar en las intercalaciones marinas superiores, constituyen indicios claros en este sentido. Cabe notar también la presencia de lentejones considerables de conglomerados constituidos por cantos relativamente gruesos de cuarcitas, que se encuentran sobre todo en la parte superior del Miembro Calero. Probablemente representen cordones litorales. La introducción de estos conglomerados significa la presencia cercana de relieves recién formados y hay que suponer que guarden relación con la Fase tectónica Astúrica que llegó a plegar fuertemente a todos los

estratos de la secuencia post-leónica así como a los anteriores, post-paléntinos y ante-leónicos.

La edad de la Formación Barruelo corresponde en parte al Cantabriense más moderno y por otra parte al Estefaniense A más antiguo, ya que el estratotipo-límite del piso Estefaniense A fue fijado por acuerdo internacional en la base del Miembro Carboneros en la misma cuenca minera de Barruelo. La última flora recogida en el Cantabriense superior es la del Miembro Peñacorba, tanto en el estratotipo por el valle del río Rubagón como en la vecindad de Santa María de Redondo y en la de San Felices de Castillería. Contiene los elementos siguientes (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* var. *grandeuryi* Wagner, *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Odontopteris reichiana* von Gutbier, *Callipteridium jongmansii* (Bertrand)– *striatum* Wagner, *Alethopteris grandinioides* var. *subzeilleri* Wagner, *Alethopteris bohémica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Oligocarpia gutbieri* Goeppert, *Sphenopteris dimorpha* (Lesquereux), *Sphenopteris ovalis* von Gutbier, *Sphenopteris elaverica* (Zeiller), *Eusphenopteris rotundilota* (Němejc), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Polymorphopteris multifurcata* Wagner, *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris monyi* Zeiller, *Pecopteris camertonensis* Kidston, *Pecopteris acuta* Brongniart, *Pecopteris paralelelobata* Wagner, *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart, *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), etc.

Hay pocos cambios con respecto a la flora del Miembro Carboneros que representa a los primeros estratos del Estefaniense A (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* var. *grandeuryi* Wagner, *Linopteris florini* Teixeira, *Odontopteris brardi* Brongniart (forma *minor-zeilleri* Potonié), *Callipteridium striatum* - *zeilleri* Wagner, *Alethopteris bohémica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris arborescens* (von Schlotheim), *Pecopteris hemitelioides* Brongniart, *Pecopteris apicalis* Knight, *Pecopteris acuta* Brongniart, *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Sphenophyllum alatifolium* Renault, *Macrostachya carinata* Weiss, *Annularia sphenophylloides* (Zenker), etc.

El Miembro Polvorín ha proporcionado solamente fósiles marinos, entre los que destacan los braquiópodos *Neochonetes* cf. *granulifer* (Owen),

Neochonetes latesinuatus miaokouensis (Chao), *Kozłowska* cf. *pusilla* (Schellwien), los lamelibranquios *Polidevicia*, *Leptodesma*, *Limipecten*, *Aspartella*, *Exochorhynchus*, *Myalina* y *Schizodus*, y los gasterópodos *Bucaniopsis* cf. *calamitoides* Yin y *Ianthinopsis* (C.F. WINKLER PRINS det.).

El Miembro Calero ha proporcionado cantidad de flora cuya composición invita comparaciones con el Estefaniense A francés: *Neuropteris ovata* var. *grandeuryi* Wagner, *Neuropteris gallica* Zeiller, *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Odontopteris brardi* Brongniart, *Odontopteris laxa* Wagner, *Callipteridium pseudogigas* Wagner, *Alethopteris bohémica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Alethopteris magna* Grand'Eury, *Dicksonites plueckeneti* (von Schlotheim), *Sphenopteris elaverica* (Zeiller), *Rhacopteris elegans* (von Ettingshausen), *Lobopteris viannae* (Teixeira), *Lobopteris septentrigera* Wagner, *Lobopteris lamuriana* (Heer), *Lobopteris ambigua* (Sternberg-Němejc), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Poly-morphopteris polymorpha* (Brongniart), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris arborescens* (von Schlotheim), *Pecopteris deltoidea* Wagner, *Pecopteris* cf. *daubreei* Zeiller, *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Lepidodendron* sp. nov. (cf. *scutatum* Lesquereux), etc. (R.H. WAGNER det.). También se ha encontrado fauna de agua dulce, en un intervalo por debajo del complejo de capas de la IV (R.H. WAGNER det.): *Leaia baentschiana* Beyrich, *Estheria limbata* forma *rimosa* Goldenberg, y escamas de peces.

Fauna marina se ha encontrado en varios niveles, destacándose un pequeño lentejón de caliza margosa a 4 m por debajo de la Capa III, que contiene foraminíferos (Lys in WAGNER et al. 1977): *Pseudotriticites* cf. *P. lebedevi* (Putrja), *Fusulina* ex gr. *F. distenta* Roth & Skinner, *Tuberitina bulbacea* Gallooway & Harlton. El conjunto del Miembro Calero ha proporcionado los braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos siguientes (C.F. WINKLER PRINS det.): *Kozłowska* sp., *Chaoiella* cf. *gruenewaldti* (Krotow), *Cleiothyridina* cf. *pectinifera* (Sowerby); *Limipecten*, ¿*Edmondia*? , *Bucaniopsis* cf. *calamitoides* Yin, *Pharkidonotus*, *Ianthinopsis*. Estas faunas son atribuidas al Kasimoviense, aunque sean demasiado pobres para proporcionar una edad fidedigna.

2.4.16 Formación Peña Cildá (H_{33}^{B3})

Después de la Fase Astúrica que plegó el conjunto de estratos hasta la Formación Barruelo inclusive, se depositaron unos 500 m de conglomerados poligénicos y estratos intercalados; representando el conjunto facies fluviales, lacustres y palustres, es decir una sedimentación enteramente continen-

tal. Los primeros conglomerados, con cantos mal calibrados y de origen local variado, se encuentran en discordancia muy angular sobre una superficie de erosión subaérea, cuyas irregularidades rellena. Esta formación discordante aflora solamente en 5 km² en la montaña al Norte de Valle de Santullán que se conoce por el nombre de Peña Cildá.

Los estratos intercalados entre los conglomerados incluyen algún carbonero, habiendo uno de 20 cm que fue objeto de explotación. La flora asociada a este carbonero y la que se encuentra en varias localidades diferentes de las intercalaciones lutíticas, muestran una edad Estefaniense B alto o quizá, del Estefaniense C bajo (R.H. WAGNER det.): *Neuropteris ovata* var. *grandeuryi* Wagner, *Odontopteris brardi* Brongniart, *Callipteridium gigas* (von Gutbier), *Callipteridium pseudogigas* Wagner, *Callipteridium densinervium* Wagner, *Callipteridium zeilleri* Wagner, *Callipteris bilharzi* (Frentzen), *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Fascipteris hispanica* (Wagner) comb. nov., *Taeniopteris jejunata* Grand'Eury, *Dicksonites plueckeneti* (von Schlottheim), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Polymorphopteris subelegans* (Potonié), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlottheim), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris hemitelioides* Brongniart, *Pecopteris robustissima* Wagner, *Pecopteris acuta* Brongniart, *Pecopteris dentata* Brongniart, *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia stellata* (von Schlottheim), etc.

Los sedimentos del Estefaniense B superior (Formación Peña Cildá) se plegaron en la última fase tectónica del ciclo hercínico que engendró pliegues más bien que un simple levantamiento con fallas. Esta fase que tuvo lugar al final del Estefaniense, podría llamarse urálica, aunque hubiera sido más lógico darla un nombre local. MAAS (1974) ha probado que los primeros estratos discordantes después de esta fase de plegamiento, corresponden al Pérmico inferior. Afloran en la Peña Labra, al Norte de la hoja de Barruelo. El Triásico se encuentra con disconformidad encima de este Pérmico en Peña Labra y lo elimina paulatinamente hacia el Sureste por un basculamiento pre-Triásico. Dentro de la hoja de Barruelo el Pérmico ya no parece aflorar, encontrándose el Trías inmediatamente por encima del Estefaniense B superior, mediante una discordancia angular que debe atribuirse en su mayor parte a los movimientos pre-Pérmicos.

2.4.17 Carbonífero indiferenciado (H₂₁₋₂₃^B)

Por debajo del Triásico, en la parte Norte y oriental de la hoja aflora el Carbonífero en una banda estrecha limitada por fallas directas, post-Mesozoicas. Se extiende esta faja desde la zona al Norte de Valdecebollas

hasta el pueblo de Reinosilla. Los intentos de datación por palinología no dieron más de una edad carbonífera generalizada y los afloramientos se encuentran demasiado lejos del grueso del Paleozoico de la hoja para poder hacer atribuciones claras. Por una parte se trata de lutitas con turbiditas que afloran en la carretera nueva de la estación invernal al Norte de Brañosera. Estas litologías se encuentran indistintamente en la Formación Vañes y la Formación Carmen. Hacia el Este, y siguiendo la misma banda del horst carbonífero dentro del Trías, hay un afloramiento muy pequeño cerca de Salcedillo que muestra la presencia de lutitas grises con areniscas bien lavadas con señales de paleosurco. Estas facies existen tanto en la Formación Vergaño como en las de Brañosera y de Barruelo. Más al Este todavía, en Reinosilla, afloran lutitas de color gris oscuro que podrían atribuirse a la Formación Vañes o a la Formación Vergaño. Parece probable que los tres afloramientos reconocidos en esta banda carbonífera dentro del Trías correspondan a formaciones diferentes. Sin embargo, ante la imposibilidad de hacer atribuciones fidedignas, pueden ser representados solamente como Carbonífero indiferenciado.

2.4.18 Correlaciones entre la cronoestratigrafía carbonífera de Europa Occidental y de la URSS

La presencia de numerosos elementos de fauna marina, entre los que destacan los foraminíferos fusulínidos, a lo largo de una secuencia carbonífera que contiene también flora continental, permite una correlación entre las divisiones cronoestratigráficas utilizadas en la URSS y en Europa Occidental. Empiezan a darse fusulínidos a partir de la Formación Valdeteja (calizas de Mudá y de Santa María) que ha proporcionado asociaciones del Bashkiriense. La Formación Perapertú, que viene a continuación (aunque el contacto entre esta formación y la de Valdeteja se desconoce), contiene foraminíferos del horizonte de Vereya, es decir la parte más baja del Moscoviense de la plataforma rusa (sineclisa de Moscú). En la Formación Perapertú se han encontrado también microfloras del Westfaliense A, probablemente de su parte baja, ya que la Formación Carmen que sigue a la de Perapertú muestra también flora del mismo piso.

Los movimientos tectónicos muy importantes de la Fase Palentina deben de haber tomado algún tiempo, que correspondería al Westfaliense B inferior, ya que la Formación Curavacas, que representa los depósitos post-orogénicos, contiene macroflora del Westfaliense B medio ó superior?

La Formación Vañes no ha proporcionado ni flora ni fusulínidos, pero cerca de la base de la Formación Vergaño ya se encuentran restos de macro-

flora del Westfaliense D inferior. Se mantiene el Westfaliense D inferior en el tramo hullero de San Cebrián, que se encuentra entre los niveles calizos de Socavón y de Coterraraso. Las calizas de Socavón contienen fusulínidos del horizonte de Podolsk, y la de Coterraraso parece corresponder a un nivel ya elevado de este horizonte, puesto que el Miembro Sierra Coriza de la Formación Vergaño ya contiene una asociación de fusulínidos de la parte más baja del horizonte de Miachkovo, del Moscoviense superior.

La Formación Ojosa contiene faunas del Miachkovo en toda su extensión que abarca el Westfaliense D superior y Cantabriense inferior, encontrándose el límite convencional entre los pisos Westfaliense D y Cantabriense en la base de la caliza de Lores. El Cantabriense medio (formaciones Verdeña y San Salvador) contiene aún faunas del Miachkovo, aunque la parte más alta de la Formación San Salvador ha proporcionado fusulínidos que muestran el tránsito entre Moscoviense más alto (Miachkovo superior) y Kasimoviense.

Faunas del Kasimoviense abundan en toda la Formación Brañosa que corresponde al Cantabriense superior. Aunque no se haya encontrado faunas suficientemente diversificadas en la Formación Barruelo, parece que debe atribuirse esta formación también al Kasimoviense. El límite convencional entre los pisos Cantabriense y Estefaniense A se encuentra en la base del Miembro Carboneros de la Formación Barruelo.

Como consecuencia de los datos paleontológicos logrados y en función de la secuencia estratigráfica establecida en la hoja de Barruelo, se pueden proponer las siguientes equivalencias entre las clasificaciones cronoestratigráficas de Europa Occidental y de la URSS.

Estefaniense	A inferior	— ¿Kasimoviense?
Cantabriense	superior	— Kasimoviense inferior
Cantabriense	medio	— Moscoviense (Miachkovo superior)
Cantabriense	inferior	— Moscoviense (Miachkovo)
Westfaliense	D superior	— Moscoviense (Miachkovo)
Westfaliense	D medio	— Moscoviense (Miachkovo inferior)
Westfaliense	D inferior	— Moscoviense (Podolsk)
Westfaliense	C	
Westfaliense	B	
Westfaliense	A superior	
Westfaliense	A inferior/medio	— Moscoviense (Vereya)

MESOZOICO

Existe una representación muy completa del Mesozoico en esta hoja,

apareciendo estratos del Triásico, Jurásico y Cretácico sin discontinuidades estratigráficas aparentes. Sin embargo, la cuenca mesozoica se desarrolló más ampliamente hacia el Nordeste y Sureste, en las provincias de Santander y Burgos. En el Norte de Palencia se encuentran las secuencias más reducidas, de borde de cuenca, y hay que referirse a las zonas colindantes para obtener la imagen correcta de las potencias y del desarrollo completo de los tramos cartografiados.

Dentro de la hoja se verifica la desaparición rápida del Trías y Jurásico en dirección SW, a través de una banda verticalizada al Sur de Ligüerzana que debe de corresponder aproximadamente al borde de cuenca. Más allá, en la zona al Sur de Cervera de Pisuegra, el Cretácico se apoya directamente, mediante una discordancia fuertemente angular, en los estratos paleozoicos. El solapamiento de los estratos terminales del Triásico, del Jurásico y, finalmente, del Cretácico, tiene lugar en muy poca distancia y resulta notable que coincide con una zona verticalizada que se encuentra en la prolongación de una falla paleozoica importante, la Falla de Ruesga. Aunque aquélla se cartografía como una cobijadura en el Paleozoico, parece probable que hubo movimientos póstumos sobre esta zona de falla muy rota y que, en tiempos mesozoicos, llegase a constituir el borde de cuenca hasta que, finalmente lo pasó la sedimentación cretácica.

2.5 TRIASICO

Es el sistema que más extensión geográfica tiene dentro de la hoja. Consta de dos tramos principales, el inferior detrítico con areniscas, conglomerados silíceos, limolitas y lutitas rojas, mientras que el superior contiene lutitas rojas y verdes que se encuentran justamente por debajo de las carnio-las, de edad controvertida pero consideradas generalmente como Lías inferior.

El Trías se apoya por disconformidad en un Pérmico inferior en una localidad al Norte de la hoja (MAAS 1974). Con esto caduca la denominación Permo-Trías que resultaba cómoda cuando todavía no se sabía nada del Pérmico en esta comarca, y que se empleaba a menudo para indicar la poca precisión en la datación de los estratos triásicos.

Dentro del primer tramo existe claramente un subtramo basal conglomerático en la parte más septentrional de la hoja, donde linda con la hoja de Tudanca. Hacia el Sur se pierde esta subdivisión, lo cual resulta perfectamente comprensible dado el carácter de abanico aluvial de estos sedimentos.

2.5.1 Tramo detrítico inferior (T_{G})

El tramo inferior que tiene más de 400 metros de espesor en la franja que se extiende al Sur del Paleozoico, gana en potencia hacia el Norte y Este donde los conglomerados y areniscas han tenido un desarrollo más importante, llegando a espesores del orden de 600 m en la zona que linda con la hoja de Tudanca. Además esta zona septentrional muestra claramente un tramo basal de unos 250 m (T_{CG}) en el que predominan los conglomerados. Es éste el tramo que forma el escarpe triásico que se sigue desde el horst carbonífero al Norte de Brañosa, donde la base del Trías coincide prácticamente con la carretera nueva a la estación invernal, hacia el WNW a Valdecebollas y, después, en dirección NW a la Peña Labra que ya se encuentra muy adentro de la hoja vecina de Tudanca. Este tramo conglomerático basal pierde su individualidad hacia el Sur y solamente ha podido ser distinguido como un subtramo en la zona señalada.

Las lutitas y limolitas del tramo detrítico inferior aparecen teñidas de rojo por minerales de hierro, localizándose también como cemento y en la matriz de los conglomerados y areniscas. Aquellos se presentan con color rojo en la parte meridional de la hoja, mientras que los conglomerados y areniscas de la parte septentrional muestran colores amarillentos y blanquecinos por tener la matriz más grosera, constituyéndola granos de cuarzo bien lavados.

Las alternancias de conglomerados y areniscas con limolitas y lutitas se interpretan como facies fluviales y de la llanura de inundación. En efecto, una característica importante de los sedimentos detríticos del tramo inferior es la repetición de secuencias granodecrescentes en las que intervienen los conglomerados, areniscas, limolitas, y lutitas cuando son completas. La continuidad lateral de algunos niveles de conglomerado y arenisca, además de la falta de clasificación de los cantos de cuarcita y de cuarzo caóticamente distribuidos, hacen pensar en un régimen torrencial con el transporte en masa de los conglomerados de los abanicos aluviales. La madurez de los conglomerados se explica por la herencia de los conglomerados paleozoicos, especialmente la gran masa de la Formación Curavacas, del Westfaliense B. Solamente hacia la base del tramo detrítico inferior se han visto brechas y en este caso aparecen clastos de caliza y de lutita totalmente angulosos, mostrando así la presencia de relieves cercanos. Estas brechas aparecen al Norte de Rueda y al Sur de Villanueva de la Torre. Tienen un claro aspecto pie de monte.

Una secuencia representativa del tramo inferior detrítico en la zona meridional del mapa aflora en la trinchera del ferrocarril minero abando-

nado al Norte de Rueda. No hay datación directa de este tramo cuya falta de fósiles es proverbial. Solamente FRETZ (1965, p. 144) cita y figura una pista de reptil del Triásico cerca de Rueda. También existen fragmentos de maderas arrastradas que no son clasificables. Fuera de la hoja, cerca de La Lastra (Santander), se encontró una localidad única con ramas y hojas del conífero triásico *Voltzia* (MAAS 1974). A pesar de la ausencia total de fósiles clasificables hay señales frecuentes de bioturbación y de perforaciones animales.

2.5.2 Tramo arcilloso (T_G)

El tramo superior del Triás está formado por arcillas en las que predomina un tono intensamente rojo aunque también existen tonos amarillentos y verdosos. Dada su naturaleza fácilmente erosionable se instalan sobre él tierras de labor y recubrimientos, dificultando el levantamiento de un corte representativo así como la evaluación de su espesor que puede ser del orden de 50 a 60 m en la parte Sur de la hoja. Hacia el Norte aumenta el espesor de tal manera que en Valle de Campóo ya pueden estar representados 150 m. Sin embargo, existen afloramientos buenos al lado de Salinas de Pisuerga donde aparecen también en la parte superior yesos sacaroideos con cristales de cuarzo bipiramidal y yesos fibrosos. Otro afloramiento interesante se encuentra al Norte de Nestar. Hacia el Norte y Nordeste este tramo se hace más limolítico y aparecen nivelillos de arenisca fina con cemento dolomítico. Estos nivelillos se ven claramente en los afloramientos situados inmediatamente al SE de la hoja (en la vecindad de Aguilar de Campóo) donde la potencia del tramo superior ya resulta más considerable.

Los dos tramos reseñados del Triásico fueron identificados generalmente con el Buntsandstein y Keuper de la clasificación germana (CIRY 1939, KARREBERG 1939), pero esta identificación resulta muy aventurada por la falta de datos paleontológicos y la ausencia de un tramo calcáreo intermedio de tipo Muschelkalk.

El conjunto de estratos triásicos de la hoja de Barruelo termina bruscamente a 2,5 km al Este de Cervera de Pisuerga, en las proximidades de Ligüerzana. Es posible que exista un ligero solapamiento del tramo superior de arcillas rojas, pero la brusca desaparición del tramo detrítico inferior constituye un hecho notable que mejor se explica por un borde de cuenca, tal vez definida por una falla sin-sedimentaria. Además, se observa la disminución paulatina del espesor total del tramo inferior detrítico grosero en dirección SW, indicando así la presencia de una zona de flexión que retrasaba el hundimiento de la cuenca de sedimentación en su extremo suroeste.

2.6 JURASICO

Encima del tramo de arcillas rojas atribuidas al Triásico se encuentra todo el conjunto fundamentalmente carbonatado que en su mayor parte corresponde al Jurásico. Se han distinguido tres tramos litológicos, el inferior con calizas tableadas, brechoides y bioclásticas, generalmente convertidas en calizas dolomíticas de facies carniola; el medio con calizas, calizas margosas y margas alternantes; y el superior formando un conjunto variado de calizas en facies salobre y tramos detríticos siliciclásticos que abarcan desde conglomerados hasta arcillas.

2.6.1 Tramo inferior (J_{11-12}) (J^d_{11-12})

Este tramo suele empezar con niveles dolomíticos en los que se encuentran fragmentos angulosos de la arcilla subyacente, indicando así procesos de erosión que delimitan claramente el conjunto carbonatado jurásico del terrígeno triásico. Dentro de la unidad se encuentran después calizas tableadas y calizas bioclásticas, oolíticas y con intraclastos, estando el conjunto enmascarado generalmente por una dolomitización fuerte que dio lugar a las carniolas que caracterizan verdaderamente a la unidad inferior. Las calizas tableadas son las que más corrientemente se salvaron de la dolomitización. Muestran una estratificación fina con ripplemarks, estratificación lenticular y flaser, así como restos esporádicos de lamelibranchios generalmente indeterminables. Las facies bioclásticas y oolíticas se encuentran aún representadas cerca de Nestar y Matalbaniega, en la parte suroriental de la hoja, y al lado de Salinas de Pisuegra. Estas facies son propias de una plataforma con aguas someras, muy agitadas, dando lugar a intraclastos de caliza oolítica y de calcilita. La potencia es del orden de 250 m.

En el mapa se han diferenciado las carniolas de las calizas que no sufrieron dolomitización y demás efectos diagenéticos asociados. La distribución irregular de ambas unidades indica claramente que no puede tratarse de tramos sobrepuestos, aunque bien es verdad que las carniolas están más generalizadas en la parte inferior.

La falta de restos de fauna clasificables hace que la atribución de edad sea aventurada. Sin embargo, las señales de erosión en la base de la unidad carbonatada inferior indica una separación de las arcillas rojas subyacentes y, por tanto, una relación probablemente más directa con las demás unidades carbonatadas y netamente marinas. Como consecuencia se le atribuye generalmente una edad hetangiense/sinemuriense (DAHM 1966).

Las dolomías y calizas del tramo inferior jurásico contrastan fuertemente en la propiedad física de sus materiales con las arcillas subyacentes, y muestran generalmente un contacto mecánico con aquéllas. El deslizamiento del tramo carbonatado sobre las arcillas más o menos plásticas provocó a menudo el enderezamiento de las dolomías y calizas, dándolas un buzamiento más fuerte que el resto de la secuencia mesozoica, además de rumbos diferentes.

2.6.2 Tramo medio (J_{12-2}^{3-0})

La unidad media, de un espesor aproximado de 170 m, consta de calizas, calizas margosas y margas con una proporción variable de estas litológicas, y con espesores distintos de los bancos individuales, aunque tanto el espesor como la proporción de los bancos de caliza aumentan hacia el Sureste. Además se caracteriza la unidad por los tonos grises y gris azulados de las calizas, y grisáceos-amarillentos de las margas. Son muy abundantes los restos de fauna, que incluyen amonítidos, braquiópodos, lamelibranquios, etc. Las asociaciones fósiles han permitido a DAHM (1966) reconocer en el corte de Salinas de Pisuerga las siguientes edades:

Sinemuriense superior: *Echioceras* aff. *rhodanicum* Dumortier, cf. *Cruciloboceras densinodum* (D'Orbigny), *Pecten frontalis* Dumortier, *Thynchonella ranina* Suess, *Glossothyris sulcellifera* (Schloenbach), *Lobothyris punctata* (Sowerby), *Waldheimia (Plesiothyris) quadrifida* (Lamarck), etc.

Pliensbachiense inferior: *Pecten* spp., *Rhynchonella ranina* (Suess), *Glossothyris sulcellifera* (Schloenbach), *Lobothyris punctata* (Sowerby), etc.

Pliensbachiense superior: *Arietites* spp., *Amaltheus coronatus* (Quenstedt) stad. *nudum* (Quenstedt), *Amaltheus margaritatus* (Montfort), *Arietice- ras (?) radians depressus* (Quenstedt), *Harpoceras (?) isseli* (Fuccini), *Arietice- ras lottii* (Gemmellard), *Arietice- ras pseudocanavarii* (Monestier), *Arietice- ras macrum* (Monestier), *Arietice- ras bertrandi* (Kilian), *Arietice- ras apertum* (Monestier), *Arietice- ras* cf. *geyeri* (Del Campana), *Harpoceratoides (?) sero- tinum* (Bettoni), *Pleuroceras spinatum* (Brugière), *Pleuroceras spinatum* stad. *costatum* (Reinecke), *Pleuroceras spinatum* (Brugière) var. *spinata* (Quenstedt), stad. *costatum* (Reinecke), *Pleuroceras spinatum* (Brugière), var. *nuda* (Quenstedt) stad. *costatum* (Reinecke), etc.

Toarciense: *Pleuromya* spp., *Peronoceras millavense* (Monestier), *Hildoceras sublevisoni* (Fuccini), *Hildoceras* aff. *skuphoi* (Mitzopoulos), *Hildoceras bifrons* (Brugière), *Hildoceras bifrons* var. *angustisiphonata* (Prinz),

Hildoceras bifrons var. *lusitanica* Meinster,

Bajociense inferior: *Ludwigia* (?) *obtusa* (Quenstedt).

Bajociense medio: *Papilliceras* (?) cf. *arenatum* (Quenstedt), *Stephanoceras* (s. str.) spp., *Sonninia gigensis* (Waagen), *Terebratula pseudocrithea* (Argelin & Roche), *Terebratula phillipsi* (Morris), *Rhynchonella quadriplicata* (Zeiten), etc.

Bajociense superior: *Lissoceras oolithicum* (D'Orbigny), *Oecotraustes* cf. *genicularis* (Waagen), *Cadomites deslongchampsii* (Defrance), *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* (Sowerby), *Parkinsonia depressa* Wetzel.

Bathonienne: *Posidonia alpina* (Gras), *Terebratula (Wattonithyris) midfordensis* (Muir-Wood), *Ebrayiceras pseudoanceps* (Ebray), *Parkinsonia neuffensis* (Oppel), *Parkinsonia schloenbachi* (Schlippe), *Parkinsonia* cf. *wuerttembergica* (Oppel), etc.

Calloviense: *Posidonia alpina* (Gras).

Las facies representadas son propias de plataforma en mar abierto con sedimentación lenta por debajo del alcance de las olas. Indican el aumento paulatino de la profundidad de la cuenca marina quizás relacionado al progreso de la transgresión jurásica.

2.6.3 Tramo superior (J₃)

La unidad superior con una potencia de unos 300 metros, contiene facies calcáreas a las que acompañan facies detríticas tanto carbonatadas como terrígenas. Las calizas se presentan siempre con bancos potentes, de más de 1 m de espesor, y muestran una variabilidad considerable aunque predominan las calizas mudstone. Existen con frecuencia wackestones y, con menos abundancia, calizas de pellets y calizas de intraclastos. Las mudstones y wackestones contienen restos de fauna con una representación pobre de grupos y con pocos individuos. Hay tallos y oogonios de characeas, gasterópodos, lamelibranquios y ostrácodos, todos ellos de concha muy fina. Esta asociación indica un ambiente salobre en aguas tranquilas y restringidas. Las facies de intraclastos se relacionan estrechamente con las mudstones y wackestones e indican períodos de agitación con removilización de aquellos sedimentos. También lo indica la presencia de cicatrices erosivas así como la falta de empaquetamiento de los intraclastos y la presencia de una porosidad fenestral rellena por cemento esparítico. Además existen facies de algas y de oncolitos. Las facies terrígenas, constituidas por arcillas, margas, areniscas y conglomerados, marcan interrupciones en la sedimentación calcárea normal que marcan etapas bien definidas en la evolución de la cuenca.

2.7 CRETACICO

En este sistema y dentro de la hoja se distinguen claramente dos unidades mayores, la inferior detrítica y la superior carbonatada, con espesores de 250 m y 550 m respectivamente. La datación de la primera unidad ofrece dudas, pero las facies carbonatadas de la parte superior contienen abundantes restos de fauna que permiten su atribución al Cenomaniense y demás pisos del Cretácico superior. Dentro de la unidad mayor carbonatada se han distinguido cinco tramos cartografiables, que reflejan variaciones consecutivas en el medio sedimentario. Las mismas facies se repiten en las partes inferior y superior, siendo así que los estratos cenomanienses-turonienses muestran variaciones parecidas a las existentes en la secuencia senoniense.

2.7.1 Unidad detrítica inferior (C₁)

En la zona suroccidental de la hoja, cerca de Cervera de Pisuerga, esta unidad se apoya directamente y con marcada discordancia angular en el Paleozoico, pero hacia Salinas de Pisuerga y en toda la región más al Este y Sureste de esta localidad, se superpone a los sedimentos salobres del Jurásico superior. El contacto entre estas dos unidades es brusco, o existen alternancias de calizas salobres con facies detríticas conglomeráticas que hacen pensar en pasos laterales dentro de una secuencia de una misma edad.

En este caso se podría aceptar la afirmación de RAMIREZ DEL POZO (1969) acerca de la edad aún jurásica, en la zona más oriental de los primeros sedimentos de esta unidad detrítica, mientras que la única datación directa que se hizo en una zona mucho más occidental (región de Boñar) indica edades cenomanienses y turonienses (VAN AMEROM 1965). Toda afirmación rotunda acerca de la edad exacta del complejo detrítico inferior es aún prematura. Dentro de la hoja de Barruelo se le superponen sedimentos cenomanienses (CIRY 1939) y como existe un paso aparentemente paulatino entre la unidad detrítica inferior y los sedimentos carbonatados superpuestos, habrá que admitir que buena parte de la primera pertenezca ya al Cretácico superior.

La unidad detrítica inferior presenta características litológicas constantes en todo el borde sur de la Cordillera Cantábrica, encontrándose conglomerados, arenas y raramente areniscas, arcillas y limolitas. Representa facies fluviales de cursos anastomosados y son frecuentes los paleocauces con estratificación en surco y planar. Los conglomerados y areniscas forman un conjunto constante dentro de lo cual se observa la forma lenticular de sus

componentes, intercalándose también lentejones de arcilla. Tanto los conglomerados y areniscas como las arcillas tienen un fuerte contenido en kaolinita que contribuye a dar un color blanco a los estratos, aunque también hay tonos amarillentos y niveles rojos o violáceos y negros. Son frecuentes los restos vegetales, en forma de briznas. La secuencia total detrítica, con un espesor aproximado de 250 m, aflora de forma representativa en la carretera de Vado de Cervera donde se apoya, por discordancia angular, en el Carbonífero de facies flysch de la Formación Carmen (Westfaliense A).

2.7.2 Primer tramo carbonatado (C₂^a)

La primera unidad consiste en 55 m de calizas, calizas margosas y margas en bancos con potencias que varían entre varios centímetros y algunos metros. Lo más característico de este tramo es la presencia de calizas grises con aspecto noduloso en bancos potentes (hasta 3 m de espesor) y generalmente muy bioturbados, en los que abundan los ostreidos (*Ostraea*, *Gryphaea* y *Exogyra*) asociados a equinodermos y gasterópodos. Estos bancos se apoyan sobre lutitas negras y arenas con lignitos, y areniscas con briznas vegetales finas. Aparecen también calizas margosas muy laminadas con aspecto pizarroso.

Las facies más importantes en este tramo son wackestones y packstones de lamelibranquios y equinodermos en la parte basal y lamelibranquios, foraminíferos y ostrácodos en la parte superior. Asociados a estas facies aparecen mudstones con ostrácodos y foraminíferos. Es frecuente la presencia de glauconita, y aparecen esporádicamente rombos de dolomía. Indican medios ambientales intermareales y submareales.

2.7.3 Segundo tramo carbonatado (C₂^b)

Está caracterizado por la presencia casi exclusiva de calizas grises en bancos gruesos y masivos que forman crestones. Hay niveles intercalados de calizas nodulosas y margosas con abundantes pistas y perforaciones animales. Las calizas masivas son en su mayor parte packstones con lamelibranquios y equinodermos fragmentados, además de foraminíferos bentónicos (miliólidos); entre los elementos aloquímicos se pueden citar pellets, intraclastos y ooides. Este conjunto que mide de 25 a 30 m, llega a la base del Coniaciense, según indica el estudio micropaleontológico realizado por L.F. GRANADOS (*in litt.*), quien cita rotálidos (tipo *Rotalis* y *Rotalina*) y *Vidalina* de la parte superior de esta unidad.

2.7.4 Tercer tramo carbonatado (C_2^c)

Está compuesto por 95 m de margas y calizas margosas de tonos grises, verdosos y amarillentos, y en las que se han reconocido gasterópodos, lamelibranquios, equinodermos y amonítidos. Litológicamente resulta constante en toda la región, con la excepción del núcleo del anticlinal al Oeste de Ligüerzana donde aparecen arenas amarillentas intercaladas entre las margas. Esta unidad queda bien marcada en el terreno por tratarse de materiales relativamente blandos, fácilmente erosionables. Hay pasos graduales tanto en el límite inferior como en el superior de la unidad. Aparece glauconita y también presenta rombos de dolomía. Los afloramientos son generalmente escasos, pero existe un buen corte de los últimos 45 m en la trinchera del ferrocarril al Sur de Quintanaluengos. Dentro del corte hay principalmente wackestones arcillosos con lamelibranquios (ostreidos, etc.), briozoos, equinodermos, foraminíferos; además hay abundantes pellets hacia la parte más alta. El estudio micropaleontológico en Barrio de San Pedro, al SSW de Aguilar de Campóo, ya fuera de la hoja, indica un posible Santoniense para unos niveles con *Lacazina* en la mitad superior de esta unidad. La distribución estratigráfica total de *Lacazina* abarca tanto el Coniaciense como el Santoniense, pero aparecen normalmente en el Santoniense para esta región (GRANADOS, *in litt.*).

2.7.5 Cuarto tramo carbonatado (C_2^d)

Este tramo tiene un espesor del orden de los 300 m. Está compuesto por tres subtramos, el inferior de calizas grises claras en bancos potentes que recuerdan a los de la segunda unidad, el medio con calizas más variadas de tonos amarillentos parduzcos (rojizos en corte fresco) entre los que destacan calizas bioturbadas de aspecto noduloso, y el superior con características análogas a las del subtramo inferior. En la base del subtramo inferior existe un paso gradual a la tercera unidad con calizas masivas nodulosas y margosas muy glauconíticas con abundantes restos de ostreidos; hay bioturbación frecuente. Son wackestones de lamelibranquios, equinodermos y pellets, apareciendo en menor proporción foraminíferos, briozoos y ostrácodos. El grueso del subtramo inferior está constituido por calizas de color gris oscuro con nódulos de sílex (hasta 15 cm de diámetro), calizas bioclásticas en bancos potentes en los que son frecuentes las estratificaciones cruzadas y las espigas de peces calizas con foraminíferos muy abundantes entre los que destaca *Lacazina*, y calizas constituidas casi exclusivamente por rudistas en

posición de vida alcanzando los bancos espesores de hasta 2 m, y con una continuidad lateral de varios centenares de metros. Son boundstones y asociadas a ellas aparecen wackestones y packstones cuyos componentes son casi exclusivamente fragmentos de rudistas. El subtramo medio muestra facies bioclásticas con los clastos bien redondeados y calibrados de lamelibranquios, equinodermos, briozoos y algas, además de foraminíferos, ostrácodos y pellets. La característica más llamativa es la presencia de oolitos, envueltas oolíticas e intraclastos. El resto del subtramo lo forman calizas wackestone con los mismos componentes. Los óxidos de hierro están presentes en todo el subtramo y hay elementos terrígenos de tamaño limo a arena fina que llegan a constituir el 1 al 10% de la roca. El subtramo superior contiene wackestones y packstones con lamelibranquios y foraminíferos principalmente; además hay algas, briozoos, gasterópodos y pellets.

En el corte del túnel de Quintanaluengos se han encontrado microfauas del Santoniense y del Campaniense, distinguiéndose las asociaciones correspondientes (L.F. GRANADOS, *in litt*).

Santoniense: *Abrardia*, *Articulina*, *Cyclopsinella*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dentalina*, *Dictyopsella*, *Lacazina*, *Marssonella*, *Rotalia*, *Spirocyclina*, *Pseudocyclammina*, *Vidalina hispanica*, *Valvulammina*; además del alga *Thaumtoporella*.

Campaniense: *Dictyopsella*, *Nummofallotia cretacea*, *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides cf. tissoti*, *Totalia*, *Vidalina*.

2.7.6 Quinto tramo carbonatado (C₂^e)

Este tramo aparece solamente en las dos ramas del Anticlinal Mariserrana, de las que la rama Sur ya está fuera de la hoja. Consiste en 40 m de dolomías blancas margosas con niveles arcillosos intercalados de color parduzco-verdoso. Hay algún nivel de aspecto de carniola. Presentan laminaciones y perforaciones animales. En el corte al Sur de Ligüerzana (trinchera del ferrocarril) se encuentran niveles con rudistas. Las facies son de mudstone y wackestone en las que ya no se reconocen fácilmente los componentes por causa de la dolomitización. Sin embargo, se han visto lamelibranquios, gasterópodos, ostrácodos, así como intraclastos.

2.8 TERCIARIO Y CUATERNARIO (DEPOSITOS SUPERFICIALES)

El río Pisuerga y sus tributarios así como el río Rubagón muestran la

presencia de terrazas fluviales a distintos niveles. El estudio de NOSSIN (1959) indica la presencia de 7 terrazas asociadas al río Pisierra y 4 con el río Rubagón. Solamente un estudio especializado permite la distinción de tantos niveles y para la cartografía general de la hoja no se ha tenido en cuenta más de cuatro, es decir, la principal y más alta que NOSSIN cita como probablemente terciaria, además de tres bastante más bajas que se consideran como pleistocenas.

HERNANDEZ PACHECO (1944) ha puesto de relieve los varios circos glaciares asociados al monte Valdecebollas (2.136 m de altura) y NOSSIN (1959) atribuye las morrenas asociadas a una sola etapa glacial (Würm probable). Aquel autor también señala la presencia de grandes bloques de conglomerado triásico que se encuentran sobre una ladera de rocas carboníferas a 2,5 km al Norte de Herreruela. Supone que se trata de un fenómeno periglacial, deslizándose los bloques grandes del coluvión por un suelo helado.

2.8.1 Terraza terciaria (T_2^B)

Está muy generalizada en esta hoja la terraza más alta distinguida por NOSSIN y que se presenta a alturas de 120 a 150 m por encima del nivel actual de los ríos. Es la terraza más antigua, formada por un río de cursos anastomosados que se considera como de edad inmediatamente anterior a la época glacial y, por tanto, del Terciario más moderno.

Consta de grava con cantos de cuarcita heredados del conglomerado de la Formación Curavacas, y de arena, limo y arcilla de color rojizo. Estos depósitos tienen un espesor de 10 a 12 metros y deben de haberse extendido sobre una superficie muy amplia de la que quedan testigos considerables, tal como las colinas planas al Norte y WNW de Cervera de Pisuerqa. Es ésta la terraza en que está el Parador Nacional de Fuentes Carrionas, que ocupa un lugar dominante en la región.

2.8.2 Terraza alta (Pleistoceno) (Q_1^T)

Hay dos retazos de esta terraza, que se encuentran al Sur de Ligüerzana y al Sur de Salinas de Pisuerqa, respectivamente. Consta de gravas de cantos de cuarcita, arena y limos. Está a unos 40 m por encima del nivel del río actual.

2.8.3 Terraza intermedia (Pleistoceno) (Q_2^T)

Hay representación de esta terraza, que está a unos 20 m por encima del nivel del río, en los alrededores de Barcenilla, al NW de Salinas de Pisuega, y cerca de Vado de Cervera. Su composición litológica es parecida a la anterior.

2.8.4 Terraza baja (Pleistoceno) (Q_3^T)

El cauce actual del río Pisuega, en su tramo entre Cervera y Salinas, está excavado en esta terraza baja que aparece como la última depositada. Se ha reconocido este nivel también en la parte baja del curso del río Rubagón.

2.8.5 Aluvión del río actual (QA1)

Los depósitos más recientes que se encuentran en los fondos planos de los valles, forman un manto muy delgado que se está erosionando actualmente por los ríos en sus cursos intermedios. Es así que se encuentran a menudo afloramientos de rocas paleozoicas en el mismo curso de río, mientras que los bordes muestran la presencia de esta capa delgada de aluvión. Por este motivo el aluvión no está siempre señalado si se ha podido cartografiar la roca expuesta dentro del mismo cauce de río.

2.8.6 Coluvión (Qc)

Existen coluviones importantes asociados a los relieves del Trías sobre todo, así como a las areniscas de Moradillo y las calizas de la Formación Vergaño, etc.

2.8.7 Bloques triásicos deslizados

El fenómeno periglaciario señalado por NOSSIN (1959) al Norte de Herruela, consiste en bloques aislados de conglomerado triásico que cubren la superficie de erosión en lutitas carboníferas.

3 TECTONICA

La estructura tectónica de la región representada por la hoja de Barruelo está condicionada por tres fases mayores de plegamiento que acaecieron durante el Paleozoico Superior (fases Palentina, Astúrica y ¿Urática?) y que dieron lugar a discordancias fuertemente angulares. Las estructuras engendradas por estas tres fases varían de pliegues isoclinales o casi isoclinales, a pliegues abiertos formados por movimientos gravitatorios, haciéndose notar planos de despegue de bastante envergadura. La Fase Palentina llegó a formar incluso mantos de corrimiento con un desplazamiento muy considerable, tal como lo indican el desarrollo estratigráfico y facies diferentes que se encuentran en las estructuras autóctonas con respecto a las alóctonas. También hubo levantamientos regionales en distintas épocas y con efectos muy variables de un lugar a otro. En parte fueron abombamientos formando umbrales en la cuenca de sedimentación, haciéndose notar la parte central de un umbral por las repetidas y muy importantes disconformidades, mientras que por otra parte jugaron fallas directas a gran escala como, por ejemplo, la Falla Polentinos cuyos primeros movimientos, correspondientes a la Fase Leónica, resultaron en un desplazamiento vertical del orden de 3.000 metros.

Los estratos mesozoicos se deformaron en parte con arreglo a las estructuras paleozoicas, dando lugar a una tectónica póstuma.

En conjunto, se nota que la hoja de Barruelo representa una región fuertemente deformada, una de las más complicadas de la Cordillera Cantábrica, aunque la deformación tuvo lugar a una nivel crustal muy alto, ya que falta la esquistosidad. En efecto, se trata de una tectónica vertical con movimientos gravitatorios importantes. A este nivel es lógico encontrar gran cantidad de fallas, algunas de cobijaduras y laminando las secuencias estratigráficas, mientras que también jugaron las fallas directas.

3.1 DATACION DE LOS MOVIMIENTOS TECTONICOS

La inestabilidad tectónica de esta región que se refleja en la complejidad estructural, ha tenido como resultado asimismo la reanudación rápida de la sedimentación poco después de tener lugar una fase tectónica. Por tanto, las fases tectónicas se pueden datar con bastante exactitud. Resulta quizá sorprendente que estas fases están bien delimitadas en el tiempo y que correspondan a intervalos relativamente cortos. Ayuda en la datación la ausencia de metamorfismo, la falta de esquistosidad, y la presencia de gran variedad de facies de mar somero y continentales que han proporcionado fósiles

abundantes y bien preservados. Este material fosilífero abarca desde el Silúrico hasta el Cretácico superior inclusive.

Los primeros movimientos tectónicos tuvieron lugar durante el Carbonífero inferior (Fase Bretónica), observándose una discordancia angular entre los estratos del Tournaisiense superior y del Givetiense en el Manto de corrimiento de Revilla, y una disconformidad entre el Tournaisiense superior y Devónico superior en los demás lugares de la hoja. Los movimientos bretónicos fueron generalmente de levantamiento, tal como se ha ido observando en todo el conjunto de la Cordillera Cantábrica, con la excepción del Manto de Revilla que constituye un ejemplo único.

Más tarde venían los movimientos verticales asociados a la disconformidad por debajo de la Formación Valdeteja y que tuvieron como consecuencia la eliminación de la Formación Barcaliente en el Manto de Revilla. Estos movimientos son de edad namuriense, ya que la Formación Valdeteja corresponde al Namuriense superior. Aunque el levantamiento asociado a la disconformidad de la Fm Valdeteja ha tenido su expresión máxima en el Manto de Revilla (donde hay, incluso, un poco de angularidad), se hizo sentir asimismo en la Sierra del Brezo donde quedó bien poco de la Formación Barcaliente que fue erosionada en su mayor parte. La presencia de movimientos verticales generalizados sobre buena parte de la Cordillera Cantábrica ha quedado patente por el estudio realizado por REUTHER (1977).

La disconformidad siguiente, que se encuentra en la base de la Formación Carmen (Westfaliense A, probablemente en su parte superior), está muy generalizada en toda la hoja. Obedece a un levantamiento que tuvo su expresión máxima en la zona de umbral representada por la Sierra del Brezo y los mantos de corrimiento de Revilla y de Mudá, donde la Formación Carmen descansa directamente en el techo erosionado (paleokarst) de la Formación Valdeteja. Sin embargo, el mismo levantamiento hizo emerger también la zona de cuenca adyacente, ya que se encuentran señales de erosión subaérea asimismo donde la Formación Carmen está sobrepuesta a la Formación Perapertú cuya edad también se da como Westfaliense A.

El primer plegamiento importante (Fase Palentina) tuvo lugar durante el Westfaliense B, y originó los pliegues isoclinales y mantos de corrimiento de la parte Sur de la hoja. También se le atribuye los pliegues gravitatorios de la zona al Oeste de Falla de Polentinos, así como el Anticlinal de Pico Almonga y demás estructuras de la Sierra del Brezo. Corresponde a esta fase tectónica también la Falla de Ruesga, de traslado importante ya que separa la facies leonesa de la palentina en el Devónico. Esta falla tanto como otras acompañantes tienen una clara vergencia Sur y debe considerarse como falla inversa de gran envergadura.

Los movimientos de la Fase Leónica, durante el Westfaliense D y hacia la parte moderna de este piso, causaron la falla directa de Polentinos, con el levantamiento de su labio occidental, y un desplazamiento del orden de 3.000 metros, ya que toda la secuencia post-Palentina falta al Oeste de la falla. Existe una franja verticalizada de rocas del Westfaliense D (Formación Vergaño) justamente al Este de esta falla, lo cual hace pensar en un arrastre con la verticalización correspondiente en la zona de falla directa. Al Este de la falla hubo poco desplazamiento, ya que se encuentra allí siempre el Miembro Coriza de la Formación Vergaño por debajo de los depósitos post-Leónicos, es decir que los estratos del Westfaliense D inferior a medio se encuentran justamente por debajo de los sedimentos del Westfaliense D superior, con un contacto que se revela como disconformidad solamente por el solapamiento gradual hacia el Este de los depósitos post-Leónicos. La Fase Leónica es de plegamiento a varias decenas de kilómetros hacia el Oeste, en la provincia de León, pero resulta ser de movimientos verticales solamente en esta región del Norte de Palencia.

A la Fase Leónica debe atribuirse asimismo el comienzo de la Falla sin-sedimentaria de Los Llazos, con un desplazamiento vertical acumulativo de unos 2.500 m que se debe a movimientos repetidos en la zona de falla a lo largo del Westfaliense D más moderno y Cantabriense más antiguo. Cuando cesaron los movimientos sobre la Falla sin-sedimentaria de Los Llazos, durante el Cantabriense medio, hubo una expansión hacia el Este de la cuenca de sedimentación, con basculamiento y movimientos verticales que resultaron en el solapamiento de los estratos correspondientes a las formaciones Verdeña y San Salvador y en la erosión parcial de la Caliza de Castillería, post-Leónica, y de una parte del Miembro Coriza de la Formación Vergaño, de la secuencia post-Palentina. Estos movimientos deben considerarse como Leónicos tardíos.

La segunda fase de plegamiento importante, que es la Fase Astúrica, se data perfectamente por la discordancia fuertemente angular entre los estratos post-orogénicos de la Formación Peña Cildá (Estefaniense B superior) y el Estefaniense A inferior representado por la parte alta de la Formación Barruelo (miembros Carboneros, Polvorín y Calero). La Fase Astúrica plegó todo el conjunto de estratos post-Palentinos y post-Leónicos, con un espesor total de unos 5.000 u 8.000 m según el área considerada. Engendró los pliegues casi isoclinales de Casavegas, Tremaya y Redondo-Barruelo, así como el pliegue de Castillería y la falla de despegue (Falla de San Cebrián) que lo separa de las estructuras palentinas del Paleozoico más meridional de la hoja. El juego complicado de la Falla de Barruelo, con un desplazamiento de varios miles de metros, también se debe a la Fase Astúrica, ya que esta

falla desplaza al Estefaniense A del Miembro Calero de la Formación Barruelo, mientras que la Formación Peña Cildá la cubre de modo discordante sin haber sido afectada por ella.

La pequeña mancha de Peña Cildá, del Estefaniense B superior, está cubierta a su vez, de modo discordante, por el Trías. Sin embargo, al Norte de la hoja se intercala un Pérmico inferior, disconforme por debajo del Trías y discordante sobre el Carbonífero (MAAS 1974). El plegamiento post-Estefaniense B se data, pues, como pre-Pérmico. Podría aplicarse allí el nombre de Fase Urálica aunque bien es verdad que un nombre local hubiera sido más correcto.

La disconformidad entre los estratos triásicos y el Pérmico inferior indica la existencia de movimientos verticales antes de depositarse el Trías. Estos movimientos están mal datados, ya que el Trías carece de fósiles y el Pérmico inferior no puede precisarse más, ya que tampoco se le conoce más material paleontológico que un solo ejemplar de *Walchia* sp., clasificado por F. STOCKMANS (in MAAS 1974).

Los pliegues que se formaron en rocas mesozoicas y las fallas que los acompañan, son claramente post-cretácicos. Aunque su datación no puede efectuarse en la hoja de Barruelo, se les atribuye generalmente una edad terciaria oligocena. La Falla de Ruesga, de edad paleozoica, parece haber jugado como falla directa en el borde de la cuenca mesozoica durante el Triásico y el Jurásico.

3.2 DOMINIOS ESTRUCTURALES

Dentro del Paleozoico se pueden distinguir los dominios siguientes (ver el Esquema Tectónico):

3.2.1.— Pliegues gravitatorios en los estratos devónicos y silúricos al Oeste de la Falla de Polentinos; incluye el área de las Peñas Negras al Norte de Arbejal.

3.2.2.— Espolón oriental de la Sierra del Brezo y su prolongación estructural al Este de Cervera, área al Sur de la Falla de Ruesga.

3.2.3.— Mantos de corrimiento de Revilla, San Julián y Mudá, con los klippen correspondientes.

3.2.4.— Estructuras de la Fase Palentina que se encuentran al Norte de la Falla de Ruesga y por debajo de los mantos de corrimiento.

3.2.5.— Estructuras de la Fase Astúrica que se encuentran al Norte de la falla de despegue de San Cebrián y al NE de la Falla de Barruelo.

3.2.6.— Pliegues disharmónicos del Estefaniense B de Peña Cildá.

En el Mesozoico se pueden distinguir dos dominios estructurales:

3.2.7.— Zona plegada del Cretácico al SE de Cervera, y que incluye la zona enderezada al Sur de Ligüerzana.

3.2.8.— Anticlinal oriental asimétrico con las fallas correspondientes (directas en el flanco Norte e inversas y de desgarre en el flanco Sur); muestra el Trías en contacto discordante con el Paleozoico.

Cada dominio estructural muestra sus particularidades y cabe notar que los límites están dados en varios casos por fallas importantes. Algunas, como las fallas de Ruesga y de Polentinos tienen un historial largo, con movimientos repetidos en distintas épocas. La Falla de Ruesga influyó incluso sobre la cobertera mesozoica siendo responsable, muy probablemente, de la zona de pliegues con rumbo NW-SE en el área al Sur de Ligüerzana.

La falla de despegue de San Cebrián delimita claramente las estructuras astúricas de las palentinas de la parte Sur del mapa. Se produjo el despegue al nivel de la primera formación incompetente después de los conglomerados de la Formación Curavacas. La línea estructural de esta falla sustituye, en cierto modo, a la discordancia palentina ya que sigue, de forma aproximada, el rumbo de los estratos post-palentinos discordantes sobre estructuras palentinas.

Dentro de las estructuras astúricas destaca la Falla de Barruelo que se sigue en más de 23 km a lo largo del Sinclinal de Barruelo-Redondo. Es compleja y muestra un efecto de escamización del flanco SW del sinclinal (empezando por la zona de Redondo), además de un juego de falla directa con un desplazamiento de varios miles de metros. La escamización se nota en una franja amplia al SW de la cuenca minera de Barruelo. Constituye el mejor testigo de la violencia de la Fase Astúrica que primeramente plegó a los estratos post-palentinos, haciendo el Sinclinal de Barruelo-Redondo y, acto seguido, impuso el juego complicado con desplazamientos muy considerables de la Falla de Barruelo. El intervalo de tiempo necesario para toda la deformación tectónica y la erosión posterior equivale como máximo a unos 4 millones de años y fue, probablemente, mucho más corto.

El rumbo NW-SE de las fallas directas en el Triásico de la parte nor-oriental del mapa coincide con las directrices de las estructuras astúricas y debe considerarse como heredado del Paleozoico.

3.2.1 Pliegues gravitatorios en los estratos devónicos y silúricos al Oeste de la Falla de Polentinos (fig. 1)

La Falla de Polentinos es una zona de fractura que data de la Fase

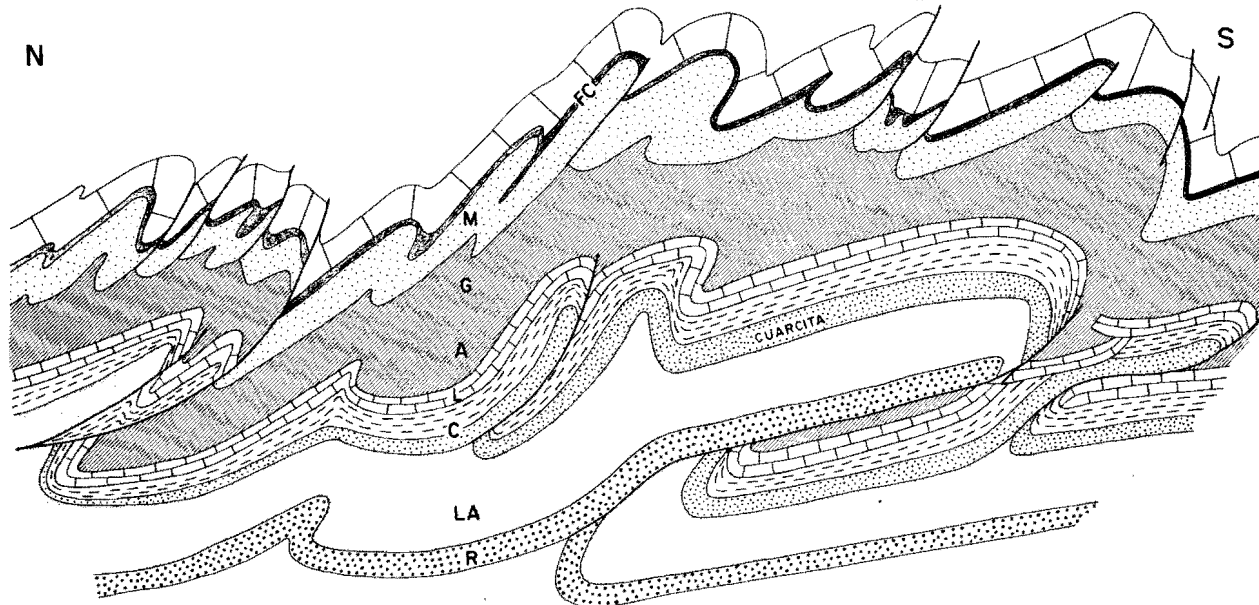
Leónica por lo menos, ya que al Oeste de esta fractura ya no se encuentran los 3.000 metros de estratos post-palatinos que se han preservado al Este de la falla. Esto indica un movimiento vertical de 3.000 m como mínimo en tiempos ya avanzados del Westfaliense D. La Falla de Polentinos ha quedado enmascarada en su mayor parte por las fallas de despegue que deslizaron los estratos post-Astúricos del labio oriental de la falla directa sobre el bloque levantado hacia el Oeste. Aquellas son la Falla de San Cebrián y la de San Cristóbal, actuando esta última como relevo de la primera. Solamente en el área de las Peñas Negras, a 3 km aproximadamente al Norte de Cervera de Pisuerga, aparece la traza antigua de la Falla de Polentinos por debajo de la Falla de despegue de San Cebrián. Allí tuerce de una traza Norte-Sur a una dirección NW-SE, pasando la Falla de Polentinos de las Peñas Negras a formar parte de un complejo de fallas profundas de rumbo NW-SE en que se encuentran estratos devónicos pinzados entre rocas del Westfaliense A. Les acompañan a menudo rocas intrusivas ácidas que asoman de forma esporádica.

La estructura de las Peñas Negras se interpreta por AMBROSE (1972) como dos escamas verticalizadas y desviadas para tomar un rumbo NW-SE. Forman parte de una serie de cabalgamientos con vergencia Sur que afloran sobre todo en la hoja vecina de Camporredondo, estando solamente su parte más oriental en la hoja de Barruelo, al Oeste de la Falla de Polentinos y de las fallas de despegue que la enmascaran. Estos cabalgamientos interesan unos 4.000 m de estratos silúricos, devónicos y carboníferos (hasta el Westfaliense A inclusive). Son cabalgamientos con rumbo Este-Oeste aproximado, que han nacido del deslizamiento de todo el paquete sedimentario desde un área levantada al Norte de esta zona de estructuras gravitatorias. A los cabalgamientos se asocian pliegues abiertos y laxos con pequeños anticlinales en la parte frontal de cada cabalgamiento. Estos anticlinales son asimétricos y suelen mostrar un flanco invertido. Contrastan, por tanto, con los pliegues laxos del resto de las escamas que muestran ángulos de buzamiento que varían generalmente entre 15 y 35°. La amplitud de los pliegues parece que depende del grosor de las unidades litológicas competentes. (Fig. 1.)

El cabalgamiento más grande es el de Lebanza cuyo frente se sigue en 12 km, desde un punto al Oeste de San Salvador de Cantamuda hasta bien adentro la hoja de Camporredondo.

Las escamas desviadas de las Peñas Negras, con estratos que van desde el Silúrico (Formación Arroyacas) hasta el Eifeliense (Formación Abadía), tienen un contacto discordante con los conglomerados de la Formación Curavacas hacia el Oeste. Este contacto pasa lateralmente a una falla en dirección SE. Una vuelta sinclinal en conglomerados de Curavacas asoma en

ESQUEMA COMPUESTO DE LAS ESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR LA DEFORMACION GRAVITATORIA AL OESTE DE LA FALLA POLENTINOS



MORADILLO (M), GUSTALPIEDRA (G), ABADIA (A), LEBANZA (L), CARAZO (C), LAS ARROYACAS (LA), ROBLEDO (R)
 FACIES CONDENSADAS (FC): FAMIENIENSE A NAMURIENSE INFERIOR

un lugar muy reducido en su terminación oriental. Los dos flancos de este sinclinal están afectados por fallas en dirección NW-SE, estando el borde sur del asomo de conglomerados de Curavacas en contacto con lutitas y turbiditas de la Formación Carmen. Dentro del afloramiento de los conglomerados aparece otra falla de rumbo parecido que trae a la superficie una caliza de la Formación Perapertú que forma el sustrato local de la formación discordante.

El rumbo de las escamas de las Peñas Negras sufrió una rotación de 40° , produciéndose al mismo tiempo una serie de fallas de desgarre con rumbo Norte-Sur. Además hubo una verticalización de las escamas con buzamientos de hasta 80° invertidos. La terminación suroriental de las escamas de las Peñas Negras ha dado lugar a dificultades de interpretación, ya que los estratos del Paleozoico Inferior y del Devónico en las escamas basculadas están en continuidad aparente con las lutitas carboníferas de la Formación Carmen, al otro lado de una terraza terciaria que enmascara el contacto. Dentro del afloramiento del Paleozoico Inferior aparece una vuelta muy brusca, en 170° , de la cuarcita de la Formación Carazo, verticalizada. Probablemente representa al frente basculado de una escama gravitatoria que se enfundó en las lutitas carboníferas al otro lado de la terraza.

Las estructuras de las Peñas Negras están forzadas para tomar el rumbo de toda una serie de isoclinales fallados que pertenecen a las estructuras palentinas autóctonas (ver 3.2.4) por debajo de los mantos de corrimiento de la misma Fase Palentina (ver 3.2.3).

3.2.2 Espolón oriental de la Sierra del Brezo y su prolongación estructural al Este de Cervera. Falla de Ruesga

Las estructuras isoclinales de rumbo SW-NE del espolón oriental de la Sierra del Brezo, al Suroeste de Cervera de Pisuerga (rincón SW del mapa), chocan violentamente con el rumbo WNW-ESE de los estratos de la Formación Carmen que pasan por la parte septentrional de la villa (al Norte de la Iglesia de Cervera). El contacto entre las dos estructuras es por la "Zona de falla de Ruesga" (KANIS 1955, 1960) que sigue aproximadamente el rumbo de los estratos de la Formación Carmen y que constituye el accidente tectónico de más envergadura en toda el área de la hoja de Barruelo. Tiene carácter de cobijadura con vergencia Sur y representa un acortamiento muy considerable, ya que las facies devónicas y el desarrollo de la sucesión carbonífera son muy diferentes de un lado y otro de esta Falla de Ruesga.

Se trata de la parte más oriental de la línea de fractura que fue llamada

“Línea de León” por DE SITTER (1962) y que fue interpretada, en un principio, como una línea de fractura sin-sedimentaria. Esta interpretación fue mantenida por varios autores (más recientemente por KULLMANN y SCHÖNEMBERG 1978) y debatida por otros (p. ej. MARCOS 1979). Aunque la Falla de Ruesga aparece más o menos en la prolongación cartográfica de la Falla de León, la continuidad entre ambas fallas dista mucho de ser probada y resulta prudente tratarlas por separado. La Falla de Ruesga aparece en la hoja de Barruelo y en la hoja contigua de Camporredondo como la más meridional y más importante de una serie de fallas inversas de vergencia Sur que cortan a través de estructuras plegadas y falladas de la Sierra del Brezo. Esta falla aparece como replegada en la vecindad de Cervera de Pisuerga y resulta probable que la zona de fractura correspondiente fuera retomada en tiempos mesozoicos para formar el borde de la cuenca triásica y jurásica. Sin embargo, el juego primitivo de la Falla de Ruesga fue claramente de cabalgamiento con vergencia sur y su desplazamiento fue de tanta envergadura que cabe pensar en una fractura asociada al cierre paulatino del haz de pliegues que se conoce como la “Rodilla Astúrica”.

Al Norte de la Iglesia de Cervera la Falla de Ruesga da el contacto entre lutitas pardas de la Fm La Vid (Emsiense superior) y lutitas grises de la Fm Carmen (Westfaliense A). Hacia el Sur se reconocen varios elementos de la sucesión devónica faltando solamente la Caliza de Portilla. Puesto que los espesores de las distintas formaciones devónicas aparecen de forma irregular y generalmente disminuidos, resulta evidente que esta sucesión devónica está laminada por una serie de fallas acompañantes a la Falla de Ruesga. La laminación más intensa se observa a unos 500 m al SW de Cervera, en la carretera de Ruesga, donde hay restos laminados de las lutitas de La Vid (Emsiense), de la caliza de Santa Lucía (Eifeliense), de las cuarcitas de Camporredondo, y de las calizas nodulosas de la Formación Genicera, todo en unas pocas decenas de metros. Estos fragmentos de una sucesión mucho más amplia no resultan representables a la escala del mapa. Es allí, precisamente, donde QUIRING (1939) y DE SITTER & BOSCHMA (1966) vieron una zona trastornada por la que hicieron pasar estos últimos la Línea de León de DE SITTER (1962). En realidad, se trata de la zona más laminada de los estratos al Sur de la Falla de Ruesga, explicándose esta laminación como una escamización local provocada por la falla de cabalgamiento en los estratos cabalgados (y que no fueron trasladados mayormente). El mapa de LOBATO (1977) es el primero que traza correctamente el recorrido de la Falla de Ruesga a través de la villa de Cervera.

Al Este de Cervera de Pisuerga la misma laminación que acompaña a la Falla de Ruesga en los estratos cabalgados, pone en contacto a un resto de la

cuarcita de Camporredondo con la caliza de Santa Lucía, también con un espesor disminuido. Aquella, a su vez, muestra un contacto con lutitas fosilíferas de la Fm La Vid (Emsiense superior, de acuerdo con los braquiópodos encontrados en esta localidad). Después, hacia el Norte, se encuentra la falla grande que pone en contacto la parte inferior de esta sucesión devónica trastornada con el Westfaliense A de la Fm Carmen. Por el otro lado (Sur) hay un contacto con el Cretácico que representa otra fractura, aunque relativamente pequeña, en esta zona muy trastornada.

Toda la banda de formaciones devónicas en Facies Leonesa que pasa por Cervera de Pisuerga, pertenece al flanco Sur, invertido, del Anticlinal de Almonga, de la Sierra del Brezo. La Falla de Ruesga ha suprimido el flanco Norte del anticlinal en los alrededores de Cervera, pero deja aflorar la estructura del anticlinal en el Pico Almonga a 1 km al SW de la villa. Allí las cuarcitas de la Fm Camporredondo afloran en la charnela del anticlinal. Las calizas nodulosas, rojizas, de la Fm Genicera las siguen con disconformidad, estando cubiertas, también con disconformidad, por las calizas de la Fm Valdeteja. Los contactos están generalmente tectonizados.

Al Anticlinal de Almonga sigue un sinclinal hacia el SE, con lutitas y turbiditas de la Fm Carmen en la parte central. Falta la Fm Perapertú que se encuentra al Norte de la Falla de Ruesga, ya fuera de la zona de influencia del Umbral de la Sierra del Brezo.

Al Este del sinclinal se encuentra otra vez la cuarcita de Camporredondo, separada por una falla e intuyéndose la presencia de un anticlinal fallado. Más al Este la sigue una brecha de base del Westfaliense D superior post-Leónico, con clara discordancia angular que se debe, en su mayor parte, a los movimientos de la Fase Palentina. Sigue una pequeña sucesión marina y continental que representa al extremo nororiental de la cuenca antracítica de Guardo-Cervera. Estos estratos, que contienen una falla directa a poca distancia de la base, son correlacionables con la Formación Ojosa del Sinclinal de Casavegas, a 15 km al Norte.

Un depósito superficial de aluvión separa esta pequeña sucesión deltaica de unos estratos con rumbo igualmente Norte-Sur y que muestran facies turbidítica. Aquellos están replegados isoclinalmente con pequeñas antifor-mas y sinformas mostrando la polaridad hacia abajo. Tanto por la facies como por su deformación polifásica deben atribuirse a la Formación Carmen. No cabe duda que el aluvión cubre una falla importante ya que pone en contacto a dos formaciones de aspecto muy diferente. Esta falla, que debe ser post-Westfaliense D superior y que probablemente sea de la Fase Astúrica, parece cortar a la Falla de Ruesga, aunque desplazándola muy poco. Se deduce que la Falla de Ruesga estaba verticalizada antes de ser

afectada por la falla citada. Resulta sorprendente que la banda Norte-Sur que contiene las sucesiones Westfaliense A y Westfaliense D superior, falladas, aparece como si estuviera cortada por el Devónico de rumbo Este-Oeste, de la prolongación oriental de las estructuras de la Sierra del Brezo. Quizá, la zona de fallas acompañando a la de Ruesga se remobilizó durante la Fase Astúrica para cortar abruptamente la banda de estratos con rumbo Norte-Sur, de los que ya no queda representación ninguna más allá del Devónico fallado de Cervera.

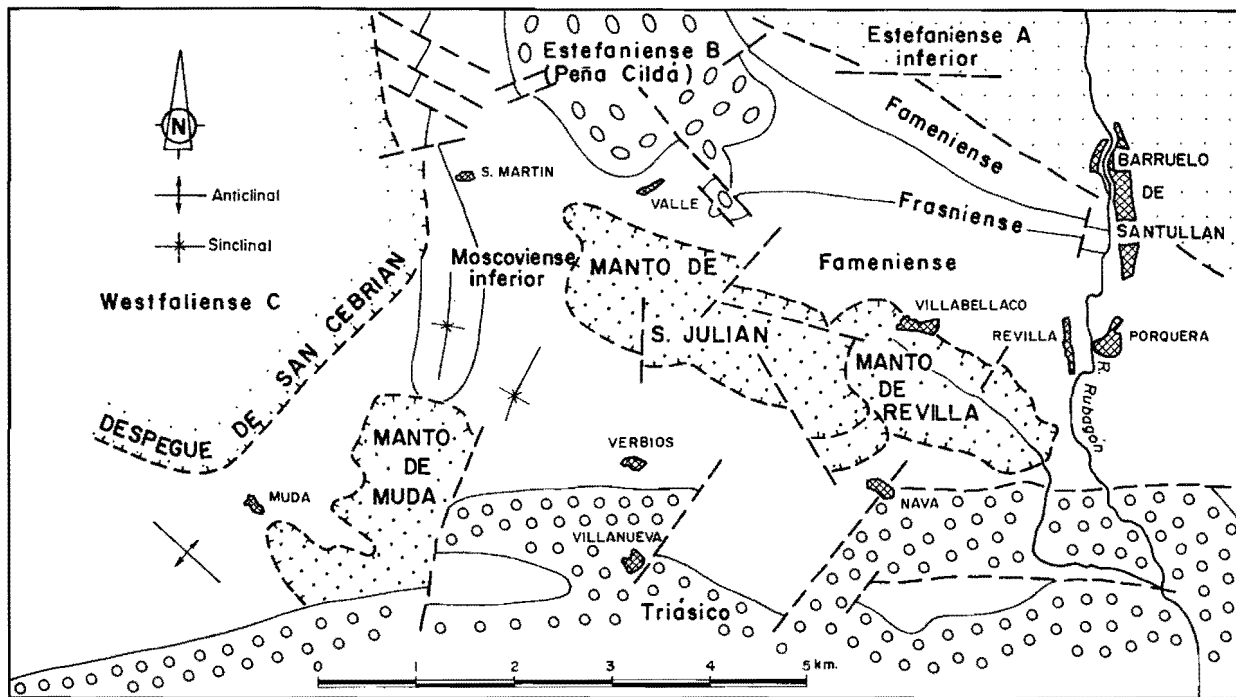
3.2.3 Mantos de corrimiento de Revilla, San Julián y Mudá, con los klippes correspondientes (fig. 2)

Entre Mudá y Revilla de Santullán se encuentran tres unidades alóctonas, formando los mantos de corrimiento de Mudá, San Julián y Revilla. Dos de ellos (Mudá, Revilla) interesan estratos del Carbonífero pre-palentino, mientras que el Manto de San Julián consiste en estratos silúricos y devónicos. La estructura interior de los mantos tiene una apariencia más tranquila que la tectónica del Autóctono que consiste en isoclinales muy apretados y fallados, con una verticalidad acusada.

El Manto de Mudá se descompone en más de 15 klippes, generalmente de caliza de la Formación Valdeteja con los conglomerados de la Formación Carmen sobrepuestos mediante una discordancia poco angular. Falta allí la Formación Perapertú que se encuentra por debajo de la Formación Carmen en el Autóctono y que tiene una edad más moderna que la Formación Valdeteja. La estructura del manto se deduce del hecho de que los conglomerados de la Formación Carmen están sobrepuestos normalmente a la caliza de la Formación Valdeteja en los klippes de más al Sur, mientras que hacia el Norte estos mismos conglomerados se encuentran en posición invertida con respecto a la caliza. La cabeza del manto se situaría pues hacia el Norte, donde hay inversión de los estratos alóctonos, y se deduce que el Manto de Mudá debe de haber venido del Sur (probablemente de una zona paleogeográficamente más al Sur todavía que la Sierra del Brezo).

La misma derivación se deduce para el Manto de Revilla, cuya estratigrafía (formaciones de Genicera, Valdeteja y Carmen) es parecida a la del Manto de Mudá, mostrando, en efecto, las mismas disconformidades. La cabeza del Manto de Revilla se sitúa al Norte del asomo principal y se encuentran los estratos alóctonos volcados de forma parecida a lo que pasa en el Manto de Mudá.

El Manto de San Julián, que se encuentra sobrepuesto al Manto de



MAPA GEOLOGICO GENERAL DEL NORDESTE DE PALENCIA MOSTRANDO LA SITUACION DE LOS MANTOS DE CORRIMIENTO DE MUDA, REVILLA Y SAN JULIAN

Revilla, se descompone en dos klippes, el principal de San Julián y otro mucho más pequeño al Oeste del pueblo de Valle de Santullán. Contienen estratos de las formaciones Arroyacas, Carazo y Lebanza, así como una cuña fallada de la Formación Abadía. Las facies son parecidas o idénticas a las de la zona de Polentinos en la parte occidental del mapa, y la derivación del manto debe haber sido del Norte. Probablemente, el Manto de San Julián representa otro testigo de las estructuras gravitatorias originadas por el levantamiento del Bloque Cantábrico.

Se deduce, pues, que la Fase Palentina, después de comprimir fuertemente a los estratos autóctonos (con un desarrollo más completo del Devónico superior y Carbonífero), hizo deslizar de Sur a Norte a los estratos carboníferos de los mantos de Mudá y Revilla cuya estratigrafía muy incompleta indica su derivación desde una zona de umbral mientras que, acto seguido, se deslizó desde el Norte el Manto de San Julián. Demuestran que la tectónica fue regida fundamentalmente por movimientos verticales, levantando el umbral de la zona Sur y el Bloque Cantábrico de la zona Norte, después de haber deprimido catastróficamente a la cuenca de en medio.

3.2.4 Estructuras de la Fase Palentina al Norte de la Falla de Ruesga y por debajo de los mantos de corrimiento

Al Norte de la Falla de Ruesga, que corta oblicuamente a las estructuras de la Sierra del Brezo, se encuentran estratos fuertemente levantados (buzamientos generalmente alrededor de los 60°) y que forman estructuras isoclinales falladas. Siguen un rumbo WNW-ESE y resulta evidente que la desviación de las escamas de las Peñas Negras (3.2.1) ha sido en el sentido de adaptarse al rumbo de estas estructuras. Paleogeográficamente, se trata de la parte central de la cuenca sedimentaria y estructuralmente debe considerarse como Autóctono ya que las estructuras isoclinales falladas pasan por debajo del Manto de Mudá, y, más allá, por debajo de los mantos de Revilla y San Julián.

Interesan, sobre todo, los estratos del Westfaliense A (formaciones Carmen y Perapertú), pero las líneas de falla que representan los restos de anticlinales pinzados, contienen fragmentos de rocas devónicas que pertenecen generalmente a las formaciones Carazo y Lebanza de la Facies Palentina. Además, se nota que las fallas están asociadas a menudo con rocas intrusivas. Más hacia el Este y sobre todo por debajo del Manto de Revilla, afloran más ampliamente los estratos del Devónico superior.

Los elementos estructurales individuales no son siempre descifrables en

el área de los pliegues fallados de la Fase Palentina. Empezando por la parte occidental, se observa la charnela sinclinal de un pliegue isoclinal en estratos de la Formación Carmen inmediatamente al Sur de Valsadornín. El flanco Norte invertido buza unos 65° y el flanco Sur, de posición normal, muestra buzamientos parecidos. Hacia el Sur se encuentra un anticlinal pinzado con cuarcita devónica (¿Formación Camporredondo o Fm Moradillo?) dentro de la zona de falla representando al anticlinal. Esta misma falla parece continuarse en dirección WNW hacia Arbejal donde se encuentra roca intrusiva y un retazo de caliza atribuida a la Formación Perapertú. Allí el anticlinal saldría menos pinzado.

Otra charnela sinclinal en una estructura isoclinal muy parecida se encuentra inmediatamente al SW de Vallespinoso de Cervera. Los afloramientos escasos al Sur de este pueblo muestran un pequeño retazo de cuarcita devónica a 400 m al Sur de la charnela. El sinclinal isoclinal de Vallespinoso se sigue perfectamente con su rumbo WNW-ESE hasta 1,5 km al Oeste del pueblo, donde lo interrumpe una doble falla de desgarre con rumbo SW-NE. Esta falla es dextrógira, notándose el juego de la falla perfectamente por el desplazamiento del anticlinal pinzado al NNE del sinclinal de Vallespinoso. Este anticlinal se ha convertido en zona de falla con una anchura variable de 10 a 40 m que muestra la presencia de retazos devónicos de las formaciones Carazo y Lebanza y algún asomo muy pequeño de roca intrusiva (generalmente ácida pero básica en un solo lugar al Oeste de Mudá). La zona de falla, cuya anchura se ha tenido que exagerar por la escala del mapa, se sigue desde la loma al Nordeste de Gamedo (donde linda con la granodiorita de Gamedo), a través de la falla de desgarre, en dirección oriental hasta el pueblo de Mudá. Hace una pequeña inflexión a 1 km al WNW de Mudá, en un lugar donde se encuentran estratos fosilíferos de la parte alta de la Formación Carazo y de la parte baja de la Formación Lebanza asociados a roca intrusiva ácida en la zona de falla, observándose un conglomerado de la Formación Carmen inmediatamente al Norte de la falla. Al Sur de esta falla marcada por el Devónico pinzado se encuentran estratos de la Formación Carmen y de la Formación Perapertú mezclados, así que la zona del anticlinal fallado se extiende aún más. Inmediatamente al Norte de estos afloramientos está la falla de despegue de San Cebrián. La escala del mapa no ha permitido reflejar toda la complejidad tectónica de esta zona.

Al Sur de los sinclinales isoclinales de Valsadornín y de Vallespinoso se han figurado los anticlinales pinzados con estratos devónicos y rocas intrusivas con líneas de falla que siguen el rumbo WNW-ESE de toda esta zona entre Arbejal y Monasterio. Inmediatamente al Norte de Cervera de Pisuerga, en una cantera abandonada entre la villa y su Campo de Deportes, se

encuentra una secuencia de caliza nodulosa de color vinoso (Formación Genicera) y caliza tableada de color gris oscuro (Formación Barcaliente) en una de estas zonas falladas de origen anticlinal. Los afloramientos no resultan siempre adecuados para seguir bien las líneas de falla que marcan los anticlinales pinzados. Por esa razón no se figura la estructura del terreno entre Rueda y Mudá, aunque resulta indudable que debe de encontrarse allí la continuación de los elementos estructurales de Vallespinoso.

En los alrededores de Mudá se complica la imagen tectónica por la presencia de varios klippes del Manto de Mudá que están sobrepuestos a los pliegues isoclinales fallados con rumbo NW-SE. Inmediatamente al Este de Mudá, y casi en el mismo pueblo, se encuentran los estratos de la Formación Carmen en contacto por falla con el Fameniense de la Formación Vidrieros, la que a su vez muestra un contacto por falla con las calizas de la Formación Lebanza (Siegeniense). Otra falla pone en contacto las calizas siegenienses y lutitas con avenidas de derrubios calizos de la Formación Perapertú (Westfaliense A), que está ampliamente representada en el Autóctono por debajo de los klippes del Manto de Mudá. La estructura de detalle de los estratos de la Formación Perapertú en este Autóctono no ha podido descifrarse, aunque resulta probable que el mismo nivel de calizas se repita varias veces por pliegues isoclinales fallados. El mismo rumbo NW-SE lo sigue una banda de lutita devónica, del aspecto de la Formación Gustalapedra, que se encuentra primeramente al Norte del pueblo de Monasterio y que está por debajo del klippe de caliza de Valdeteja que sirvió de cimientos al monasterio desaparecido.

Una falla clara de rumbo WNW-ESE, que afectaría igualmente al despeque de San Cebrián, por un rejuvenecimiento posterior a la Fase Palentina, delimita bruscamente el área arrumbada WNW-ESE de los estratos autóctonos de la Formación Perapertú y lo pone en contacto con estructuras autóctonas de rumbo prácticamente Norte-Sur en estratos de la Formación Carmen. Siguiéndolos hacia el Norte se llega a los alrededores de San Martín de Perapertú, donde se ha podido cartografiar un anticlinal muy apretado, aunque sin dar lugar a una inversión de estratos. Allí se encuentra el área tipo de la Formación Perapertú con caliza de plataforma en una franja orientada de Norte a Sur, y megabrechas asociadas a las avenidas de derrubios más pequeños en las lutitas de la cuenca adyacente. Además del anticlinal principal, con calizas transportadas en ambos flancos, se observan allí otros pliegues bastante pequeños destacándose un anticlinal en caliza de plataforma a 600 m al NE de San Martín. Se asocia este anticlinal a un sinclinal aún más pequeño que deja aflorar a la parte basal de la Formación Carmen. El Anticlinal de San Martín está afectado por un complejo de fallas

de desgarre con rumbo WNW-ESE que hacen saltar el contacto disconforme entre las formaciones de Perapertú y Carmen en el flanco occidental del anticlinal. Un pequeño sinclinal al Norte del pueblo de Perapertú forma una estructura accesoria que se encuentra claramente expresada en las areniscas deltaicas de la parte más superior de la Formación Perapertú.

Cambian las estructuras fundamentalmente Norte-Sur del área de Perapertú a un rumbo NW-SE en la vecindad del pueblo de Valle de Santullán. Inmediatamente al SW de Valle los estratos autóctonos que pasan por debajo del Manto de San Julián, muestran un contacto por falla entre las lutitas grises con avenidas de derrubios calizos de la Formación Perapertú y las lutitas pardas de la Formación Vidrieros. Una fauna abundante de lamelibranchios, ostrácodos y goniatítidos en estas últimas han permitido datarlas como Fameniense en su parte más antigua (Zona to II). Hacia el Este, en el Autóctono por debajo de los mantos de San Julián y Revilla el Fameniense está ampliamente representado en las estructuras arrumbadas WNW-ENE, cuyo detalle resulta demasiado complicado para ser cartografiado en este área de afloramientos más bien esporádicos. Sin embargo, se han observado retazos de la caliza de Lebanza (Siegeniense), de calizas limolíticas atribuibles a la Formación Gustalapedra (Givetiense), y de areniscas de la Formación Carmen (Westfaliense A). Evidentemente, se trata de estructuras muy falladas.

Un buen ejemplo se encuentra justamente al SSW de Barruelo de Santullán donde una faja trastornada de lutitas grises de la Formación Gustalapedra muestra un contacto por falla con lutitas pardas atribuibles a la Formación Vidrieros. El único elemento estructural coherente de esta zona se encuentra en las areniscas de la Formación Moradillo (Frasniense) que forman un sinclinal muy apretado, isoclinal, en los altos de Camportillo y Moradillo al Oeste de Barruelo. Aunque el contacto está tectonizado parecen seguir normalmente a las lutitas de la Formación Gustalapedra en el flanco Sur del sinclinal, pero las areniscas de la Formación Moradillo chocan violentamente con escamas en rocas atribuidas a las formaciones Vañes, Vergaño y Vidrieros en su flanco Norte. Solamente el Fameniense de la Formación Vidrieros está datado en este lugar, quedando las edades exactas de las rocas carboníferas en tela de juicio.

Al Sur de los mantos de San Julián y Revilla se encuentran asomos más pequeños de la Formación Moradillo que se han interpretado como núcleos anticlinales en una zona de afloramientos exiguos de lutitas, probablemente de la Formación Vidrieros. En la zona de Verbios se han observado más bien afloramientos de la Formación Perapertú, con un rumbo aproximado Este-Oeste. Son lutitas con escasos derrubios calizos, algunos con microfauna. Sin

embargo, hay un asomo de caliza nodular de la Formación Vidrieros (Miembro Verbios) al Norte de Verbios y lutitas grises del aspecto de la Formación Gustalapedra en su prolongación occidental. Esta franja estrecha de estratos devónicos está obviamente limitada por fallas y se presenta como sumamente trastornada. Dos asomos muy pequeños de calizas nodulosas con fauna de la Formación Genicera se han interpretado como klippes del Manto de Revilla. La misma interpretación se ha aplicado a las calizas de la Formación Genicera que afloran al Sur de Villanueva de la Torre en un ojal del Trías.

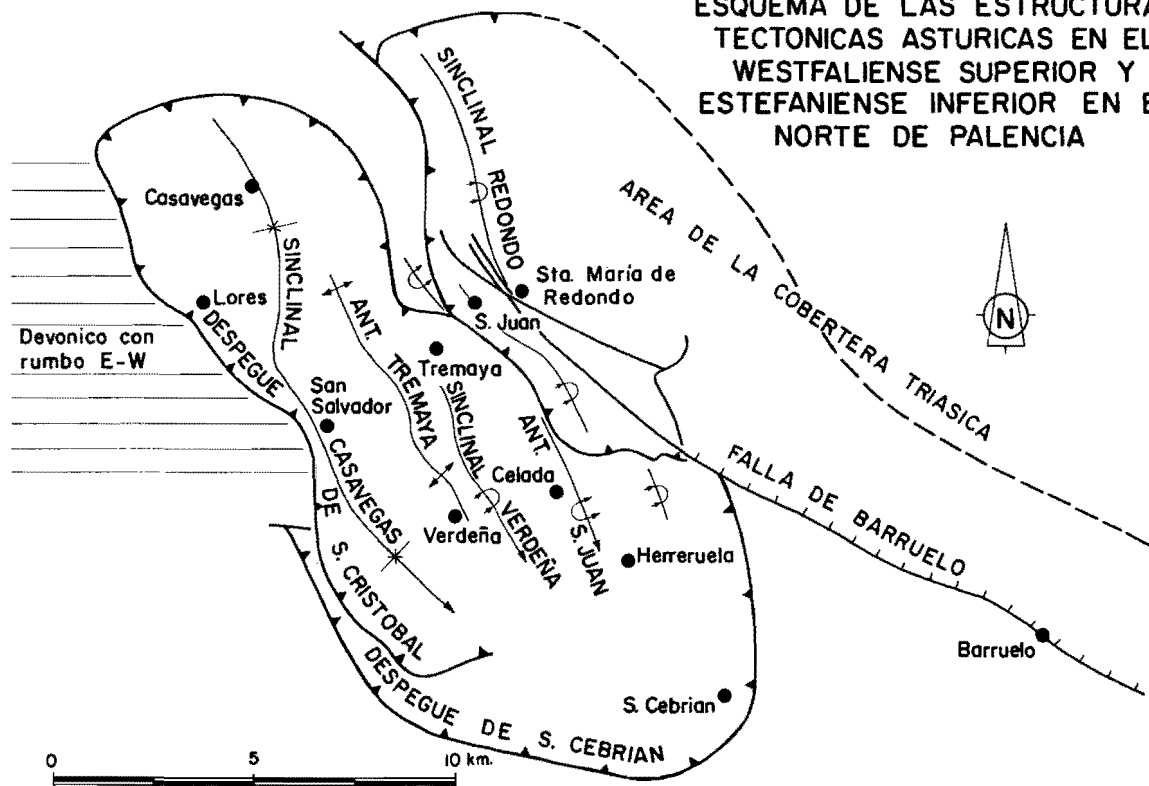
Al Este del río Rubagón se presentan los escasos afloramientos en una situación aún más confusa. Los estratos arrumbados WNW-ESE muestran allí calizas de la Formación Perapertú así como un solo afloramiento de arenisca de la Formación Moradillo. Se ha interpretado esta zona como la prolongación de los estratos con predominio de las lutitas de la Formación Vidrieros que se encuentran al Oeste del río Rubagón.

En el pueblo de Orbó afloran rocas de la Formación Vergaño que forman parte de las estructuras fuertemente escamizadas del flanco SW, suprimido en su mayor parte, del Sinclinal de Barruelo que es una estructura de la Fase Astúrica. Contiene pequeños retazos de estratos afectados primeramente por la Fase Palentina, tal como el asomo de calizas de la Formación Lebanza (Siegeniense medio a superior), al lado del cementerio de Orbó.

3.2.5 Estructuras de la Fase Astúrica al Norte de la Falla de despegue de San Cebrián y al Nordeste de la Falla de Barruelo

El esquema tectónico de la Fig. 3 y el corte tectónico I-I' de la hoja enseñan la estructura de los estratos formados después de la Fase Palentina y cuya deformación es obra de la Fase Astúrica. Su imagen estructural es muy distinta a la de los estratos pre-Palentinos y muestra una tectónica casi jurasoide, con grandes pliegues isoclinales vergentes hacia el Sur-Oeste. En conjunto se trata de dos sinclinales principales, con una zona anticlinal muy fallada en medio. El sinclinal nororiental es el de Redondo-Barruelo que se muestra continuo en más de 25 km, desde su terminación en la hoja de Tudanca hasta la parte más suroriental en la cuenca minera de Barruelo. Está deslizado sobre la zona anticlinal, con escamizaciones en el área entre los pueblos de Redondo (San Juan, Santa María y de Celada de Robledo). El sinclinal suroccidental es complejo y consiste en el Sinclinal Casavegas en su parte NW, dividiéndose en tres sinclinales (Casavegas, Verdeña, Celada) con dos anticlinales en medio (Peña Tremaya, San Juan) en su parte central y uniéndose otra vez en su terminación SE.

ESQUEMA DE LAS ESTRUCTURAS
TECTONICAS ASTURICAS EN EL
WESTFALIENSE SUPERIOR Y
ESTEFANIENSE INFERIOR EN EL
NORTE DE PALENCIA



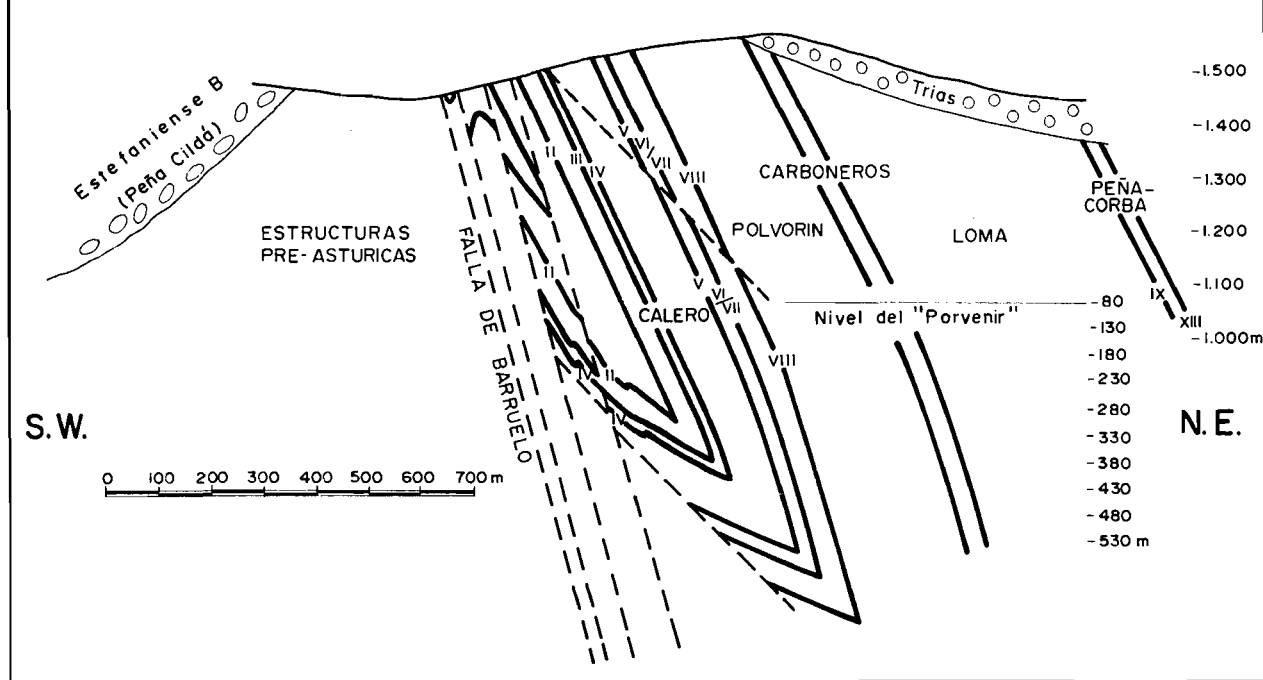
Tanto por su lado suroccidental como por el lado suroriental el conjunto del Sinclinal de Casavegas *sensu lato* está delimitado por una falla de despegue, empezando por el Despegue de San Cebrián y continuando por el Despegue de San Cristóbal. Sobre todo el Despegue de San Cebrián se ve claramente como un sustituto de la discordancia palentina, estando el conglomerado de Curavacas suprimido por un despegue producido al nivel de los primeros estratos incompetentes. El Despegue de San Cristóbal está a un nivel estratigráfico mucho más alto, aunque bien sea probable que el despegue primitivo se produjo al mismo nivel que se observa en el caso del Despegue de San Cebrián, cortando la falla después a través de los sucesivos niveles estratigráficos (ver Corte I-I').

Los demás límites de todo el complejo estructural son también por falla y resulta notable que los primeros estratos después del conglomerado de Curavacas, es decir la Formación Vañes, juegan un papel preponderante.

La zona anticlinal en medio de los sinclinales mayores de Casavegas y de Redondo muestra una serie de escamizaciones que laminan el flanco suroccidental del Sinclinal Redondo al mismo tiempo que suprimen al anticlinal. Resulta probable que las laminaciones muy fuertes del flanco suroccidental del Sinclinal de Barruelo, más allá de la Falla de Barruelo, pertenezcan a la misma zona escamizada. La Falla de Barruelo separa actualmente el flanco invertido del sinclinal isoclinal de Barruelo de las escamas en estratos muy diversos del flanco laminado (en el que se han reconocido estratos del Siegeniense, Fameniense, Westfaliense A, Westfaliense C probable y Westfaliense D inferior). La falla misma es de otro tipo y puede considerarse como directa, bajando al flanco invertido prácticamente en la zona de su charnela (datos mineros así como los de superficie han permitido situarla con precisión), con un desplazamiento del orden de varios miles de metros. Esta falla directa de Barruelo tiene que ser posterior a las escamizaciones (las corta oblicuamente) y hay que considerarla como la última expresión tectónica de la Fase Astúrica. Su edad queda patente porque desplaza al Estefaniense A inferior de la cuenca minera de Barruelo y está cubierta con discordancia angular por el Estefaniense B superior de Peña Cildá. (Ver Fig. 4.)

Las estructuras grandes de la Fase Astúrica que quedan descritas arriba, no muestran en ningún lugar el contacto discordante mediante los conglomerados de la Formación Curavacas que se observa tan claramente al Oeste de Vañes, a solamente 1,8 km al Oeste del Despegue de San Cebrián. Los sinclinales de Redondo y Casavegas están delimitados por fallas por todos los lados, y como muestran los estratos blandos de la Formación Vañes en su base de modo preferente, cabe pensar que todo el conjunto fue deslizado desde el NE después de despegarse de los conglomerados de la Formación

CORTE POR EL SINCLINAL DE BARRUELO EN LA ZONA DE LOS VENONES



Curavacas. Se trataría, pues, de una estructura fundamentalmente gravitatoria.

3.2.6 Pliegues disharmónicos del Estefaniense B de Peña Cildá

Los estratos continentales del Estefaniense B discordante que se encuentran en la montaña de Peña Cildá a 4 km al Oeste de Barruelo de Santullán, muestran algunos pliegues pequeños con rumbo NW-SE. La alternancia de conglomerados competentes y lutitas blandas ha dado lugar a disharmonías que se desarrollan muy rápidamente en solamente unos cientos de metros de estratos. En efecto, en la cabecera del valle que sube desde Barruelo, se observa que los niveles sucesivos de conglomerado pasan de un pliegue abierto a uno de forma casi isoclinal, adaptándose las lutitas blandas a las irregularidades de la estructura disharmónica. El conjunto de la mancha discordante de Peña Cildá forma un sinclinal abierto.

3.2.7 Zona plegada del Cretácico al Sureste de Cervera de Pisuerga

Este dominio estructural del Mesozoico coincide con lo que CIRY (1939) ha denominado "Pays plissé". ... "une bande fortement disloquée, de 5 à 15 kilomètres de largeur seulement, qui s'étend du NO au SE, à partir de Cervera de Pisuerga". Por su situación marca el límite suroccidental del Mesozoico de la Cuenca Cantábrica con el Terciario de la Cuenca del Duero.

Dentro de la hoja los pliegues NW-SE se encuentran al Sur de una línea que une Cervera de Pisuerga con Rueda. Los pliegues son amplios, con el plano axial buzando ligeramente hacia el NE, y los buzamientos suaves en la zona al Sur de Cervera. Hacia el Este, es decir al Sur de Ligüerzana y Rueda, se agudiza bruscamente la estructura, haciéndose los pliegues más apretados y notándose la presencia de fallas inversas con rumbo NW-SE. En su conjunto forman el accidente tectónico llamado "Escama de Barrio de Santa María" por CIRY (1939). El carácter de esta falla inversa de dirección NW-SE, aunque ocasionalmente puede adquirir dirección E-W, se observa claramente en las proximidades de Ligüerzana. A partir del túnel de Quintanaluengas se desdobra la falla dando lugar a la repetición de materiales cretácicos y llegando a ponerse el tramo detrítico inferior en contacto con el Cretácico calcáreo más superior, y aquello a su vez con las lutitas rojas del Triásico más alto, en una clara escamización. (Ver Fig. 3.)

La Falla de Barrio de Santa María comienza justamente donde termina

la Falla de Ruesga en el Paleozoico, y parece probable que el accidente tectónico importante del Paleozoico haya influido en las estructuras del Mesozoico, por un rejuvenecimiento de la fractura en el sentido vertical. Se trataría, pues, de movimientos tectónicos póstumos.

El contacto discordante entre Paleozoico y Mesozoico está modificado por tectónica en la misma zona entre Ligüerzana y Rueda. Se nota, sobre todo, en el contacto con el Trías que se encuentra cobijado por los estratos de la Formación Carmen al NW de Rueda.

La línea de tectonización del accidente de Barrio de Santa María coincide prácticamente con el margen de la cuenca triásica y jurásica, notándose, en efecto, como la zona más tranquila al Sur de Cervera muestra el solapamiento del tramo inferior detrítico del Cretácico que se encuentra allí en contacto discordante con el Paleozoico. La brusca desaparición de los estratos triásicos y jurásicos, aun cuando la zona plegada y fallada del accidente tectónico de Barrio de Santa María acentúe el fenómeno, indica claramente que el borde de cuenca debe haber sido inestable, haciendo pensar en el rejuvenecimiento repetido de la fractura coincidente con la Falla de Ruesga que allí debe haber tomado rumbo NW-SE.

3.2.8 Anticlinal oriental del Mesozoico con las fallas correspondientes

La parte oriental del mapa corresponde esencialmente a un anticlinal asimétrico en el Trías que hace aflorar al Paleozoico en su charnela erosionada. La parte septentrional del anticlinal muestra buzamientos suaves, entre 5° y 20°, por regla general. Las directrices paleozoicas están claramente expresadas por las fallas directas de rumbo NW-SE que afectan al Triásico y que dan lugar a una tectónica de horst y graben (ver II-II').

El flanco Sur del anticlinal muestra una mayor complicación en el contacto con el Paleozoico, encontrándose pliegues secundarios fallados que se expresan como escamizaciones. El borde Sur muestra también la presencia de fallas oblicuas con dirección SW-NE. El juego de estas fallas tiene un elemento de desgarre, aunque su mayor desplazamiento debe haber sido en el sentido vertical. A algo más de 2 km del contacto entre Paleozoico y Triásico se suaviza rápidamente la estructura, dando lugar a un Mesozoico ligeramente ondulado.

Finalmente, hay que mencionar que dentro de la secuencia se nota a menudo cómo la diferencia de materiales entre las lutitas blandas del Triásico más alto y las carnioles y calizas tableadas del Jurásico más bajo, da lugar a contactos mecánicos con el enderezamiento de las calizas deslizadas sobre

las arcillas incompetentes. En efecto, los pliegues pequeños y locales del tramo inferior jurásico resultan a veces bastante espectaculares.

4 SINOPSIS DE LA HISTORIA GEOLOGICA REGIONAL

Las formaciones silúricas y devónicas en facies palentina reflejan una sedimentación lenta sobre la plataforma submarina del Bloque Cantábrico. La presencia de una costa hacia el Sur se deduce de las variaciones de facies dentro de la Formación Carazo (transición Silúrico-Devónico) y de una comparación entre los estratos del Devónico medio y superior en las facies palentina y leonesa que indica un mar más somero hacia el Sur.

Una diferencia clara entre las dos áreas de sedimentación se hizo notar también durante el Carbonífero, ya que la sedimentación lenta de plataforma del área Norte (palentina) se mantuvo allí desde el Fameniense hasta el Namuriense inferior inclusive, mientras que el área Sur muestra señales de levantamiento e incluso plegamiento local en la Sierra del Brezo y en el Manto de Revilla. Durante el intervalo de Namuriense medio a Westfaliense A, se manifestó el área Sur como una zona de umbral, ya que tanto la Sierra del Brezo como los Mantos de Revilla y de Mudá muestran la presencia de disconformidades por debajo de las formaciones Valdeteja (Namuriense superior) y Carmen (Westfaliense A alto), con hiatos estratigráficos importantes. Hacia el Norte, en las estructuras autóctonas por debajo de los mantos de corrimiento, se preservaron además la Formación Barcaliente, del Namuriense medio (eliminado en gran parte de la Sierra del Brezo, y totalmente en el Manto de Revilla), y la Formación Perapertú, del Westfaliense A bajo (eliminado enteramente en la zona de umbral). Aunque la zona de cuenca al Norte del umbral también muestra señales de levantamiento y erosión subaérea por debajo de la Formación Carmen, no hubo levantamiento tan grande como en la zona de umbral.

La zona de umbral carbonífero de la Sierra del Brezo coincide aproximadamente con el área de facies leonesa del Devónico. Sin embargo, la cuenca carbonífera al Norte del umbral se instauró en una zona limítrofe de la plataforma antigua de la facies palentina, y se nota que no hay coincidencia absoluta entre la paleogeografía carbonífera y la devónica en esta zona.

El umbral carbonífero de la Sierra del Brezo y la cuenca adyacente hacia el Norte, se encuentran muy próximos en su posición actual por la falla de cobijadura de Ruesga que corta a través de las estructuras de la

Sierra del Brezo y que las pone en contacto con los pliegues isoclinales de la cuenca carbonífera namuriense y westfaliense bajo. Asimismo efectúa un contacto brusco entre las facies leonesa y palentina del Devónico; tan brusco en efecto que DE SITTER & BOSCHMA (1966) hicieron coincidir la Falla de Ruesga con su Línea de León, interpretándola como una fractura fundamental limitando las facies diferentes desde un principio. Sin embargo, el carácter de cobijadura de la Falla de Ruesga hace pensar en un acortamiento tectónico de lo que muy probablemente, fuera una zona de transición relativamente amplia.

Los movimientos diastróficos de la Fase Palentina, de edad Westfaliense B, dieron lugar a una tectónica de vergencia Sur, con pliegues gravitatorios por deslizamiento desde el Bloque Cantábrico levantado en el área Norte. Estos pliegues llegan a la vertiente Norte de la Sierra del Brezo. Al Este de Cervera de Pisuerga la tectónica palentina se traduce en pliegues isoclinales, separados por líneas de fractura correspondientes a anticlinales pinzados. Estos pliegues, en estratos carboníferos, corresponden al área de cuenca al Norte del umbral y resulta probable que fueran movimientos fundamentalmente verticales los que apretaron fuertemente a los estratos depositados en el área de cuenca. En este caso, el área de hundimiento máximo durante el Carbonífero pre-palentino se encontraría cogida entre dos bloques levantados, el Bloque Cantábrico al Norte y el umbral de la Sierra del Brezo al Sur.

El Manto de corrimiento de San Julián muestra facies devónicas compatibles con el área palentina hacia el Norte, mientras que el Manto de Revilla (y el de Mudá) muestran un desarrollo sedimentario parecido al de la Sierra del Brezo. Por tanto, la derivación del Manto de San Julián debe de haber sido del Norte, mientras que los mantos de Revilla y Mudá se emplazaron desde el Sur. Son vergencias opuestas y tanto la sucesión estratigráfica del Manto de Revilla como su vergencia Norte indican su derivación de la parte central del umbral de la Sierra del Brezo, encontrándose la vertiente septentrional del umbral en la sierra actual. Las vergencias cambian justamente en la Falla de Ruesga.

Durante la etapa de sedimentación post-palentina se depositó primeramente la Formación conglomerática de Curavacas. Aunque faltan todavía los estudios sedimentológicos se sabe por el trabajo de SAVAGE (1967) que la facies fluvial pasa hacia el Noroeste al abanico submarino. La derivación de los conglomerados, pues, debe haber sido del Sureste. Esta observación encaja sólo parcialmente con el resultado del estudio sedimentológico de VAN DE GRAAFF (1971) sobre las formaciones Vañes y Vergaño, del Westfaliense C y D inferior. Indica la presencia de tres sistemas deltaicos sucesivos vertiendo desde el SW al NE. En líneas generales, pues, el post-país

debe haberse encontrado hacia el Sur y cabe pensar en una aproximación del post-país con respecto a la configuración pre-palentina. El umbral de la Sierra del Brezo probablemente ya no existía en la etapa post-palentina.

Los movimientos tectónicos de la Fase Leónica, durante un tiempo avanzado del Westfaliense D, modificaron otra vez la configuración paleogeográfica. Dentro de la hoja de Barruelo el rasgo más fundamental de esta fase tectónica lo constituye la Falla de Polentinos que separa una zona oriental con muy poco levantamiento (presencia de la Formación Vergaño del Westfaliense D inferior) de la zona occidental donde el levantamiento y la erosión posterior lograron eliminar la totalidad de la secuencia post-palentina, es decir unos 3.000 m de estratos. Aunque la Fase Leónica era de plegamiento en gran parte de la Cordillera Cantábrica, solamente hubo movimientos verticales en la hoja de Barruelo.

La cuenca post-leónica se inició en la vecindad de Casavegas, inmediatamente al NW de la hoja, con dos flexuraciones pequeñas que luego se expandieron dando lugar a una cuenca siliciclástica cuyo límite oriental se encontraba en la Falla sin-sedimentaria de Los Llazos, de rumbo aproximado Norte-Sur durante la época de sedimentación. Esta falla separaba la cuenca siliciclástica de una plataforma carbonatada que podría considerarse como un relicto del Bloque Cantábrico antiguo. No se han publicado todavía los estudios sedimentológicos sobre la secuencia siliciclástica al Oeste de la Falla de Los Llazos, pero resulta evidente que la cuenca correspondiente acumuló los depósitos de un mar somero cuyas transgresiones periódicas deben atribuirse a los movimientos de la falla sin-sedimentaria. La acumulación fue muy rápida, casi 1.000 metros por cada millón de años y hay que pensar en una cuenca pequeña sometida a un hundimiento fortísimo al Oeste de la falla sin-sedimentaria.

La segunda etapa de la cuenca post-leónica empezó con el cese de los movimientos en la zona de falla sin-sedimentaria de Los Llazos, después de un levantamiento y descuartización de la plataforma carbonatada (de la que ya no quedan más de dos testigos), y la transgresión del bloque basculado. Dio lugar a un solapamiento hacia el Este y Nordeste, y una sedimentación que a veces (parte inferior de la Formación Brañósera) mostraba la influencia de un margen de cuenca en vías de levantarse. Tanto la derivación de las turbiditas en la parte inferior de la Formación Brañósera (NEDERLOF 1959) como la presencia de avenidas de derrubios calizos a escala mayor en el valle de Redondo indican un margen de cuenca durante el Cantabriense moderno en la zona NE. Luego se estabilizó la cuenca con los depósitos de la llanura de marea y llanura de inundación en la parte alta de la Formación Brañósera y en la Formación Barruelo.

La Fase tectónica Astúrica se data con mucha exactitud en la hoja de Barruelo donde se sitúa exactamente entre el Estefaniense A inferior de la Formación Barruelo y el Estefaniense B superior de la Formación Peña Cildá, completamente discordante. Fue una fase de plegamiento intenso, dando lugar al Sinclinal isoclinal de Barruelo-Redondo, y al Sinclinal de Casavegas con una zona anticlinal en medio. La vergencia de todo este complejo de pliegues fuertemente apretados es hacia el SW. Se basa todo el conjunto en superficies de despegue y hay escamizaciones dentro del conjunto mismo, tratándose evidentemente de una estructura tectónica gravitatoria.

La violencia de los movimientos tectónicos astúricos así como su corta duración se deducen perfectamente de la Falla de Barruelo cuya historia compleja y desplazamiento de varios miles de metros se desarrolló después de haberse formado el Sinclinal de Barruelo, producto de la misma fase tectónica, y antes de depositarse la Formación Peña Cildá que cubre la falla con discordancia angular.

Poco se puede decir del Estefaniense superior post-astúrico, ya que la mancha de Peña Cildá no es más que un retazo pequeño de la cuenca continental costera que se extendió ampliamente en el Norte de León y Oeste de Asturias. Según los estudios sedimentológicos recientes de HEWARD (1978), la derivación de los sedimentos es generalmente del Sur en la provincia de León, indicando así el rejuvenecimiento del post-país hespérico.

La fase tectónica ¿Urállica?, al final del Estefaniense C o al principio del Autuniense, plegó los estratos post-astúricos de la mancha de Peña Cildá y causó la fuerte discordancia angular que se aprecia entre estos estratos y el Triásico de la hoja de Barruelo. El Pérmico inferior (Autuniense) de Peña Labra, al Norte de la hoja, contiene sedimentos lacustres y niveles tobáceos que muestran la influencia volcánica muy generalizada en esta época. El único retazo conocido en el Norte de Palencia es demasiado exiguo para admitir especulaciones acerca de la paleogeografía del Pérmico inferior.

La cuenca triásica, con facies fluviales y salobres, muestra un desarrollo más importante en la parte NE del mapa y, de hecho, es en la provincia de Santander donde se encuentra la máxima potencia de estratos triásicos. Hay también disminución de los elementos groseros (conglomerados y areniscas bastas) en dirección SW donde debe haber existido el antepaís. La configuración paleogeográfica del Trías, pues, ya no coincide con la carbonífera que mantuvo sus líneas generales parecidas a través de las varias cuencas sucesivas.

Un margen de cuenca triásica debe haber existido en las proximidades

de Ligüerzana donde una franja verticalizada de rumbo NW-SE coincide con la desaparición del tramo detrítico grosero inferior del Trías a la que se asocia la desaparición del tramo superior lutítico después de un ligero solapamiento probable en dirección suroeste. El Jurásico solapa en la misma dirección sobre una distancia pequeña, y se encuentra el Cretácico terrígeno en discordancia estratigráfica sobre el Paleozoico en el área al Sur de Cervera de Pisuerga por el mismo solapamiento progresivo en esta dirección. El margen de cuenca mesozoica se mantuvo pues en la misma posición aproximada durante un tiempo muy considerable en el que migraba muy poco a poco hacia el Suroeste. Resulta probable que la zona verticalizada al Sur de Ligüerzana, constituyendo un margen de cuenca mesozoica, haya obtenido su estructura tectónica actual mediante los movimientos repetidos de una zona de falla sin-sedimentaria que se mantenía durante los tiempos triásicos y jurásicos. Esta falla parece heredada de la tectónica paleozoica, ya que muestra el mismo rumbo NW-SE. Muy probablemente sigue la línea de fractura de la Falla de Ruesga, aunque con movimientos verticales más bien que de cobijadura como en el Carbonífero medio.

Las cuencas sucesivas del Jurásico y del Cretácico, con una disconformidad muy clara entre los estratos correspondientes a estos dos sistemas, tuvieron un desarrollo más importante hacia el Sur y Este de la región del mapa. La cuenca del Jurásico, con sedimentos marinos y salobres, se apoyó en un macizo astúrico con características de plataforma, mientras que el Cretácico terrígeno muestra el rejuvenecimiento del post-país hespérico y un solapamiento hacia el macizo astúrico. Aquél sirvió de antepaís ya que la cuenca cretácica sufrió los hundimientos más considerables en áreas al Sur y Sureste del mapa. Las facies calizas de la parte superior de la secuencia cretácica en la hoja de Barruelo indican la eliminación de relieves en el macizo astúrico así como la lejanía del post-país.

Los movimientos tectónicos posteriores (¿Oligoceno?) muestran el rejuvenecimiento de las directrices paleozoicas, con fallas directas NW-SE en la parte nororiental de la hoja, pequeñas fallas inversas E-W en el borde sur con el Paleozoico y un juego de fallas oblicuas, SW-NE y NW-SE, en este mismo borde. La zona plegada al Sur de Ligüerzana obedece al rumbo NW-SE predominante del Paleozoico cercano, y el accidente tectónico de Barrio de Santa María está influenciado probablemente por un juego póstumo de la Falla de Ruesga por debajo de la cobertera mesozoica.

5 ROCAS IGNEAS

Son todas rocas intrusivas formando asomos generalmente muy pequeños, tanto que a veces no resultan representables a la escala del mapa. En estos casos se ha tenido que exagerar el tamaño de la intrusión visible para representarla. Las rocas ígneas más frecuentes son ácidas, granodioritas y pórfidos felsíticos. Solamente en la vecindad de Vallespinoso de Cervera existen unos pocos afloramientos de roca básica, de composición basáltica, en forma de dique o sill. Estos dos tipos de roca intrusiva se encuentran exclusivamente en el Paleozoico y deben de estar relacionados con la orogénesis hercínica tardía, ya que han penetrado indistintamente el Paleozoico inferior y el Carbonífero pre-Astúrico. En el Mesozoico se han visto dos asomos pequeños de ofitas dentro de las arcillas rojas del Triásico más superior.

5.1 ROCAS IGNEAS ACIDAS (c₄^d ³/_b)

La mayor parte de los afloramientos de este tipo de roca intrusiva, la más generalizada dentro de la hoja, están constituidos por granodioritas y pórfidos felsíticos. Las granodioritas son porfídicas, de grano fino, con poco feldespato potásico y máfico predominante; además biotita. En algunas localidades aparece anfíbol y ocasionalmente granate. En general estas rocas presentan una alteración apreciable, patente sobre todo por la cantidad de calcita formada a partir de las plagioclasas y por la alteración de la biotita que se llega a transformar en moscovita por deferrificación. Estos procesos de alteración han comenzado ya en el momento de la consolidación de la roca, mediante soluciones hidrotermales. Posteriormente hubo una cloritización de la biotita y sericitación de las plagioclasas.

Los pórfidos felsíticos se presentan con la pasta felsítica constituida por un agregado microcristalino de cuarzo y feldespatos, junto con sericita y minerales opacos, definiéndose solamente su carácter ácido, granítico o granodiorítico. Los fenocristales son casi siempre cuarzo o plagioclasas, presentándose el cuarzo con cristales idiomórficos, transparentes y corroídos, mientras que la plagioclasa, muestra cristales idiomórficos zonados. Es indudable, por la textura, que se trata de rocas subvolcánicas, cristalizadas a poca profundidad.

Tanto las granodioritas como los pórfidos felsíticos muestran una cierta deformación, que se traduce en la extinción ondulante del cuarzo y orientación de elementos micáceos, por lo que su intrusión debió de haber tenido lugar antes del final de la orogénesis hercínica (en la hoja de Potes se observa

que algunos diques están plegados y tienen una esquistosidad de flujo de plano axial).

Las rocas ígneas ácidas de la hoja de Barruelo están concentradas sobre todo en la parte occidental entre Arbejal y San Salvador de Cantamuda. Se encuentran en cierto modo alineadas y relacionadas con fallas, aunque participan en estructuras de la Fase Palentina así como de la Fase Astúrica. En esta parte de la hoja, sobre todo en la zona al Norte de Vañes, donde hay más densidad de roca intrusiva, se nota que las lutitas del Cantabriense superior están afectadas por una esquistosidad que no aparece en el resto de la hoja, lo cual debe estar relacionado con un aumento local de la temperatura cuando se deformaron estas lutitas. Sería otra indicación a favor de una relación directa con la orogénesis hercínica. La misma zona al Norte de Vañes muestra mineralizaciones de cobre, arsénio y oro, que se supone relacionadas también con las manifestaciones ígneas.

Alguna intrusión aparece como bastante antigua, ya que los estratos autóctonos al Este de Mudá contienen numerosos asomos de roca ígnea ácida que no parecen encontrarse en los klippes del Manto de Mudá que se les sobreponen. Asimismo se encuentran manifestaciones de roca ígnea ácida (y básica) en la zona fracturada del anticlinal pinzado al Norte del Sinclinal isoclinal de Vallespinoso y hay una asociación clara entre estas fallas y las rocas intrusivas. En todos estos casos se trata de estructuras formadas por la Fase Palentina, y resulta probable que las manifestaciones de roca ígnea ácida se repitieron en etapas sucesivas de la orogénesis hercínica.

Finalmente, hay que señalar la presencia de una intrusión ácida importante (en dos asomos separados actualmente por derrumbios de ladera) en la zona a 1 km al Norte de Brañosera, donde aparece por debajo de la cobertura triásica y sin afectar aquélla. Del mismo modo se encuentra una intrusión ácida grande por debajo del Trías en la hoja de Tudanca.

5.2 ROCAS IGNEAS BASICAS $\left(\begin{smallmatrix} d \\ 4 \end{smallmatrix} \in \begin{smallmatrix} 3 \\ c \end{smallmatrix} \right)$

Al Noroeste de Vallespinoso de Cervera se han encontrado tres asomos de roca ígnea básica, a los que se junta otro al Oeste de Mudá. Se trata de basaltos, en su mayoría con textura diabásica, que están compuestos por plagioclasa predominante así como anfíbol, piroxeno y clorita. En algunos se observan olivino y lepidota, mientras que en otros el máfico predominante es la clorita.

Indican una procedencia relativamente profunda. Dos de los asomos mencionados se encuentran dentro de los estratos lutíticos de la Formación

Carmen que participan en el sinclinal isoclinal de Vallespinoso, mientras que los otros dos están ligados claramente a fallas. Una de estas fallas, la que sustituye al anticlinal pinzado al Norte de Vallespinoso, puede estar asociada a alguna mineralización, ya que los naturales del país han encontrado muestras de cinabrio en el arroyo a la altura de la falla.

Estos basaltos no parecen estar muy deformados, pero sí muestran una alteración apreciable, por la que se piensa en una edad pre-mesozoica. Tal vez estén asociados al vulcanismo pérmico que se observa en la vecina hoja de Tudanca, en la ladera occidental de Peña Labra.

5.3 OFITAS $\left(\begin{smallmatrix} P \\ 4 \end{smallmatrix} \omega \begin{smallmatrix} 4 \\ H \end{smallmatrix} \right)$

Dos afloramientos pequeños en las arcillas rojas del Triásico superior en la zona lindante con la hoja de Las Rozas han proporcionado basaltos con estructura ofítica, caracterizada por plagioclasas tabulares que destacan sobre una matriz de grandes cristales de piroxenos. Las muestras tienen un aspecto muy fresco que contrasta con los basaltos más alterados del Paleozoico.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

Aparte de una minería de carbón relativamente importante, existen mineralizaciones sobre un área reducida. Además hay canteras sobre mármol, caliza y arenisca. Como datos de interés histórico se puede apuntar que el nombre de Salinas viene del sal extraído en tiempos remotos de las arcillas rojas del Triásico superior, y que hubo intentos de explotación de lignito en el Cretácico terrígeno cerca de Ligüerzana.

6.1 MINAS DE CARBON

Las formaciones Vergaño, Ojosa, San Salvador, Barruelo y Peña Cildá contienen todas capas de carbón que han dado lugar a explotaciones. Se escalonan en el tiempo desde el Westfaliense D antiguo hasta el Estefaniense B moderno. Resulta notable la distribución de volátiles que aparece como independiente de la sucesión estratigráfica. En efecto, los carbones más antiguos son los de San Cebrián de Mudá que son semi-grasos, mientras que los carbones estefanienses (Cantabriense inferior) de Areños son antracitas.

Habría que considerar en su día la distribución de los volátiles en función del metamorfismo regional (la zona de Areños linda con la hoja de Tudanca donde hay esquistosidad). La distribución de las rocas intrusivas puede tener su interés en cuanto a las mineralizaciones, pero no parece que haya influido para nada en la distribución de los volátiles de los carbones.

A continuación se describen las distintas cuencas mineras.

6.1.1 Cuenca minera de Barruelo

A pesar de estar hoy día abandonada, es la cuenca más importante en cuanto a reservas de carbón. Se han explotado los tramos de Peñacorba y de Calero (llamados Paquete Superior y Paquete Inferior, respectivamente, por estar la sucesión invertida). Son carbones semi-bituminosos, llegando a ser coquizables en algún punto. El tramo de Peñacorba tiene como máximo 5 capas de las que se han explotado dos. El de Calero tiene 10 capas explotables de las que se contaron siempre 8. No hay ningún punto donde se explotaron más de 4-5 capas del tramo Calero, ya que las numerosas fallas pequeñas de laminación eliminaron siempre varias capas diferentes en recorridos determinados quitándole el 15% a la potencia total del tramo. Son las famosas "esterilidades" de las capas de Barruelo. La tectonización fuerte del yacimiento ha hecho que la mayoría de las capas fuesen trituradas, con el carbón en polvo, lo cual explica en parte los temibles desprendimientos instantáneos que dieron notoriedad a esta cuenca minera.

Las fallas oblicuas fueron utilizadas como límites de zonas mineras que recibieron nombres como Zona Media, Zona Rica, Zona de los Venones, etc. Estos nombres reflejan el grado de tectonización de los carbones en cada zona y no tienen nada que ver con la calidad del yacimiento antes de la deformación tectónica. En realidad, la Zona de los Venones, en el extremo NW de la cuenca minera, contiene menor número de capas en la parte superior del tramo Calero que la Zona de Vallejo, en el extremo SE.

La minería de carbón en la cuenca de Barruelo-Orbó data del último tercio del siglo pasado.

6.1.2 Cuenca minera de San Cebrián

El tramo hullero más explotado de continuo en la Formación Vergaño es el de San Cebrián de Mudá. Son 3 a 4 capas en 50 m de lutitas que se encuentran intercaladas entre los estratos marinos con las calizas de Socavón

a muro y la caliza de Coterraraso a techo (acuñándose esta última rápidamente hacia el Sur, por lo que acompaña a los carbones solamente en una distancia reducida). Se han reconocido los carbones de San Cebrián en un recorrido de más de 7 km, desde un poco al Norte del collado de Herrerueta hasta Vergaño y se explotan en la terminación SE del Sinclinal de Casavegas *sensu lato* a unos 1.300 m estratigráficos por encima del Despegue de San Cebrián. Este yacimiento relativamente pobre en cuanto a la potencia de sus capas ha sostenido una minería muy continuada por estar el yacimiento relativamente poco tectonizado. La mina de San Cebrián sigue en activo, aunque a un ritmo disminuido.

6.1.3 Minas de Celada

En la vecindad de Celada de Roblecedo se explotaron a veces y con dependencia total de la coyuntura económica tres capas de poca continuidad que se encuentran en distintos niveles de la Formación Vergaño. Las minas correspondientes fueron las denominadas Celada, María Luisa, La Perniana y Por si Acaso.

6.1.4 San Felices de Castillería

Inmediatamente al Oeste de San Felices se encuentra un yacimiento pequeño que fue objeto de explotación en varias épocas, a partir de los 1880 por lo menos. Su carbón coquizable se extrajo de cuatro capas que representan al tramo Peñacorba de la Formación Barruelo. Su situación geológica resulta extraña y hay que pensar en una delimitación por fallas en dos direcciones probablemente.

6.1.5 Monte San Cristóbal

Encima del Despegue de San Cristóbal, en el monte del mismo nombre, hubo explotaciones sobre unas capas pertenecientes a la Formación San Salvador, que se encuentran con buzamientos suaves y con poco recorrido. En una de estas capas se ha visto una roca intrusiva muy alterada.

Al Este del Monte San Cristóbal y fuera de la influencia del despegue, se sigue el afloramiento de una sola capa de carbón en la parte más alta de la Formación San Salvador por los altos de Alto Sierra y Sierra Coriza y más

allá de Herreruela. Nunca fue explotada aunque se le ve calicateada en varios lugares.

6.1.6 Minas en la vecindad de San Salvador de Cantamuda

En la parte superior de la Formación San Salvador se explotaron dos capas de semi-antracita por debajo del cauce del río Pisuegra. Hubo varias minas pequeñas con las concesiones correspondientes en este yacimiento casi vertical y bastante tectonizado. La última mina en este paquete consistió en un socavón en dirección del pueblo de Verdeña, y yendo sobre una capa única de poco espesor. Esta labor minera cortó granodiorita que aparece en la escombrera.

6.1.7 Minas de la Pernía

Sobre el tramo de carbones de Areños, en la parte superior de la Formación Ojosa (Cantabriense inferior), hubo explotaciones relativamente importantes de antracita que siguen en la actualidad en las zonas limítrofes de las hojas de Tudanca y de Potes (Minas Cardil, Eugenia y Pilarica). El tramo de Areños contiene 9 capas con espesores mayores de 40 cm. Sin embargo, la fuerte tectonización del yacimiento que muestra fallas de laminación permite solamente la explotación de una o dos capas del paquete en cada lugar, siendo distintas capas en diferentes lugares.

Las minas de Vasco-Cántabra y la Aurora, en la vecindad de Areños, fueron las más importantes sobre este paquete en el pasado. Hoy día están abandonadas. Una bocamina en el tramo de Areños que se encuentra enfrente de Peña Tremaya, parece coincidir con los carbones calicateados al otro lado del valle. Sin embargo, interviene la falla sin-sedimentaria de Los Llazos, y resulta que las calicatas se hicieron sobre una capa de la Formación Vergaño que fue objeto de una explotación muy antigua en su prolongación oriental.

En lo más alto de la Formación Ojosa, en la charnela muy replegada del Sinclinal Casavegas al Norte de El Campo, hay por lo menos dos capas explotables de antracita. A los intentos de explotación por mina, que fracasaron, se unió una pequeña explotación a cielo abierto en plena montaña a 1,5 km al Oeste de Areños. Esta explotación se inició en 1977.

6.1.8 Minas en el Valle de Redondo

Al Este de Santa María de Redondo se encontraba la mina El Olvido sobre dos capas del tramo Peñacorba de la Formación Barruelo. Ambas capas tienen un techo marino con lamelibranquios y gasterópodos piritizados, y una de ellas contiene un banco de cinerita. La capa aquélla sigue siendo explotada por la mina Lucinda Segunda (Monteabismo S.L.) que se encuentra ya en la hoja de Tudanca.

Hay otra capa de carbón en la parte superior de la Formación Brañoseira en el mismo valle de Redondo, pero solamente fue objeto de registros.

6.1.9 Cuenca minera de Guardo-Cervera

Esta cuenca antracítica importante, que explota capas de carbón en estratos equivalentes a la Formación Ojosa (Westfaliense D superior y Cantabriense inferior), tiene su extremo nororiental al Sur de Cervera de Pisuerga. La Mina Constancia es la más cercana a Cervera y sus concesiones penetran justamente dentro de la hoja. Esta mina se abandonó recientemente.

6.1.10 Mancha discordante de Peña Cildá

La pequeña Mancha discordante de estratos continentales del Estefaniense B que afloran a 4 km al Oeste de Barruelo de Santullán, contiene una sola capa de 20 cm rodeando el alto de Peña Cildá. A pesar de su potencia reducida fue objeto de explotación en los años cincuenta. Existen además carboneros y lutitas carbonosas que fueron objeto de registros, notablemente al lado del pueblo de Valle de Santullán.

6.2 MINERALIZACIONES

En un área reducida al Norte de Vañes y al Oeste de Estalaya se encuentran mineralizaciones de cobre, arsenio y oro con los minerales siguientes: calcopirita, mispíquel y magnetita sobre todo, y entre los accesorios azurita, malaquita, granate, calcita, actinolita, hornblenda, etc.

Las mineralizaciones se localizan en las zonas de skarn de las aureolas metamórficas de las rocas ígneas ácidas que abundan en esta área y que afectan a las calizas de la parte inferior de la Formación Brañoseira. La

estructura de la mineralización parece estratiforme a pesar de hallarse muy enmascarada en esta área de afloramientos escasos.

Hubo una explotación al Oeste del Río Pisuerga que se benefició de estas mineralizaciones y existen en la actualidad intentos de exploración.

6.3 CANTERAS

En el área de las mineralizaciones y al Oeste del Río Pisuerga existe una cantera de mármol por metamorfismo de contacto. Se trata de una caliza de la Formación Brañosa. El mármol gris está muy fracturado y ya no se trabaja esta cantera.

Al Norte de Brañosa se explotan en la actualidad las losas de arenisca fina, limolítica, del Trías terrígeno. Hay canteras abandonadas sobre las calizas de distintos tramos de la secuencia geológica, desde la caliza de Lebanza (Siegeniense) hasta las calizas cretácicas. Sobre el tramo inferior detrítico del Cretácico hubo alguna explotación de grava y arena, hoy día abandonada. Hay canteras abandonadas también sobre las cuarcitas de la Formación Camporredondo (Devónico superior) en Cervera de Pisuerga.

7 BIBLIOGRAFIA

- ADRICHEM 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.
- ALVARADO A. de & SAMPELAYO, A.H. (1945).— Zona occidental de la cuenca de Rubagón (datos para su estudio estratigráfico). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVIII, pp. 1-43.
- AMBROSE, T. (1972).— The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga, Cantabrian Mountains, Spain. *Ph. D. Thesis Univ. Sheffield*, 208 pp.
- AMBROSE, T. (1974).— The Lower Palaeozoic rocks of northern Palencia. *Breviora Geol. Astúrica*, 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.

- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M.L. y MENDEZ, I. (1976).— La unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Breviora Geol. Astúrica*, XX, 4, pp. 49-55.
- 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. & SCHÖNENBERG, 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.
- BREIMER, A. (1962).— A monograph on Spanish Paleozoic Crinoidea. *Leidse Geol. Meded.*, 27, pp. 1-189.
- BROUWER, A. (1962).— Deux types faciels dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques. *Breviora Geol. Astúrica*, VI, pp. 49-51.
- BROUWER, A. (1964).— Deux facies dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques méridionales. *Breviora Geol. Astúrica*, VIII, 1-4, pp. 3-10.
- BROUWER, A. & GINKEL, A.C. van (1964).— La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. 5^e Congrès Carbonifère, Paris 1963*, pp. 307-319.
- CARBALLEIRA, J. (1969).— El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Breviora Geol. Astúrica*, XIII, 4, pp. 41-45.
- CIRY, R. (1939).— Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, pp. 5-523.
- COMTE, P. (1959).— Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, pp. 1-440.
- CRAMER, F.H. & RODRIGUEZ, R. (1977).— Robledo and Arroyacas formation (Arroyo de las Arroyacas, province of Palencia, Spain). Palynologically dated as late Silurian. *Breviora 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.
- DAHM, H. (1966).— Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). *Beiheft Geol. Jb., Hannover*, 44, pp. 13-54.
- DAHMER, G. (1952).— Dos Spirifer del Paleozoico del Norte de España. *Publ. Extranjeras sobre Geología de España*, VI, pp. 109-115.
- DAHMER, G. & QUIRING, H. (1953).— Oberdevon in der Antiklinale zwischen der Steinkohlenbecken des Rubagón und des Carrión im Ostasturien. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 473-479.

- DUPUY DE LÔME, E. & 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.
- FRETS, D.C. (1965).— The geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibáñez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 113-162.
- GINKEL, A.C. van (1957).— *Fusulinella brañoseræ*, a new species. *Proc. Kon. Akad. Wetenschappen*, (B), V, 60, pp. 182-200.
- GINKEL, A.C. van (1960).— The Casavegas section and its fusulinid fauna. *Leidse Geol. Meded.*, 24, 1, pp. 705-720.
- GINKEL, A.C. van (1965).— Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.
- GINKEL, A.C. van (1971).— Fusulinids from uppermost Myachkovian and Kasimovian strata of northwestern Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 47, pp. 115-161.
- GINKEL, A.C. van (1972).— Correlation of the Myachkovian and Kasimovian in the U.S.S.R. with the West European subdivision. *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 1-7.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1969).— Carboniferous Sphinctozoa from the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 239-257.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971a).— The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología*, 3, pp. 151-159.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971b).— Facies distribution and basin configuration in the Pisuerga area before the Leonian Phase. *Trabajos de Geología*, 3, pp. 161-177.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971c).— Three Upper Carboniferous, limestone-rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 157-235.
- GROOT, G.E. de (1963).— Rugose Corals from the Carboniferous of northern Palencia (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 29, pp. 1-123.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1944).— Fisiografía, Geología y Glaciarismo Cuaternario de las Montañas de Reinosa. *Mem. R. Acad. Ci. Madrid, Ser. Ci. Nat.*, 10.
- HIGGINS, A.C. (1971).— Conodont biostratigraphy of the late Devonian — early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera. *Trabajos de Geología*, 3, pp. 179-192.
- HIGGINS, A.C. (1974).— Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Int. Symposium on Belgian Micropal. Limits, Geol. Survey Belgium*, Publ. 4, pp. 1-17.

- JONG, J.D. de (1971).— Molasse and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators. *Geologie en Mijnbouw*, 50,3, pp. 399-416.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. & TRUYOLS, J. (1971).— Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In "Histoire structurale du Golfe de Gascogne" III, pp. 1-33. (Ed. Technip., Paris)..
- KANIS, J. (1956).— Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21, pp. 377-446.
- KARRENBERG, H. (1934).— Die postvariscische Entwicklung des kantabro-asturischen Gebirges. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 12, pp. 1-103. (Trad. esp. La evolución postvariscica de la Cordillera cántabro-astúrica. *Publ. Extr. Geol. España*, III, pp. 105-224).
- 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. (1960).— Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz*, 1960-7, pp. 1-105.
- KULLMANN, J. (1961).— Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I, Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT. *Neues Jb. Geol. Paläontologie Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- KULLMANN, J. (1963a).— Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Paläontologie der U.O. Prolecanitina MILLER & FURNISH. Die Altersaeellung der Faunen. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 116, 3, pp. 269-324.
- KULLMANN, J. (1963b).— Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XIX, pp. 161-169.
- KULLMANN, J. (1965).— Rugose Korallen der Cephalopodenfacies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1965-2, pp. 1-136.
- KULLMANN, J. (1966).— Goniatiten-Korallen-Vergesellschaftungen im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 119, pp. 443-466.
- KULLMANN, J. (1968).— Asociaciones de corales y goniatites en el Devónico y Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, XXIV, pp. 205-241.
- 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, Diput. prov. León.*, 192 pp.
- LOBATO, L.; CRAMER, F.H. & RODRIGUEZ, R. (1977).— Descripción de la Formación Carazo de la provincia de Palencia, España. Edad palinológica de su miembro inferior. Ludloviense medio o superior. *Breviora Geol. Astúrica*, XXI, 2, pp. 25-29.
- MAAS, K. (1974).— The geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 379-465.
- MARCOS, A. (1968).— Nota sobre el significado de la "León Line". *Breviora Geol. Astúrica*, XII, 3, pp. 1-5.
- MALLADA, L. (1898).— Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, III, 405 pp.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1975).— Nuevos datos sobre la interpretación estructural del arco interno de la rodilla astúrica (Hercínides del Noroeste de España). *Bol. Inst. Est. Ast. (IDEA), Supl. Ci.*, 21, pp. 123-129.
- NEDERLOF, M.H. (1959).— Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 603-703.
- NEDERLOF, M.H. & SITTE, L.U. de (1957).— La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 68, pp. 1-44.
- NOSSIN, J.J. (1959).— Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 283-406.
- MOORE, L.R.; NEVES, R.; WAGNER, R.H. & WAGNER GENTIS, C.H.T. (1971).— The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, N.W. Spain. *Trabajos de Geología*, 3, pp. 307-363.
- ORIO, R. (1876a).— Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, pp. 137-168.
- ORIO, R. (1876b).— Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, pp. 257-275.
- ORIO, R. (1894).— Las cuencas hulleras castellanas. *Revista Minera*, (C), XII, pp. 113-116.
- PATAC, I. (1924).— Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión en la provincia de Palencia. *Bol. Oficial Min. Met.*, 80.

- PATAC, I. (1934).— Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de la Pernía en la provincia de Palencia. *Consejo de Minería, Catálogo y Memoria de Estudios de los criaderos minerales de España*, II, 2, pp. 273-277.
- PRADO, C. de (1861).— Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (Escala 1:100.000). *Com. Estad. General del Reino*.
- 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). *Min. España*, LVI, pp. 453-538).
- RACZ, L. (1965).— Late Palaeozoic calcareous algae in the Pisuerga basin (N. Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 241-260.
- RAMIREZ, DEL POZO, J. (1971).— Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España*.
- RAMIREZ DEL POZO, J, *et al.* (*in litt.*).— Explicación de la Hoja núm. 108 (Las Rozas) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España*.
- READING, H.G. (1970).— Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern Flanks of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Ass.*, 81, pp. 1-41.
- REUTHER, C.D. (1977).— Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien), Krustenbewegung und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale – Orogen. *Clausthaler Geol. Abt.*, 28, pp. 1-122.
- SAVAGE, J.F. (1967).— Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 193-247.
- SCHINDEWOLF, O.H. & KULLMANN, J. (1958).— Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.* XIV, 37, pp. 45-53.
- SIEVERTS-DORECK, H. (1953).— Equinodermos del Carbonífero de Palencia. *Publ. Extr. Geol. España*, VII, pp. 23-46.
- SITTER, L.U. de (1955).— Nota previa sobre la geología de la Cuenca Carbonífera del Río Pisuerga (Palencia). *Estudios Geol.*, XI, 26, pp. 115-126.
- SITTER, L.U. de (1957).— The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 105, 3, pp. 272-284.
- SITTER, L.U. de (1960).— Crossfolding in non-metamorphic of the Canta-

- brian 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.
- STRIMPLE, H. (1976).— Upper Carboniferous Crinoids of Northwest Spain. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1976-10, pp. 630-640, figs. 1-3.
- VEEN, J. van (1965).— The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño 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* (*Sauropteris?*) *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. *Estudios Geol.*, XIV, 38, pp. 71-80.
- WAGNER, R.H. (1958d).— *Lobopteris alloiopteroides*, 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. 393-420.
- 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 Congrès Carbonifère, 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^o Congrès Carbonifère, 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. Comuns 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^o Congrès Carbonifère, Krefeld 1971*, I, pp. 263-268.
- WAGNER, R.H. & BREIMER, A. (1958).— Una flora del Estefaniense inferior en el monte de San Cristóbal (Palencia, España). *Estudios 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 the 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 Barruelo (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 Barruelo (prov. Palencia), N.W. Spain. *Congr. Coll. Univ. Liège*, 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. (1960).— On *Nautellipsites hispanicus* (Foord & Crick). *Estudios Geol.*, XVI, 1, pp. 43-51

- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1963).— Lower Namurian goniatites from the Griotte limestone of the Cantabric Mountain Chain. *Not. Comuns Inst. Geol. Min. España*, 69, pp. 5-42.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971a).— Some goniatites from Westphalian D (upper Moscovian), strata in northern Palencia, Spain. *Trabajos de Geología*, 4, pp. 665-675.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971b).— The succession of goniatite faunas in the Carboniferous of Northwest Spain. *Zusammenf. 7 Int. Karbon-Kongress, Krefeld 1971*, pp.
- WEISSERMEL, W. (1935).— Zwei Korallen aus dem Karbon Nordspaniens. *Zeitschr. dt. geol. Ges.*, 87, 4, pp. 274-278.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968).— Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain). Systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1971b).— The succession of goniatite faunas in the Carboniferous of Northwest Spain. *Zusammenf. 7 — Int. Karbon-Kongress, Krefeld 1971*, pp.

Addenda:

- HEWARD, A.P. (1978).— Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D — Stephanian B coalfields, Northern Spain. In "A.D. MIALI (ed.) Fluvial Sedimentology". *Mem. Canadian Soc. Petroleum Geol.*, 5, pp. 669-702.
- HIGGINS, A.C. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1982).— Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain. *Palaeontology*, 25, 2, pp. 313-350.
- KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (1978).— Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León Line, Cantabrian Mountains, North Spain). *Tectonophysics*, 48, pp. 15-22.
- MARCOS, A. (1979).— Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León Line, Cantabrian Mountains, North Spain) — Discussion. *Tectonophysics*, 60, pp. 303-309.
- WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1980).— Goniatites from the Viséan-Namurian junction beds in Palencia, NW Spain. *Scripta Geol.*



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA