



IGME

131

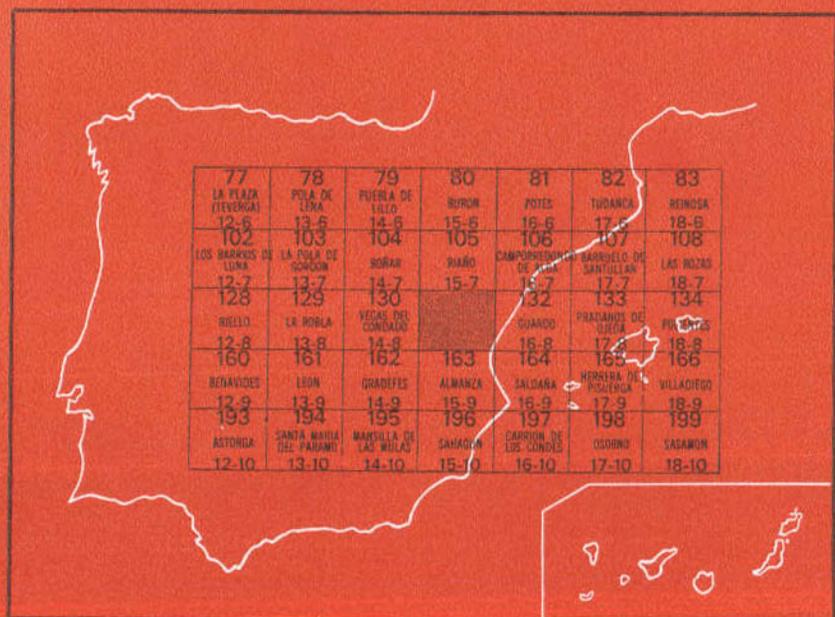
15-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CISTIerna

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CISTIerna

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 29,892 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la agrupación temporal de las empresas «COMPANIA GENERAL DE SONDEOS, S. A.» - «INGENIERIA MINERO INDUSTRIAL, S. A.» (C. G. S.-IMINSA) en los estudios correspondientes al Terciario y Cuaternario, y por la «EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S. A.» (ENADIMSA) para los estudios del Paleozoico y Mesozoico, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores. Para el Terciario y Cuaternario:

En *Geología de Campo*: J. R. Colmenero Navarro*, I. Vargas Alonso**, J. C. García-Ramos* y M. Manjón Rubio*.

En *Geomorfología*: M. Gutiérrez Elorza, J. R. Colmenero Navarro, I. Vargas Alonso, J. C. García-Ramos y M. Manjón Rubio.

En *Cuaternario y Formaciones Superficiales*: E. Molina, J. R. Colmenero Navarro, I. Vargas Alonso, J. C. García-Ramos y M. Manjón Rubio.

En *Sedimentología de Campo*: J. R. Colmenero Navarro, I. Vargas Alonso, J. C. García-Ramos y M. Manjón Rubio.

En *Micromamíferos*: N. López Martínez (C. S. I. C.).

Laboratorios: C. G. S (calcimetrías, granulometrías, petrografía) y Estratigrafía, Universidad de Oviedo (balanza de sedimentación, minerales pesados, Rayos X).

Memoria: J. R. Colmenero Navarro, I. Vargas Alonso, J. C. García-Ramos, M. Manjón Rubio, M. Gutiérrez Elorza (Geomorfología) y E. Molina (Edafología).

Coordinación y dirección: J. Ramírez del Pozo, J. M. Portero (C. G. S.), I. Vargas (IMINSA).

Dirección y Coordinación por el IGME: A. Pérez González y E. Elizaga.

Asesores especiales: L. Sánchez de la Torre (Univ. de Oviedo), I. Corrales (Univ. de Salamanca) y C. Puigdefábregas (Univ. Autónoma de Barcelona).

Han intervenido para el Paleozoico y Cretácico:

En *Geología de Campo y Memoria*: A. Crespo Zamorano***, J. Matas González*** y el Departamento de Combustibles Fósiles de ENADIMSA.

En *Flora Fósil*: R. Wagner.

En *Micropaleontología*: C. Martínez*** y L. F. Granados***.

En *Sedimentología y Petrología*: Laboratorios de ENADIMSA.

Dirección y Supervisión por el IGME: L. R. Rodríguez Fernández.

* Universidad de Oviedo. Departamento de Estratigrafía.

** IMINSA.

*** ENADIMSA.

1 INTRODUCCION

La Hoja de Cistierna se encuentra situada en la Submeseta Septentrional (Castilla la Vieja y León), en el borde norte de la Cuenca del Duero y pertenece a la provincia de León y parte de la zona sureste a la provincia de Palencia.

La altitud oscila entre 1.835 m. en el borde noroeste de la Hoja y 880 m. en el sur. Destacan las altas sierras paleozoicas situadas en todo el borde septentrional que contrastan con las planicies situadas al sur y sureste de la Hoja. Es característica la llanura situada al sur de Guardo (Raña de Guardo). Merecen destacarse los ríos Esla y Cea, que originan depósitos cuaternarios de cierta amplitud.

Gran parte de las sierras del borde norte están recubiertas por grandes extensiones de robles y encinas, y por repoblaciones de pinos en toda la superficie restante de la Hoja. Son de importancia los regadíos de los valles del Esla y Cea.

Los núcleos de población más importantes son Cistierna, Guardo, Puente Almuhey, Vidanes, Mondreganes, Valle de las Casas y Villapadierna.

Entre los autores que han estudiado el área ocupada por la Hoja merecen destacarse: EVERS (1967), que incluye en su estudio parte del borde noroeste; RUPKE (1965), estudia los macizos paleozoicos situados en el borde norte a lo largo de toda la Hoja y el terciario discordante, haciendo hincapié en la estructura y sedimentología del Paleozoico. LEGUEY y RODRIGUEZ (1969) efectúan un estudio sobre las terrazas y sedimentos de los ríos de la Cuenca del Esla.

Otros estudios en zonas limítrofes han sido realizados por HERNANDEZ PACHECO (1957), MABESOONE (1959, 1961), BATALLER y SAMPELAYO (1944), y MANJON (1969).

Por lo que respecta a estudios cartográficos, los más importantes son los de AEROSERVICE (1967) a escala 1:250.000 e IGME (1970), Hoja 10 (Mieres), síntesis de la cartografía existente a escala 1:200.000.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Cistierna está situada en el borde norte de la Cuenca del Duero, cuyo relleno corresponde a depósitos terciarios y cuaternarios de ambiente continental, que descansan discordantes sobre el Paleozoico del borde sur de la Cordillera Cantábrica. El Paleógeno de los bordes no presenta continuidad de afloramientos, apareciendo éstos aislados, con predominio de facies proximales de abanicos, areniscas de secuencias aluviales, limos de llanura de inundación y depósitos de *playa lake*, estos últimos localizados en pequeñas zonas en las cercanías de Salamanca y Zamora.

El Neógeno y en especial el Mioceno es el que adquiere el más amplio desarrollo. Aparecen abanicos aluviales en los bordes oeste y norte de la Cuenca, pasándose hacia el centro rápidamente a facies fluviales con canales y fangos en el Norte, Este y Oeste, y a arcosas y subarcosas en el Sur. Hacia el interior, los tramos del Mioceno pasan a playas, playas salinas y transicionales con litología de arcillas, margas, calizas y yesos. Culminan éstos con una amplia extensión de sedimentos carbonatados, denominados calizas de los páramos, de ambientes lagunares y lacustres, situándose en el Centro y Este la mayor amplitud.

Por encima de estas calizas en la región oriental (sur de Aranda de Duero) aparecen sedimentos más modernos con un tramo inferior detrítico que termina con un nuevo episodio carbonatado (Páramo Superior), que puede representar una edad Plioceno Inferior. En el borde Este (sur de Aranda de Duero) se han puesto de manifiesto la existencia de procesos kársticos y de depósito a los que se les ha asignado una edad Pliocena.

Posteriormente, la instalación de la Raña en el cuarto noroeste de la Cuenca del Duero, se originó debido a un rejuvenecimiento del relieve que aportó importantes abanicos conglomeráticos. Entre los amplios recubrimientos del Cuaternario merecen destacarse los depósitos fluviales (aluviones, terrazas, vegas, depósitos endorreicos, fondos de charcas, etc.), y depósitos de vertientes, paleovertientes y residuos de alteración kárstica.

En la Hoja de Cistierna están representados los depósitos correspondientes al Paleoceno y Mioceno del borde norte de la Cuenca del Duero.

Los principales son: el Complejo de Vegaquemada y los abanicos de Gandanedo, Quintana de la Peña, Modino, Puente Almuhey, Cegoñal y Vidanes.

La zona estudiada se sitúa plenamente en facies de abanicos aluviales; estando la disposición de los materiales invertidos y subverticales en el Noroeste y Noreste, y en las demás zonas subhorizontales, pasando ya en el Sur a disponerse prácticamente horizontales, con morfología plana en las zonas de «rañas» (sur de Guardo). En el Sureste destacan las terrazas del Carrión y en el Centro y Oeste los valles del Esla y Cea con sus sistemas de terrazas. En toda la Hoja aparecen valles de fondo plano de mayor o menor amplitud con una dirección predominante Norte-Sur.

Se llevó a cabo una síntesis bibliográfica de toda la Cuenca del Duero para reunir, determinar la calidad de los datos existentes, plantear problemas de la Cuenca y determinar la metodología a seguir y llegar al conocimiento amplio de las facies sedimentarias, centrándose principalmente en aquellas con significado cartográfico.

Se han utilizado las siguientes técnicas, aparte de las clásicas utilizadas en la confección de las Hojas MAGNA, y conforme al plan de trabajo especificado en el Proyecto:

- Estudio geomorfológico de campo y en fotografías aéreas.
- Estudios sedimentológicos de campo, descripción de la geometría, estructura, textura y secuencias de cuerpos sedimentarios. Realización de espectros litológicos con datos de granulometrías y redondeamientos. Medida de paleocorrientes.
- Estudio de formaciones superficiales, mediante el levantamiento de perfiles, toma de datos de espesores, alteración del sustrato, etc.
- Estudios sedimentológicos de laboratorio: granulometrías, balanza de sedimentación, análisis de Rayos X, petrografía microscópica, minerales pesados y ligeros por fracciones.
- Estudios paleontológicos especializados: Micromamíferos por técnicas de lavado-tamizado de grandes volúmenes de sedimentos.

En lo que hace referencia al Paleozoico y Mesozoico se puede indicar que el primero aflora en la parte más septentrional de la Hoja y está formado por rocas sedimentarias pertenecientes a la Zona Cantábrica, en el sentido de LOTZE (1945), y dentro de ésta a la región de Pliegues y Mantos, (JULIVERT, 1967).

Los materiales paleozoicos se disponen en tres conjuntos, con características bien diferenciadas:

— El primero comprende el Devónico y el Carbonífero pre-Westfaliense D Superior. A su vez éste se subdivide en otros dos: uno lo forman los afloramientos situados en la esquina NE de la Hoja, que pertenecen a la Unidad del Domo del Valsurvio, y el resto, que corresponden al alóctono del Manto del Esla.

El Manto del Esla es una estructura muy característica y bien conocida, que tiene su principal desarrollo en la Hoja de Riaño, situada al N. La Unidad de Peña Corada, que pertenece al alóctono de dicho manto, está separada de él por una zona de fractura llamada Sabero-Gordón (RUPKE, 1965). La relación existente entre ambos es un problema que han abordado diversos autores. Para RUPKE, la Unidad de Peña Corada pertenece al alóctono del Manto del Esla, basándose en la estratigrafía y paleogeografía del Devónico Superior; mientras que para REIJERS (1972), en un estudio de la caliza de

Portilla la considera parte del autóctono. Recientemente BASTIDA et al. (1976), consideran que la falla de Sabero-Gordón habría jugado como un desgarré levógiro, desplazando una parte del Manto (la U. de Peña Corada) relativamente hacia el E; apoyados tanto en criterios estructurales como en la observación de las facies de la caliza de Santa Lucía, llegan a la conclusión de que esta Unidad pertenece al autóctono del Manto del Esla.

— El segundo, discordante sobre el anterior, forma parte de los materiales de la cuenca parálica de Prado-Guardo-Cervera, de edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

— El tercero, también discordante sobre los anteriores, aflora en la esquina NO de la Hoja y forma parte de la Cuenca de Sabero, de edad Estefaniense A-B. Esta cuenca parálico-límnica, está ligada a la zona de fractura de Sabero-Gordón.

Los materiales cretácicos se encuentran entre los paleozoicos y los sedimentos de la Cuenca del Duero. Forman parte de una estrecha orla mesozoica en el límite de la Zona Cantábrica; la base es discordante sobre el Paleozoico, mientras que el techo es un tránsito a los materiales continentales terciarios.

Sobre la zona existen numerosos trabajos, algunos de ellos antiguos, y el grado de conocimiento es elevado. Se pueden citar referente al Paleozoico a COMTE (1959), WAGNER (1963), KOOPMANS (1962), RUPKE y HELMIG (1965), EVERS (1967), REIJERS (1972), KNIGHT (1974), REUTHER (1977), etcétera. En el Mesozoico se pueden citar a CIRY (1939), CARBALLEIRA (1969) y JONKER (1972).

Para la cartografía, diferenciación de tramos y datación de los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, se ha utilizado el estudio detallado que realizó el Departamento de Combustibles Fósiles de ENADIMSA en 1975, con el asesoramiento de WAGNER, en el cual se levantó una cartografía a escala 1:10.000, apoyada por numerosas calicatas, labores mineras, sondeos y geofísica.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 DEVONICO

Se presenta con formaciones muy conocidas a nivel regional, conteniendo por lo general gran riqueza paleontológica, lo que permite precisar bien los límites de los diferentes pisos. Los afloramientos se continúan hacia la Hoja de Boñar, donde existen yacimientos fosilíferos clásicos del Devónico europeo. Los trabajos realizados por el equipo de Paleontología de la

Universidad de Oviedo han servido en gran parte para las dataciones en esta Hoja.

Las formaciones separadas en cartografía fueron establecidas por COMTE (1936) en el valle del Bernesga. Están en serie continua y de muro a techo son:

- Complejo de La Vid.
- Caliza de Santa Lucía.
- Pizarras de Huergas.
- Caliza de Portilla.
- Areniscas de Nocedo.
- Pizarras de Fueyo.
- Areniscas de la Ermita.

Presentan unas características individuales muy acusadas y con pocas variaciones laterales. No se aprecia ninguna discontinuidad, si bien las areniscas de la Ermita, regionalmente y al N de la zona se muestran discordantes y transgresivas.

Las tres últimas formaciones, pertenecientes al Devónico Superior, en gran parte de la Unidad de Peña Corada, se han englobado por diversas razones en un término comprensivo.

En la zona NE, el Devónico Superior aflorante pertenece al dominio del Domo del Valsurvio y está representado por la Formación Camporredondo (KOOPMANS, 1962) que es correlacionable con el tramo comprensivo anterior.

2.1.1 COMPLEJO DE LA VID (D₁₁₋₁₃¹⁻³)

Sólo existe un pequeño afloramiento en el núcleo anticlinal al O de Vegamediana, por lo que en los límites de la Hoja no se tiene un corte completo de la formación. No obstante, es suficientemente conocida en toda la zona, en la que se presenta con un tramo inferior carbonatado y otro superior terrígeno.

El afloramiento está constituido por lutitas y margas de color gris-amarillento, con algunos niveles bioclásticos rojizos. El paso a la formación superior es gradual a través de un estrato de calizas arenosas amarillentas y encrínificas.

El medio de depósito para el conjunto de la formación es marino de baja energía y las calizas (que no afloran en la Hoja), presentan facies de lagoon. Hacia el techo hay un aumento de energía en el medio, depositándose las facies terrígenas.

La edad establecida regionalmente es Gediniense Superior, para la parte baja, dando las capas más altas una fauna del Emsiense Superior, con tramos muy ricos en Braquiópodos: *Schizophoria vulvaria* SCHLOTH, *Unci-*

nulus pila SCHNUR, *Pradoia colletti* VERNEUIL, *Anathyris ezquerrai*, VERNEUIL y ARCHIAHC, etc...

2.1.2 CALIZA DE SANTA LUCIA (D₁₃₋₂₁³⁻¹)

Es una formación fundamentalmente calcárea, constituida por calizas, dolomías y en pequeña proporción términos margosos y arcillosos. Gran parte de los sedimentos son bioclásticos y muestran cambios laterales de facies; localmente presenta zonas de dolomitización secundaria. En la Hoja se presenta completa y tiene una potencia de 250 m.

Ha sido estudiada por numerosos autores y con los datos se ha logrado elaborar una paleogeografía bastante completa de la formación para la Zona Cantábrica. Se pueden citar a VILAS (1971), MANJON (1973) y DE COO et al. (1971), que han reconocido esta secuencia arrecifal en la zona sur de la Cordillera, y MENDEZ BEDIA (1976) para la zona norte. La caliza de Santa Lucía muestra tres tipos de facies, que se corresponden con tres posiciones dentro de la misma cuenca. Siguiendo el esquema general, el depósito habría tenido lugar en una cuenca concéntrica, respecto al arco Astúrico, en la que la parte más interna del arco presenta facies supra e intermareales, con *mud-cracks* y *birdseyes*; una zona intermedia, con parte de las características anteriores y facies de *back-reef*; en la zona más externa con facies de calizas encriníticas, algunos bancos biostrómicos y al techo calizas rojizas bioclásticas con fauna bentónica. En la Hoja presenta características de la zona más externa. La secuencia ha sido agrupada en cuatro miembros por RUPKE (1965), pero en muchas ocasiones, debido a cambios de facies, son difíciles de identificar en el campo; BASTIDA et al. (1976) simplifican los dos miembros superiores de RUPKE en uno, quedando reducida a tres.

La secuencia, de muro a techo, es la siguiente:

- Miembro Inferior: Calizas grises bien estratificadas, encriníticas, con Briozoos, Braquiópodos y Ostrácodos; al techo presenta dolomías con nódulos de chert.
- Miembro Medio: Calizas y dolomías. Las calizas contienen Estromatopóridos, *Favosites*, *Alveolites*, *Crinoideos* y Braquiópodos. Algunos corales se observan en posición de crecimiento.
- Miembro Superior: Similar al Inferior con: calizas, dolomías y margas bien estratificadas. Las calizas a veces son rojizas, bioclásticas, con laminación paralela u ondulante y con bioturbación. Contienen Crinoideos, Braquiópodos y en menor proporción Corales y Briozoos.

La edad de la formación fue establecida por COMTE (1959) como Emsiense-Couviniense. El Emsiense debe estar representado solamente en los tramos inferiores. Entre la numerosa fauna existente, se citan *Uncinulus or-*

bignyanus (VERNEUIL), *Parasfirifer aff. beclardi* GODEFROID, *Rhenothyris aequabilis* (STRUVE).

2.1.3 PIZARRAS DE HUERGAS (D¹⁻³₂₁₋₂₂)

Es una formación fundamentalmente terrígena, constituida por una sucesión de pizarras y limolitas deleznales de tonos marrones, con intercalaciones de areniscas en estratos decimétricos. Las areniscas no llegan a predominar sobre las pizarras, siendo más abundantes hacia la base, donde se hacen más potentes y frecuentemente ferruginosas.

Hay cierta variación en los distintos cortes realizados en la Hoja. En la zona del río Esla, en la carretera que va a Fuentes de Peña Corada aparece la serie con areniscas y fauna de Trilobites; hacia el E esta banda parece aumentar de potencia, presentándose fundamentalmente lutítica a lo largo del borde septentrional de Peña Corada. El afloramiento más oriental contiene hacia el techo unas intercalaciones discontinuas de calizas bioclásticas recristalizadas, con abundancia de Braquiópodos.

La potencia, aunque es algo variable, se puede estimar en unos 150 m.

El medio de depósito es característico de un área de plataforma de bajo gradiente, en condiciones de aguas tranquilas y ambiente reductor. Las areniscas pueden corresponder a aportes de un área madre alejada o bien estar relacionadas con cierta inestabilidad de la cuenca. La fauna es escasa y de pequeño tamaño, predominando los organismos de carácter pelágico; se encuentran Braquiópodos, Trilobites, Corales Rugosos y Tentaculites. La edad corresponde al tránsito Couviniense-Givetiense. COMTE (1959), en el valle del Bernesga, situaba la base del Givetiense cerca del techo de la formación con Goniatites *Anarcestes noeggerati* (Von Buch) y *Cabrioceras rouvillei* (Von Koenen). GARCIA ALCALDE y ARBIZU (1976) confirman el tránsito basándolo en Goniatites, Lamelibranquios, Trilobites, Tentaculites, etcétera, aunque lo sitúan más bajo en la serie, a unos 100 m. de la base.

Aquí no se ha encontrado el tránsito. De todas formas se ha preferido poner la edad regional de la formación Couviniense Inferior-Givetiense Superior.

2.1.4 CALIZA DE PORTILLA (D³⁻¹₂₂₋₃₁)

Esta formación consiste en una serie carbonatada concordante con las pizarras de Huergas. Está constituida por calizas gris claras, arrecifales, en bancos irregulares y a veces con intercalaciones lutíticas y areniscosas. La potencia es algo variable y oscila entre 100 y 130 m.

Diversos autores describen tres miembros, MOHANTI (1972) y VAN STAALDUINEN (1973). RUPKE (1965) la divide en cuatro miembros fácil-

mente reconocibles en el campo; igualmente REIJERS (1972), da la misma división después de hacer un detenido análisis de facies a lo largo de distintos afloramientos.

Al NO de Cistierna y encima de las pizarras de Huergas aparece la siguiente serie:

- 5 m. de calizas recristalizadas con oolitos y calizas algo arenosas rojizas, encrinfticas, con fragmentos de Briozoos y Corales solitarios, alternando con tramos pizarrosos y margosos.
- Calizas masivas claras, esparíticas, que destacan ostensiblemente en la topografía. Es un tramo biostrómico con corales Rugosos, Tabulados, Briozoos y Estromatopóridos.
- Calizas bien estratificadas, en niveles decimétricos por lo general, a veces arenosas y esparíticas con abundante fauna y nódulos de sílex; algunos niveles lumaquélicos.
- Calizas masivas con fauna arrecifal y fragmentos de Braquiópodos; localmente nódulos de sílex y corales silicificados. Da relieve topográfico acusado.
- Paso gradual a una caliza bien estratificada, rojiza, esparítica y a veces detrítica.

El medio de depósito corresponde a una plataforma de poca profundidad, donde alternarían períodos de gran energía en el frente arrecifal con períodos más tranquilos de crecimiento biohémico.

La edad es Givetiense-Frasniense, sin poder precisar el límite entre uno y otro piso. En la parte basal de la formación hay fósiles de edad Givetiense: *Leptodontella caudata* (SCHNUR), *Spinocyrtia* cf. *ascendens* (PRIESTERSBACH), *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD) y formas arrecifales como: *Phillipsastraea* cf. *ananas* (GOLDFUSSI), *Heterophrentis* cf. *prolifera* (BILLINGS). Los niveles del techo proporcionan *Aponsiella bouchardi* (MURCHINSON) y *Macgea araxis* (FRECH) que indican una edad Frasniense.

2.1.5 ARENISCAS DE NOCEDO (D₃₁)

Representan un cambio de ambiente que acaba con el arrecifal. Se depositan concordantes sobre las calizas del tramo anterior. Están constituidas por areniscas, a veces cuarcitas, pizarras y algunos lentejones de caliza, que tiene localmente importancia aunque poca continuidad lateral; frecuentemente las areniscas pasan a calizas arenosas.

Las calizas de esta formación han recibido diversos nombres locales. COMTE (1959) las llamó calizas de Valdoré, situándolas al techo del Fameñense; posteriormente, en el Valle del Esla, RUPKE (1965) las llama calizas de Crémenes, datándolas como Frasniense, si bien la serie no está com-

pleta. Esta diferencia de edad se debe sin duda a distintos criterios de datación. Se han encontrado las calizas en varios puntos de la Hoja, pero siempre son de poca entidad y escasa representación, creyendo oportuno no diferenciarlas del conjunto de materiales del Nocedo.

Al NO de Cistierna, se presenta de muro a techo la siguiente serie:

- 2 m. — Areniscas amarillentas de grano grueso con huecos de descalcificación, intercaladas con lutitas a veces margosas.
- 3 m. — Estrato de caliza arenosa, rojiza, encrinítica con Braquiópodos.
- 35 m. — Alternancia de lutitas, limolitas y cuarcitas con laminación y estratificación cruzada.
- 40 m. — Cuarcitas bien estratificadas con un nivel limolítico al techo que contiene Braquiópodos, Lamelibranquios y Crinoideos.

La potencia del tramo es muy variable regionalmente (Bernesga 500 m., Esla 130 m.); en la parte occidental de la Hoja oscila de 70 a 100 m.

El medio de depósito es una plataforma poco profunda con alta energía. La fauna por lo general está mal conservada. Se encuentran: *Carinifella dumontiena* (VERNEUIL), *Cyrtospirifer verneuili* (MURCHINSON) y *Cyrtospirifer bisinus* (LEHON), que dan edad Frasnense.

2.1.6 PIZARRAS DE FUEYO (D³⁻¹₃₁₋₃₂)

En el estratotipo situado en el Valle del Bernesga se denominó así a una formación con estructura lenticular, de pizarras negruzcas con nódulos sideríticos de unos 100 m. de potencia.

Esta formación es difícil de seguir debido tanto a su estructura alentejonada como a su naturaleza, ocupando generalmente las laderas cubiertas por coluviones. Ni RUPKE (1965) ni BROUWER (1967) la encuentran en la región del Esla, y no se ha descrito en formaciones equivalentes más orientales. Sin embargo, en esta Hoja se ha encontrado en todos los puntos en los que el afloramiento permite ver toda la secuencia.

La potencia es más reducida que en el Valle del Bernesga y según se deduce de observaciones realizadas en el Valle del Esla, parece que se reduce hacia el E. La potencia media se puede estimar en 25-30 m.

Los contactos con las formaciones adyacentes son graduales. De muro a techo la serie consta de: lutitas versicolores, limolitas y areniscas en estratos decimétricos con laminaciones cruzadas, ripples simétricos y estructuras de muro, slumping, etc. Las pizarras tienen nódulos ferruginosos oscuros con macrofauna. Las capas más limosas tienen abundante flora, siempre en briznas difícilmente clasificables. En la Hoja de Bonar se citan: *Pseudosporochnus* sp., *Taeniocrada* sp., *Hostimellia* sp., etc.

El medio sedimentario es una zona costera con episodios de corrientes de turbidez que indican inestabilidad de la cuenca. La fauna es pelágica. La

edad se deduce sobre todo por la posición estratigráfica. En el Valle del Bernesga se ha datado como la parte superior del Frasnense. COMTE (1959) la atribuye al Fameniense. A falta de datos que puedan precisar algo más, se ha preferido dejarla como Frasnense Superior-Fameniense Inferior.

2.1.7 ARENISCAS DE LA ERMITA (D₃₂³)

Están constituidas por areniscas y cuarcitas muy similares a las de la formación Nocedo. Regionalmente la potencia es muy variable, desde 100 a unos 10 m., en las unidades más septentrionales; sin embargo, en esta Hoja la potencia es bastante uniforme, variando de 50 a 60 m.

Esta formación se considera regionalmente transgresiva, depositándose en contacto paraconcordante sobre formaciones cada vez más bajas del Devónico cuanto más al N se sitúan paleogeográficamente. El contacto superior con el Carbonífero es siempre el mismo, por lo que se pueden considerar como parte de la secuencia carbonífera.

La serie comienza por una alternancia de lutitas, areniscas y cuarcitas, predominando los tramos más arenosos. Sigue una secuencia de cuarcitas bastante uniforme en estratos métricos con alguna intercalación de lutitas; los tonos varían desde blancos a amarillentos, en los niveles más ferruginos que aparecen hacia el techo.

El medio de depósito es de plataforma con alta energía; constituye un episodio transgresivo sobre una llanura previamente erosionada.

La edad fue establecida como Fameniense en varias localidades de la Hoja de Boñar, por el equipo de Paleontología de la Universidad de Oviedo, con fauna de Lamelibranquios y Braquiópodos. En localidades situadas cerca del límite NO de la Hoja y al techo de esta formación, aparecen unos niveles carbonatados (miembro de Mampodre, SJERP, 1966) que proporcionaron conodontos de edad Tournaisiense, por lo que en algún momento se supuso una edad más moderna para esta formación. Estudios posteriores aclararon que estos tramos pertenecen a formaciones carbonatadas del Carbonífero Inferior.

2.1.8 DEVONICO SUPERIOR INDIFERENCIADO (D₃)

En este apartado se incluyen tanto los materiales del conjunto de las formaciones de Nocedo, Fueyo y Ermita, situados entre el río Tuéjar y la zona de fractura situada al O del río Esla, como los materiales de la Formación Camporredondo, que se localizan en la esquina NE de la Hoja.

Las razones que lo han motivado son varias. Por un lado, las series del Devónico Superior han podido cartografiarse en la parte O, dada su disposición y grado de afloramiento, a pesar de que su entidad roza el límite de

representación; al llegar a la zona del río Esla están fuertemente tectonizadas, con repeticiones de la serie, afloramientos aislados, etc., y no siempre está suficientemente claro cuál es el tramo que aflora. Esto no excluye que en determinados lugares los materiales se puedan asimilar de un modo particular a las formaciones antes citadas.

El afloramiento más oriental de pizarras de Fueyo se ha observado en un pequeño corte cercano al Esla; más hacia el E no se ha detectado, lo que probablemente indica que esta formación se acuña. En los alrededores de Peña Picena se observan, en la parte más baja de la serie, varias intercalaciones carbonatadas sin continuidad lateral, constituidas por calizas detríticas y calizas ferruginosas recristalizadas, a veces encriníticas, que se presentan en estratos decimétricos (sólo un afloramiento es de cierta entidad, 25 m.); al techo tienen niveles de areniscas con abundantes *Cyrtospirifer*.

Salvo estas excepciones, los materiales que predominan en la zona son las cuarcitas y areniscas con algunos niveles de lutitas, pertenecientes a las formaciones de Nocedo y Ermita.

En el límite NE de la Hoja, en el núcleo de la zona anticlinal del Sextil, afloran unas areniscas y cuarcitas que forman la parte superior de la Formación Camporredondo. Esta formación, definida por KOOPMANS (1962) está bien desarrollada en el dominio del Domo del Valsurvio, y dada su escasa representación en la Hoja, se ha tenido necesariamente que hacer por referencia a afloramientos situados fuera de ella. En resumen, se trata de una secuencia equivalente a las formaciones arenosas del Devónico Superior de la zona del Esla aflorantes al O, por lo que se ha creído más correcto incluirla en el tramo comprensivo.

2.2 CARBONIFERO

Este sistema está representado en la Hoja por tres conjuntos:

— El primero comprende las series condensadas del Carbonífero Inferior y el Namuriense. El Carbonífero Inferior, que se denomina Formación Alba, es concordante con el Devónico y aunque puede tener hiatos sedimentarios, es bastante homogéneo en toda la zona. Suprayacente y concordante afloran unas series que presentan ya variaciones litológicas en los distintos puntos de la Hoja. Por un lado, en toda la Unidad de Peña Corada, el Namuriense está representado por la Formación Cuevas; ésta muestra un cambio de facies, de más terrígena al O a más carbonatada hacia el E. En la parte oriental, sobre la Formación Alba, se deposita una secuencia calcárea potente, sin posibilidad de división y que sería más conveniente denominar de una manera general «Caliza de Montaña». Esta formación, en zonas más

orientales puede llegar a alcanzar una edad más alta, pero por criterios de simplificación, se ha preferido englobarla con la anterior.

— El segundo es discordante sobre los anteriores y constituye la cuenca parállica de Prado-Guardo-Cervera, de edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

— El tercero, también discordante, pertenece a la cuenca estefaniense de Sabero.

2.2.1 CARBONIFERO PRE-WESTFALIENSE D SUPERIOR

2.2.1.1 Formación Alba (H₁₁₋₁^{A-Ba})

Aparece concordante sobre las areniscas de la Ermita y sin evidencias que demuestren las causas por las que faltan otras formaciones que aparecen en otros puntos de la región. HIGGINS et al. (1964), en un estudio detallado de estos pisos demuestran la existencia de movimientos que pueden dar lugar a variaciones y ausencias de las formaciones.

En casi toda la Zona Cantábrica el Tournaisiense está representado por las Formaciones Baleas y Vegamián, la primera de calizas y la segunda de pizarras negras con nódulos fosfatados. HIGGINS, WAGNER-GENTIS y WAGNER (1964), señalan dos interrupciones sedimentarias con transgresiones correspondientes en el Tournaisiense Superior y en el Viseense Inferior, que afectan sobre todo a las unidades más meridionales, pudiendo dar lugar a erosión o hiato en las anteriores formaciones.

La Formación Alba, que fue denominada así por VAN GINKEL (1965), sustituye a antiguas denominaciones como «Mármol Griotte» (BARROIS, 1882), «Griotte de Puente Alba» (COMTE, 1959), o simplemente «Caliza Griotte». WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) la llaman Formación «Genicera» y describen en esta localidad el corte tipo, cuyas características litológicas no coinciden exactamente con las encontradas en esta zona.

La potencia media es de unos 30 m. De muro a techo la formación se presenta de la siguiente manera:

- Margas rojizas y a veces verdosas.
- Alternancia de radiolaritas y margas rojizas en estratos decimétricos. Al techo hay unas calizas nodulosas rojas con abundantes Goniátites, alternando con margas del mismo color que se presentan de manera lenticular.
- Margas rojas que hacia el techo van adquiriendo tonalidades verdes.

Este último tramo, hacia la parte oriental (señalado en cartografía) pasa a ser 2-3 metros de calizas tableadas rosadas y blancas, que marcan el tránsito a las calizas superiores.

En cuanto a la edad, HIGGINS (1971) cita conodontos de la zona *ancholaris* en la base de la Formación Genicera, lo cual se confirma por diversos autores en cortes realizados en formaciones correlacionables. El equipo de Paleontología de la Universidad de Oviedo cita también en la próxima Hoja de Boñar conodontos de la zona *ancholaris* subzona-*iatus*, que confirman una edad Viseense Inferior, y en la parte superior de la serie el resto del Viseense, representado por conodontos de la zona *typicus*, *bilineatus* *bilineatus* y *nodosus*.

Esta edad está confirmada por los goniatites. Aunque DELEPINE (1943) sólo encuentra el Viseense Superior, otros autores han encontrado todo el Viseense, como KULLMAN (1961, 1963), WAGNER (1963), WAGNER-GENTIS (1963), HIGGINS et al. (1964), con formas de *Muenstroceras hispanicum* (FOOR y GRIK) y *Merocanites subhenslowi* WAGNER-GENTIS correspondientes al piso superior de *Pericyclus* (KULLMAN, 1963, HIGGINS et al., 1964). Los tramos superiores proporcionan formas del piso *Goniatites* (KULLMAN, 1961).

Los niveles superiores del tránsito a las formaciones del Namuriense, varían según las localidades; a veces son calizas tableadas claras en las que WINKLER PRINS (1968) cita goniatites de la zona *Eumorfoceras* de edad Namuriense A. En la zona oriental, así como en otros lugares fuera de la Hoja, estas calizas están reemplazadas por lutitas y margas rojizas y verdes, que WAGNER et al. (1971) denominaron «capas de Olaja» y que proporcionaron fauna pelágica de Goniatites, Ostrácodos y Trilobites, de la misma edad.

Resumiendo, se ha preferido dar a esta formación una edad que abarca desde el Tournaisiense Superior, todo el Viseense y la parte superior del Namuriense Inferior (zona E₂). No se descarta que haya representaciones incartografiadas de las formaciones del Tournaisiense, que en posteriores estudios aclaren la paleogeografía en esta Unidad.

2.2.1.2 Namuriense

En la unidad de Peña Corada, está representada por:

Formación Cuevas (H₁^a) y (H_{1p}^a)

Fue denominada así por BOSCHMA y VAN STAALDUINEN (1968) en el sinclinal de Alba. Anteriormente, DE SITTER (1962) llamó a las calizas: «Caliza de Montaña» y a los materiales detríticos «facies Culm», nombre que siguió la escuela holandesa. Posteriormente, EVERS (1967) los llamó «facies Flysch» y WAGNER et al. (1971) llaman «formación Olleros» a la parte detrítica, dejando para las calizas intercaladas el nombre de «formación Barcaliente». Aunque este último es correcto, ya que las características de las calizas corresponden a dicha formación, es preferible seguir el criterio de denominar a toda la secuencia con el mismo nombre.

La Formación Cuevas está constituida a su vez por dos miembros, separados en la cartografía por sus características litológicas pero que horizontalmente son paso lateral el uno del otro. En general, hacia el E la serie se va haciendo más calcárea.

— El miembro detrítico (Hp_1^{Ba-Bb}), está formado por lutitas, limolitas, areniscas y microconglomerados, con estructuras sedimentarias de facies turbidíticas; esporádicamente tienen estratos decimétricos de calizas. Hacia el techo aparecen cuarcitas intercaladas con lutitas. A veces presentan restos de plantas transportadas y entre ellas algún calamites de difícil clasificación. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: de muro, grano-clasificación y laminaciones cruzadas.

— El miembro calcáreo (H_1^{B1-Bb}) está formado por calizas tableadas de tonos grises a negros, fétidas y en general recristalizadas, con poco contenido en microfauna, aunque se aprecian algunos Radiolarios, Gasterópodos y Equinodermos. Tienen lutitas intercaladas.

Para la formación (equivalente en edad) de Olleros, WAGNER et al. (1971) suponen que se trata de turbiditas distales de una cuenca situada más al SO, que hacia el N y E tendría la zona de plataforma. La situación de la Hoja estaría a caballo entre la zona de plataforma y el área de influencia de las turbiditas, de ahí la disposición que adoptan los miembros que la forman.

En la zona de Peña Corada propiamente dicha predominan las calizas, como las definidas por formación Barcaliente, sin que se pueda encontrar la formación superior de Valdeteja. No obstante, por criterios de unificación, y teniendo en cuenta que lo que se observa en la Hoja es una transición con abundancia de calizas hacia el E, se ha preferido mantener la denominación de Formación Cuevas.

La potencia no se puede establecer con exactitud; la mínima observada es de 600 m.

La edad de la formación se puede establecer considerando que las «capas de Olaja» (Namuriense A) están subyacentes y que WAGNER et al. (1971) han encontrado hacia el techo Goniatites con formas del Namuriense B (Reticuloceras), por lo que se puede afirmar que la edad para el conjunto de materiales que afloran es de Namuriense.

Para los afloramientos de la zona oriental, que pertenecen al Domo del Valsurvio, y que muestran una posición actual más próxima a la U. de Peña Corada que la original debido a desplazamientos tectónicos, sería más conveniente el nombre de Caliza de Montaña. Son unas calizas grises bien estratificadas y muy recristalizadas, y en cartografía están englobadas bajo la misma notación que la F. Cuevas.

La edad, aunque hacia el E en las Hojas vecinas, los tramos superiores

llegan a ser del Westfaliense A, en esta Hoja, considerando que sólo aflora la parte basal, se puede tomar la misma que la de la formación anterior.

2.2.2 CUENCA DE PRADO-GUARDO-CERVERA

2.2.2.1 Generalidades

Los materiales correspondientes a esta cuenca ocupan aproximadamente la mitad de los terrenos paleozoicos aflorantes en la Hoja.

La secuencia se encuentra discordante sobre estratos plegados del Devónico y Carbonífero pre-Westfaliense D-Superior, depositándose alrededor de 4.000 m. de sedimentos, continentales en mayor proporción que marinos, dada la situación con respecto al contorno real que tuvo la cuenca. Se puede afirmar que en líneas generales la sedimentación es de tipo deltaico.

Pasamos a describir los distintos grupos de rocas que forman la cuenca, así como los criterios seguidos para la correlación de los diferentes términos:

Las «gonfolitas» («conglomerados con predominio de cantos calizos»), se presentan a lo largo de amplias zonas, sirviendo a veces para establecer correlaciones. Originariamente pueden ser interpretados como depósitos de «pie de monte» que procedentes del ante-país formaron acumulaciones al borde de la cuenca de sedimentación y que en épocas de movimientos tectónicos, al hundirse la cuenca subsidente con respecto al ante-país, fueron movilizados en un solo manto de cierta extensión lateral («avenidas en masa»).

Los conglomerados silíceos tienen en algunos puntos un desarrollo importante, formando a veces la base local de la sucesión, pero en general tienen un recorrido relativamente pequeño, pareciendo en ocasiones estar ligados a paleorrelieves de cuarcitas.

En los tramos marinos abunda una facies de lutitas finas, arcillosas o ligeramente aleurolíticas, de aspecto lajado y que suele contener fauna de Lamelibranquios y Gasterópodos, pudiendo corresponder a zonas de lagunas resguardadas del mar abierto por barreras de arenas costeras.

Algo menos corriente son las facies ligeramente calcáreas que marcan el punto culminante de una transgresión marina y que contienen fauna de mar abierto, con Braquiópodos, Crinoideos, Trilobites y Ostrácodos, además de Lamelibranquios y Gasterópodos, resultando tramos bastante continuos que sirven bien como niveles guía. El significado de estas facies ligeramente calcáreas sería el de una transgresión como consecuencia de una aceleración del hundimiento general de la cuenca. Estos niveles guía son fundamentales para la cartografía, así como para las correlaciones de las distintas zonas de la cuenca.

Dentro de las facies marinas es muy frecuente encontrar secuencias con variación paulatina del grano. Tanto los ritmos de colmatación («engrosamiento») como los de abandono del cauce («afinamiento») se encuentran con frecuencia en los cortes realizados y dado que la sedimentación tuvo lugar muy cerca de la superficie del mar, existen alternancias de los dos tipos de secuencias. La presencia de ritmos ha servido a veces para efectuar correlaciones.

Los tramos con predominio de facies continental tienen cierta continuidad, sobre todo cuando contienen alguna capa de carbón. Se supone que la presencia de capas de carbón bastante continuas significa una época más estable de la cuenca, o sea, lo opuesto a los terrenos muy marinos. Por este motivo se les puede utilizar como niveles guía, aunque sea solamente a grandes rasgos. No obstante, los tramos continentales no contienen siempre carbones que se pueden seguir en un recorrido considerable, p. e. en el tramo continental de Prado las capas de carbón se acuñan rápidamente. En este caso la facies muy arenosa del tramo y las características de las areniscas y conglomerados que lo componen indican una facies fluvial de ríos anastomosados entre cuyos brazos, poco encauzados y con emigración del cauce, habría poco sitio para zonas lacustres y pantanosas, lo que se traduciría en una distribución bastante irregular de los lechos carbonosos.

2.2.2.2 Sucesión Estratigráfica

Con ayuda de la cartografía y apoyados en las correlaciones hechas entre los cortes estratigráficos, se han llegado a reconocer una serie de tramos continentales y marinos alternantes. Algún tramo marino ha resultado ser totalmente marino, sin ninguna intercalación continental. Sin embargo, todos los tramos continentales incorporan niveles marinos de más o menos continuidad. En líneas generales, toda la secuencia se muestra más continental hacia el Oeste, donde los tramos marinos ya son menos potentes y los tramos continentales se presentan menos influenciados por intercalaciones marinas. Sin embargo, los tramos marinos se mantienen y alguna transgresión marina llegó a interesar gran parte de la cuenca, resultando ser niveles guía fundamentales para la cartografía.

A continuación se describen las características más importantes de los tramos representados, haciendo constar que por diversas necesidades y al objeto de simplificar los tramos que en principio se separaron, se han agrupado en 15. También se ha preferido seguir llamándoles por el nombre local, creyendo que esto facilitará su identificación:

2.2.2.2.1 *Temasones-Cantoral-Requejada* (Hch^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

— *Temasones (continental)*:

Se caracteriza sobre todo por la presencia de lutitas rojizas. Estas tona-

lidades se observan en la parte inferior del corte de Sextil de Guardo. Además, el tramo contiene areniscas, capas de carbón, así como numerosos carboneros. La potencia oscila de 120 a 265 m.

— *Cantoral* (marino):

Representado por un término lutítico con fauna de Lamelibranquios. La máxima representación se encuentra en la vecina Hoja de Guardo, pues en el corte del Sextil, aunque aparece, lo hace con muy poca potencia.

— *Requejada* (continental):

Representado por areniscas, lutitas y capas de carbón. En la zona anteriormente descrita del Sextil se observan solamente 20 m., pero hacia el E se han apreciado potencias de 150-200 m.

2.2.2.2.2 *Villafria-San Pedrin-Villaverde* (Hch^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

— *Villafria* (marino):

Consta de lutitas lajadas en su mayor parte, aunque también existen aleurolitas y areniscas que a veces muestran secuencias rítmicas de colmatación. Contiene fauna de Lamelibranquios a veces acompañados de Gasterópodos y Crinoides.

En la zona de Sextil hay facies calcáreas amarillentas con Braquiópodos de mar abierto. Es un tramo enteramente marino a lo largo de toda la cuenca. La potencia oscila entre 40-170 m.

— *San Pedrin* (continental):

Está representado, como todos los términos basales, en la zona anticlinal del Sextil, acunándose en dirección ONO. Los cortes realizados en este tramo muestran facies generalmente fluviales. La potencia es de 100-145 m.

— *Villaverde* (marino):

Es un tramo muy variable, pero por lo general lo forman lutitas lajadas, alternando con aleurolitas y areniscas. La potencia puede estimarse en 60-80 m.

2.2.2.2.3 *Tarilonte-Santibáñez* (Hch^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

— *Tarilonte* (marino-continental):

El desarrollo más característico de este tramo se encuentra en las proxi-

midades de Velilla de Tarilonte (fuera de los límites de la Hoja), donde hay un predominio total de facies marina. A partir de allí y hacia el O, se va haciendo paulatinamente más continental; sin embargo, se mantiene el carácter mixto. En la parte más alta del tramo se encuentra una banda de lutitas que encierran fauna de Lamelibranquios de mar somero y resguardado, que probablemente corresponda en correlación a las facies de mar abierto que se presentan más al E. La potencia es grande, del orden de 230-450 m.

— *Santibáñez* (continental):

El tramo anterior pasa gradualmente a facies enteramente continentales. Estas son típicamente de llanura de inundación, estando representadas sobre todo por lutitas con suelo de vegetación, lutitas carbonosas, carboneros y capas de carbón. Los indicios de paleocauces no son muy frecuentes, tratándose probablemente de ríos encauzados que no se interferían excesivamente con el desarrollo de las turberas; esto se confirma por las labores mineras. La potencia total de este tramo es de 100 m.

2.2.2.2.4 *Las Heras (marino)* (Ha1^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

El tramo continental de Santibáñez se termina bruscamente por una transgresión marina que afectó a toda la cuenca. Esta transgresión está representada por lutitas lajadas con fauna de Lamelibranquios. La evolución de la sedimentación es similar al resto de la cuenca; hacia el E cambia a facies de mar abierto, mientras que al O y NO son de mar más somero y tranquilo. La potencia varía entre 50-80 m.

2.2.2.2.5 *Acebal-Villanueva-La Choriza* (Hch4^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

— *Acebal* (continental):

Se trata de un tramo muy pequeño, del orden de 40 m., que se encuentra bien representado en áreas al E de la Hoja, pero que aquí existen dudas en cuanto a su identificación adecuada.

— *Villanueva* (marino):

El tramo es pequeño (menos de 50 m. de potencia), pero tiene una continuidad bastante grande. Debe representar una transgresión rápida e importante, conteniendo depósitos de mar abierto con fauna de Braquiópodos, Crinoides, Lamelibranquios y Gasterópodos. Al norte de la Espina existe un nivel que tiene restos descalcificados de Fusulínidos, siendo el único sitio de la cuenca donde se ha comprobado la presencia de estos foraminíferos.

En la zona más al N el tramo es enteramente continental formando series con Acebal y La Choriza.

— *La Choriza* (continental):

También llamado «Del Caolín» y «Paquete de Aviñante». La identificación dentro de los límites de la Hoja ofrece alguna duda, ya que escasean los afloramientos, aparte de que los continuos repliegues y fallas dificultan la observación. También subsiste alguna duda acerca de la correlación de este tramo cuando se sitúa al N del anticlinal del Sextil, aparentemente sin ninguna intercalación marina, y el conjunto de los tramos Acebal-Villanueva que se sigue hasta la terminación periclinal de dicho anticlinal. Cabe pensar, desde luego, que esta correlación sea exacta, pero falta el conocimiento detallado del tramo de La Choriza en la banda situada al N del Sextil, donde podría haber una intercalación marina que actualmente no aflora. También cabe suponer una posible falla sinsedimentaria como mecanismo para que se termine bruscamente el tramo marino de Villanueva.

Este tramo lleva capas de carbón en toda el área aflorante. La potencia se estima en 140-207 m.

2.2.2.2.6 *Los Corrales* (Ha2^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Se trata de un tramo marino/continental que presenta alternancias de lutitas y areniscas con algún nivel de carbón. Solamente en Los Corrales de Villacorta se ha encontrado algún Braquiópodo. El corte estratigráfico más significativo es el obtenido por el sondeo situado a 3 km. al ENE de Valderrueda. También aflora ampliamente en la zona norte del anticlinal del Sextil, donde forma el techo del tramo de La Choriza. La potencia es del orden de 80 m.

2.2.2.2.7 *Tramo de la Espina* (continental) (Hch5^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Este tramo muestra un gran predominio continental, aunque existen intercalaciones marinas de poco espesor. La más grande de ellas se ha visto en la banda de afloramientos de orientación N-S situada al N del Sextil. Hacia el S, y dentro de la misma banda, parece disminuir la potencia del intervalo marino, pues ya en la Espina la intercalación marina superior está dividida en dos intervalos de sólo 4 y 2 m., mientras que la inferior es del orden de 7 a 11 m.

El tramo de La Espina está caracterizado sobre todo por la presencia de gonfolitas de cierta continuidad. La potencia total se cifra alrededor de 250 m.

2.2.2.2.8 *Morgovejo (marino)* (Ha3^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Es un tramo muy constante que se sigue a lo largo de toda la zona. Suele tener una potencia de 50 a 80 m., presentándose como un tramo lutítico con ritmos de colmatación, terminado a veces en un suelo de vegetación y a veces en carbón. Lleva faunas de Gasterópodos y Lamelibranquios, indicando un ambiente de mar somero.

2.2.2.2.9 *Villalmonite (continental)* (Hch6^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Se presenta con una potencia que varía entre 300 y 415 m. y está caracterizado sobre todo por la presencia de gonfolitas. En la zona de Otero se aprecian tres niveles conglomeráticos, mientras que en La Sota de Valdeerrueda, el número y espesor de estos niveles disminuye a la vez que se observan dos niveles marinos. Como es habitual, aumentan los niveles marinos hacia el E, a la vez que disminuyen los conglomeráticos.

El tramo de Villalmonite se ha estudiado a lo largo del camino que sube al collado de La Pelona. Ahí se observan dos niveles marinos, así como un nivel de gonfolitas que se encuentra justo debajo del tramo marino de Otero.

2.2.2.2.10 *El Otero (marino)* (Ha4^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Representa una transgresión rápida y muestra un contacto brusco con la parte superior del tramo anterior. La rapidez de esta transgresión se deduce así mismo de la presencia de un nivel ligeramente calcáreo a sólo unos metros de este contacto. La presencia de niveles calcáreos es característica del tramo, que ha servido como nivel guía en toda la zona. Hacia el techo, el paso hacia el continental de Prado es gradual. La fauna encontrada confirma la presencia de mar abierto, conteniendo gran cantidad de Braquiópodos además de Coralarios y Trilobites junto a Lamelibranquios y Gasterópodos. La potencia es variable, oscilando entre 11 y 140 m.

2.2.2.2.11 *Prado (continental)* (Hch7^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Ha sido investigado detenidamente en el área sinclinal de Taranilla. Se ha comprobado que tiene una proporción elevada de areniscas del tipo paleocauce, que corresponden a una sedimentación fluvial rápida en una zona costera, donde los cauces cambiaban de sitio con bastante frecuencia. Esto se traduce en la poca continuidad lateral de los sedimentos. La potencia es importante, variando entre 330 y 410 m.

2.2.2.2.12 *Taranilla (marino)* (Ha5^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Es muy potente (345 m.); se presenta por lo general lutítico con algún intervalo de arenisca. La facies marina se confirma por la presencia de Lamelibranquios, Crinoideos y Braquiópodos en la parte superior. También se observan señales de corriente y calcos de carga en la base de las areniscas, resultando probable que éstas fueran depositadas por corrientes de turbidez.

2.2.2.2.13 *Santo Domingo (continental)* (Hch8^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Este intervalo continental aflora en la zona de charnela del sinclinal de Taranilla; al techo presenta las características de un complejo de paleocauces. Gran parte de los afloramientos han desaparecido por las explotaciones a cielo abierto de las capas de carbón que contiene. La potencia es de 44 m.

2.2.2.2.14 *Llamillas (marino)* (Ha6^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Al techo de la capa de carbón que cierra el tramo de Santo Domingo, se encuentra un nivel marino con fauna de Lamelibranquios; a su vez contiene un pequeño intervalo continental. La potencia es de 45 m.

2.2.2.2.15 *Cea (continental)* (Hch9^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

Es el más alto de la serie estudiada. Aflora sólo en el núcleo del sinclinal de Taranilla, en el cruce de éste con el río Cea. Ofrece aquí muy poca potencia, desconociéndose el techo.

2.2.2.3 **Flora y fauna de la cuenca**

En el estudio realizado por el Departamento de Combustibles Fósiles para la investigación de esta cuenca se clasificaron varios miles de muestras paleontológicas. No tiene objeto en la presente Memoria hacer una relación exhaustiva de las numerosas especies encontradas; sin embargo, en la documentación complementaria de la Hoja se dispone de un informe completo sobre el tema.

— *Flora:*

En total se han clasificado más de 50 especies, de las cuales 10 ó 20 resultan frecuentes y comunes a todos los tramos estratigráficos reconocidos. Es evidente que el tiempo transcurrido en la deposición de la serie ha sido relativamente corto, por ello hay especies que han resultado más

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

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

— *Fauna de agua dulce:*

Siempre han sido Lamelibranquios de agua dulce del género *Anthraconaia* las que se han encontrado en los estratos continentales.

— *Faunas marinas:*

No se ha podido apreciar ninguna diferencia en la asociación de las especies en cuanto a su distribución estratigráfica a lo largo de la secuencia, por lo que no han ayudado nada en la diferenciación de los estratos de distinta edad geológica. Sin embargo, se ha mostrado enormemente útil en cuanto a la diferenciación de la asociación de elementos faunísticos de mar abierto.

2.2.3 CUENCA DE SABERO

Los materiales de esta cuenca se presentan claramente discordantes sobre el Paleozoico anterior. Forman secuencias posteriores a la Orogenia Hercínica, que a su vez han sido plegados por posteriores fases tectónicas.

Se trata de una cuenca sedimentaria reducida, ligada probablemente a la zona de fractura de la falla de Sabero-Gordón y sus satélites, en la cual se depositaron numerosas capas de carbón que son objeto actualmente de explotaciones mineras. En esta Hoja, aunque sólo está representada la parte más meridional de dicha cuenca, afloran casi todas las formaciones definidas en ella.

Desde muy antiguo existen numerosos trabajos: EZQUERRA (1844), PRADO (1850), MALLADA (1898, 1903). Más recientemente fue estudiada por HENKES (1961), WAGNER (1965), HELMIG (1965), READING (1970) y otros. Los estudios más recientes y definitivos han sido realizados por KNIGHT (1971, 1974, 1975), que aún continúa los trabajos, habiendo colaborado a la realización de la presente Hoja.

Este autor ha establecido la serie, de potencia superior a los 2.500 m., separando ocho términos que poseen aspectos litoestratigráficos propios; de techo a muro son los siguientes:

- Capas de la Perla.
- Capas de la Unica.
- Capas de Herrera.
- Formación Quemadas.
- Formación Sucesiva.
- Formación Gonzalo.
- Formación Raposa.
- Capas de Alejico.

En la Hoja no están representadas las Capas de la Perla ni las Capas de la Unica.

En la cuenca aparecen rocas ígneas, casi siempre en las formaciones más bajas, estando afectadas por el plegamiento. La composición en los diferentes afloramientos varía, pero en general es básica. Esto puede deberse a efectos de asimilación de la roca encajante, especialmente cuando son capas de carbón. Originariamente pudieran ser basaltos olivínicos. No se han cartografiado porque los afloramientos son muy reducidos para esta escala.

2.2.3.1 Capas de Alejico (H^{B2-B}₃₂₋₃₃)

Son los primeros estratos de la cuenca, depositándose discordantes tanto sobre el Paleozoico más antiguo como sobre los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera. Se presentan formando un sinclinal donde los estratos más antiguos están más plegados que los modernos, lo que sugiere una deformación sinsedimentaria. El techo es concordante con la formación superior (Raposa). La potencia máxima que alcanza es del orden de 300 m.

Se inicia la serie con un conglomerado basal, constituido por cantos subangulares, heterogénico con una matriz grosera rica en granos de cuarzo. Presenta frecuentes cambios laterales. En la parte superior la secuencia es predominantemente arenosa y tiene capas de carbón de poca extensión lateral que localmente se han explotado.

El tipo de depósito está controlado por el paleorrelieve colindante, los

conglomerados son depósitos fluviales de fuerte pendiente. Cuando las condiciones se hacen más estables, en un área de llanura de inundación fluvial, es cuando se produjeron condiciones para la formación de turberas.

La subsidencia general y las pulsaciones representadas por avenidas de conglomerados, están probablemente controladas por fallas. La cuenca tiene una expansión hacia el SE, con un eje máximo de subsidencia NE-SO. El borde NO permanece fijo durante toda la secuencia, teniendo gran influencia en la sedimentación.

2.2.3.2 Formación Raposa (Ha^{B3}₃₂)

Los afloramientos más completos están en la zona septentrional de la cuenca (fuera de los límites de la Hoja), donde se ha establecido el corte tipo. La base de la secuencia está definida por un contacto discordante cuando está sobre el Paleozoico antiguo o por conglomerados polimícticos cuando está sobre las capas de Alejico. A continuación y de muro a techo aparecen los siguientes materiales:

- Episodio marino de lutitas arenosas con Lamelibranquios, *Curvirrurnia*, *Myalina* y *Anthraconaia*.
- Intervalo arenoso con paleocanales.
- Alternancia de areniscas y lutitas limosas con suelo vegetal, que suelen predominar hacia el techo.
- Episodio arenoso con alguna capa de carbón, que representan sedimentos fluviales de llanura de inundación.

En la secuencia se observa una expansión de la cuenca hacia el O y una mayor subsidencia en el NE. Hay cambios litológicos y de potencia entre las zonas N y S, lo que hace suponer una falla sinsedimentaria de dirección E-O. Los sedimentos tenían el área madre situada al O y al S.

2.2.3.3 Formación Gonzalo (Hp^{B3}₃₂)

Viene marcada por un cambio brusco de litología. En el corte tipo se presenta de muro a techo:

- Lutitas deleznales de color gris azulado, con niveles de Ostrácodos y Lamelibranquios. Se ha determinado *Leaia baentschiana* (BEYRICH).
- Alternancia de lutitas y areniscas. Gradualmente pasan a predominar las areniscas de grano medio con laminaciones cruzadas, ripples, estratificación cruzada y estructuras de muro que dan una dirección de corrientes N-S.
- Nivel lacustre de lutitas limosas con *Anthraconaia*.

- Secuencia arenosa, que sirve de base a la capa de carbón «Sucesiva», con suelos de vegetación.

La potencia es de 100-140 m. Se desprende de la serie que la cuenca, durante este período, sufre una subsidencia general que da lugar a la secuencia lacustre, a la que sigue una colmatación, que permite al final el crecimiento autóctono de plantas. La subsidencia es mayor en el NE, mientras que la fuente de sedimentos sigue en el S y O.

2.2.3.4 Formación Sucesiva (H₃₂^{B3})

Denominada «paquete Norte» por HENKES (1961). Tiene dos capas de carbón, la Sucesiva al muro y la Estrecha al techo, que han sido explotadas. Entre ellas la serie se desarrolla de la siguiente manera:

- Alternancia de lutitas con *Leaia* y *Anthraconaia*; hay areniscas de grano medio con ripples, laminaciones y estructuras sedimentarias de muro que indican direcciones N-S. Contienen carboneros y plantas autóctonas y al techo una capa de carbón con cineritas.
- Secuencias rítmicas que comienzan con una alternancia de lutitas y areniscas, con engrosamiento hacia el techo, donde aparecen carboneros.
- Nivel de lutitas limosas.
- Arenisca con suelo de calamites en posición de crecimiento.
- Areniscas en secuencias decrecientes y estratificaciones cruzadas.

La potencia es variable. La mitad inferior tiene características de sedimentos lacustres, mientras que en la mitad superior existen diferencias según se encuentre en la parte N de la cuenca o en la S. En la parte S se instala una llanura de inundación fluvial con formación de turberas.

2.2.3.5 Formación Quemadas

Aflora en la parte N de la cuenca y tiene una potencia de unos 300 m. De muro a techo:

- Tramo basal de lutitas azules con restos de plantas y abundantes *Spirorbis*. Presenta engrosamiento hacia el techo. Ripples y fauna de Lamelibranquios.
- 75 m. de alternancia de areniscas y lutitas azules a veces con Lamelibranquios.
- Continúan ciclos similares con engrosamiento hacia el techo. Hay laminaciones cruzadas y siumping en las partes superiores.

- 20 m. de arenisca de grano medio con laminaciones cruzadas. El techo se fija en unos niveles de limolitas y argilolitas negras con *Anthraconauta*.

La sedimentación muestra que hay un cambio brusco, con incremento de la subsidencia y una amplia inundación. Las primeras areniscas se depositan en medio lacustre, poca profundidad y corrientes a veces de turbidez, lo que corresponde a una cuenca agitada. Continúan depósitos en medio más tranquilo con un intervalo de agitación, que podría corresponder a la última pulsación de subsidencia. La secuencia finaliza con un engrosamiento general, lo que supondría una colmatación de la cuenca. Las marcas de corriente siguen indicando la fuente de sedimentos en el S, existiendo una subsidencia hacia el E.

2.2.3.6 Capas de la Herrera (H₃₃^{B1})

Entre esta secuencia y la Formación Sucesiva está la Formación Quemadas, que como se apuntaba anteriormente no aparece en superficie; no obstante, se ha reconocido en otros sitios de la cuenca en la que se presenta en general como una secuencia lacustre con turbiditas que tienen su origen en avenidas fluviales y presenta al techo una etapa de colmatación con pruebas de ser una zona emergida.

La unidad Capas de Herrera contiene el conjunto de capas de carbón más importantes. Ocupa el valle existente al O de Sotillos. Forma en general un núcleo sinclinal limitado por fallas.

La serie empieza con:

- Areniscas y lutitas limosas con *Anthraconaia* y *Leala*.
- Zona de capas de carbón que alternan con limolitas y areniscas.
- Serie de ciclos que comienzan con materiales finos y suelos de vegetación y continúa con estructuras sedimentarias de muro y laminaciones.
- Capa de carbón que presenta en el muro un nivel de lutitas limosas con *Anthraconaia pruvosti* (TCHERNYCHEV).
- Alternancia de lutitas y capas de carbón (conocidas en minería con el nombre de «paquete Central»).

La potencia es superior a 300 m. El medio de sedimentación es una llanura de inundación fluvial en la que se forma carbón, con periódicas inundaciones locales que dan lugar a depósitos lacustres. Los ciclos pueden representar pulsaciones de subsidencia que dan lugar a que a períodos estables con formación de carbón, sigan períodos de inundación que colmatan la cuenca. Al final hay una etapa más tranquila, originándose carbón en áreas pantanosas entre los cauces principales de los ríos.

2.2.3.7 Generalidades sobre la sedimentación y edad de la Cuenca de Sabero

Los materiales más antiguos se pueden considerar una molasa, depositándose en un área muy localizada con un eje de subsidencia NE-SO, entre bordes probablemente fallados que dan lugar a una deformación sinsedimentaria.

La sedimentación subsecuente muestra un ensanchamiento progresivo de la cuenca, sin perder su carácter restringido, permaneciendo los límites S y O como principales áreas fuente de sedimentos. En toda la secuencia hay una subsidencia bastante continua. Las ligeras pulsaciones son las que proporcionan los límites entre las distintas unidades litoestratigráficas. Hacia la mitad superior los cambios litológicos se deben más a cambios normales en la sedimentación de una llanura de inundación fluvial, controlados por emigraciones del curso de los ríos y a fluctuaciones del caudal.

En la parte más baja, tanto los sedimentos como la composición de la flora, indican condiciones intramontañosas del tipo de cuencas límnicas. Sin embargo, en la formación Raposa hay una inclusión marina, lo que demuestra su situación costera; lo mismo sucede con respecto a la flora de las partes más altas de la secuencia, ya que ésta se considera más próxima a condiciones parállicas que a límnicas. Todo esto no hace sino justificar el término de cuenca parállico-límnicca dado por JONGMANS (1952).

Existe poca variación en cuanto a las asociaciones de flora fósil, ya que la serie debió depositarse en un corto período de tiempo. La datación se ha establecido por comparación entre las especies encontradas y las ya conocidas en áreas próximas del NO de la Península y en el centro de Francia.

Según KNIGHT (197) las floras más antiguas son a la vez más modernas que las del estratotipo del Estefaniense A establecido en Barruelo, lo que sugiere que la edad de la base de la secuencia es Estefaniense A Medio. La mitad inferior presenta una flora del Estefaniense A con: *Neuropteris gallica* (Zeiller), *Odontopteris brardi* (Brongniart), *Odontopteris genuina*, *Reticulopteris germani* (Giebel), *Sphenopteris matheti* (Zeiller) *Pecopteris mendelezi* (Wagner), *Lobatopteris lamuriana* (Heer), *Pecopteris arborescens* (Jon Schoctein), *Alethopteris barruelensis* (Wagner), *Alethopteris grandinioides* y *Pecopteris paleacea* (Zeiller). La formación Sucesiva es Estefaniense A, pudiendo continuar hasta la base de la Formación Herrera. El resto muestra una flora del Estefaniense B inferior. La flora más joven de la secuencia de Sabero (Capas de la Perla) muestra que el techo pudiera llegar hasta el Estefaniense B Medio con *Neuropteris* cf. *praedentata* (Gothan), *Alethopteris leonensis* (Wagner), *Odontopteris genuina* (Grand Fury), *Sphenopteris leptophilla* (Bumby), *S. rotundiloba*, *S. matheti*, *Pecopteris densifolia*, *Lobatopteris corsini*.

2.2.4 RELACION ENTRE LAS CUENCAS CARBONIFERAS DE PRADO-GUARDO-CERVERA Y DE SABERO

En trabajos más antiguos, varios autores (HELMIG, 1965), consideraban que la base de la cuenca de Sabero (Capas de Alejico) pertenecía a la parte más alta de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera. Es en estas capas, que son el único nexo existente entre las dos cuencas, donde se centran los estudios de diversos autores. En la cartografía se señala un afloramiento que presenta una asociación de flora de edad Estefaniense A, con faunas similares a las de la cuenca de Sabero y muy diferentes a las encontradas en los conglomerados de Ocejo de la Peña (cerca del límite N) considerados de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera. El contacto entre estas dos secuencias, dado que la zona está afectada por movimientos más modernos de la falla de Sabero-Gordón y que existen dificultades derivadas de la falta de afloramientos, hace que no se pueda trazar con precisión, esperando que trabajos posteriores de más detalle pudieran indicar una traza más concreta.

Un carácter diferencial de tipo general que se observa entre las dos cuencas, es que en Prado-Guardo-Cervera las influencias marinas son más importantes y sólo está representada en la parte más oriental de la Zona Cantábrica, lo que podría suponer el último estadio de deformación general que progresaba hacia el Este.

KNIGHT (1974) expone varios puntos convincentes para establecer diferencias entre las dos cuencas:

A) La flora de las Capas de Alejico es de edad Estefaniense A, no existiendo diferencias con la encontrada en formaciones superiores, aunque sí con la flora de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera.

B) El eje de subsidencia de las Capas de Alejico coincide con el de la secuencia superior.

C) El techo de las Capas de Alejico es concordante con la base de la formación superior.

D) El modelo de sedimentación de las capas citadas, muestra un depósito postorogénico, de tipo molasa, que podría indicar una fase tectónica entre las dos cuencas.

Según la nomenclatura de WAGNER (1965), en la base de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, se daría la fase de plegamiento Leónica y al techo de esta secuencia postleónica tendría lugar la fase de plegamiento Astúrica. La sedimentación postastúrica, que comienza en la cuenca de Sabero, se extiende hacia el O y origina las cuencas de Ciñera-Matallana, La Magdalena, Villablino, etc., con fibras similares de edad Estefaniense A-B y condiciones parálico-límnicas.

Esta definición de las fases es un tema que actualmente está en discusión, como se expondrá en el apartado de Tectónica.

2.3 CRETACICO

Se presenta a lo largo de una banda que bordea por el Sur al macizo paleozoico. La sucesión se inicia con el depósito discordante de materiales continentales transgresivos sobre el zócalo, a continuación y concordantes vienen sedimentos que marcan la transgresión marina con facies costeras y clara influencia continental, continúa con tramos carbonatados que indican la culminación de la etapa marina y paulatinamente hacia el techo van pasando a sedimentos de facies Garumniense, que suponen el fin de la regresión y el paso Cretácico-Terciario.

En la Hoja de Cistierna no se han encontrado estos materiales, pues los sedimentos terciarios discordantes cubren en buena parte los términos más altos del Cretácico.

Correspondientes con las etapas descritas, se han cartografiado los siguientes tramos:

- Inferior detrítico.
- De transición o intermedio.
- Superior carbonatado.

El estudio del Cretácico al S de la Cordillera Cantábrica ha sido abordado por diversos autores, citaremos: CIRY (1936, 1939), ALMELA (1949), PASTOR GÓMEZ (1963), AMERON (1965), EVERS (1967), CARBALLEIRA (1969), DE JONG (1971), JONKER (1972), MENDEZ y GALAN (1976).

2.3.1 TRAMO INFERIOR DETRITICO (C₁₆₋₂₂)

Fue denominado «Formación Voznuevo» por EVERS (1967), nombre que ha sido respetado en trabajos posteriores.

Lo forman materiales detríticos poco o nada consolidados, destacando en el campo por sus tonos peculiares. Muestran un amplio espectro de tamaño de grano, aunque los componentes mayores de 6 cm. son muy raros. La serie comienza con los sedimentos más gruesos: conglomerados y microconglomerados de cantos cuarcíticos, de subredondeados a angulares; la matriz es arenoso-caolinífera. Paulatinamente va disminuyendo el tamaño para dar paso a las arenas, que es el material dominante, de tonos que varían entre el blanco, amarillento y rojizo. El cuarzo, que forma casi la totalidad de los granos, es de subangulosos a subredondeados; los feldespatos son mucho menos abundantes; la caolinita varía de 7 a 11 por 100 y como minerales accesorios aparecen turmalina, circón, rutilo, estauroilita y opacos. Abundan las pasadas arcillosas y son frecuentes los paleocanales y estratificaciones cruzadas.

Las arcillas presentan un colorido bastante variable, predominando el gris y rojo. Tienen alto contenido en fracciones gruesas, lechos arenosos y localmente lignitos, aunque por lo general en los lechos negros y en algunos fragmentos de madera que se presentan piritizados, no se ha llegado a producir en ellos procesos de carbonificación (JONKER, 1972).

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

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

La posición estratigráfica y los estudios palinológicos realizados por AMERON (1965), demuestran que están situados entre la parte superior del Cretácico Inferior y la parte inferior del Cretácico Superior, siendo en conjunto más modernos hacia el O. Son claramente un depósito diacrónico a lo largo del borde S de la Cordillera Cantábrica y comparándolos con otros situados al N, E y centro de la Península pueden correlacionarse con los que se conocen comúnmente bajo la denominación de «Utrillas».

La potencia es difícil de precisar, ya que por sus características no existe algún afloramiento que lo permita. Esta se incrementa hacia el O, pudiéndose dar cifras aproximadas de 350 m.

2.3.2 TRAMO DE TRANSICION (C₂₃₋₂₄)

A los materiales continentales anteriores, se les superpone una sucesión que marca el depósito de los primeros sedimentos marinos transgresivos. Está formado por: margas arenosas, arcillas y limos de tonos grises a amarillentos, con niveles de arena muy fina, areniscas calcáreas con glauconita y calizas arenosas a veces ricas en Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos y Foraminíferos, que se presentan en bancos, fácilmente detectables en el campo, pero que se acufian con bastante rapidez.

Esta formación, aquí en la Hoja de Cistierna, no tiene un desarrollo importante, al contrario de lo que sucede en zonas situadas más al E, donde se ha podido levantar una columna bastante completa. Aquí sólo se ha podido constatar su presencia en determinados sitios; además las condiciones de afloramiento que presenta el tramo son muy malas. A pesar de esto se ha cartografiado, ya que sus características y distribución regional así lo requiere.

La edad (Turonense-Santonense) se ha fijado principalmente por su posición, ya que el techo tiene niveles concordantes que pertenecen al Santonense, y dataciones efectuadas más al E han dado edades que comprenden el Turonense y el Campanense. Ante la falta de criterios que pudieran ser más concretos, se ha preferido poner una edad lo más amplia posible. La potencia calculada oscila alrededor de 80 m.

2.3.3 TRAMO SUPERIOR CARBONATADO (C₂₄₋₂₅)

Concordante con los materiales anteriores, aparece un tramo carbonatado constituido principalmente por calizas y, en menor proporción, margas. Las calizas son generalmente fosilíferas, de tonos claros, beige o amarillentos, recristalizadas, a veces parcialmente dolomitizadas y en la parte superior suelen ser oolíticas. Los fósiles son principalmente Lamelibranquios, Gasterópodos, Equínidos, Briozoos, Ostrácodos, Foraminíferos y Algas.

El paso del tramo anterior a éste no es brusco, sino que viene dado por la aparición hacia el techo de niveles más carbonatados a la vez que van disminuyendo los terrígenos. En la base de éstos es donde se ha marcado el contacto. Al techo del tramo aparecen paulatinamente claras influencias continentales, mientras que el medio marino se va haciendo más restringido.

Al S de la localidad de Cerezal, se ha levantado un corte estratigráfico, pero el contacto superior con las margas verdes del Garumense no está expuesto, pues en esta zona la discordancia terciaria ha eliminado parte de los términos superiores de la Formación. De techo a muro, la serie se presenta de la siguiente manera:

- Discordancia terciaria.
- 25 m. de alternancia de calizas frecuentemente dolomitizadas, margocalizas y margas, bien estratificadas, de tonos blanco-amarillentos. Las calizas suelen contener fauna de Ostrácodos, Gasterópodos y Miliólidos.
- 135 m. serie formada casi exclusivamente por calizas. Son biomicritas recristalizadas e intrabiosparitas. En general están bien estratificadas, aunque existen zonas de aspecto masivo. Suelen ser ricas en macro y microfauna, compuesta principalmente por: Rudistas, Lameli-

branquios, Equínidos, Ostrácodos, Espongiarios y Foraminíferos (*Lacazina elongata*).

— 15 m. de alternancia de margas, calizas detríticas y limos, que pasan gradualmente al tramo inferior.

La potencia máxima medida es de 175 m., pero en otros cortes realizados en la zona (aunque fuera de los límites de la Hoja) oscila en los 300 m.

La edad, deducida de los estudios paleontológicos, es de Santiense-Campaniense.

2.4 Terciario

2.4.1 Complejo de Vegaquemada (T_c^A)

Está representado en esta Hoja en afloramientos discontinuos, aislados entre sí por abanicos posteriores. Con los sedimentos cretácicos les separa una ligera discordancia angular, poco apreciable al S de Cerezal, pero más patente al O, donde desde Yugueros a Valmartino hacia Cistierna los materiales de este complejo se apoyan sucesivamente sobre niveles cretácicos cada vez más inferiores, llegando incluso a hacerlo sobre las facies Utrillas.

Al comparar los caracteres que en esta Hoja posee este complejo respecto a las adyacentes de Vegas del Condado y Guardo, hay que destacar que el espesor total también parece ser menor, llegando como en Cistierna a tener unas pocas decenas de metros. Otro aspecto interesante es la ausencia de este complejo desde Puente Almuhey hacia el E, pues como puede comprobarse en la cartografía, tanto en las proximidades de esta localidad como al S de La Espina, directamente sobre el Cretácico se sitúan los conglomerados calcáreos del complejo de Candanedo.

Las litologías presentes son paraconglomerados, areniscas, limolitas y arcillas, organizadas entre sí en secuencias granodecrecientes superpuestas.

Los paraconglomerados son poligénicos, dominando los clastos carbonatados (cretácicos, principalmente) sobre los silíceos; ambos varían de subredondeados a subangulosos, con heterometría alta. La matriz entre los mismos es areniscosa y microconglomerática y el cemento carbonatado. Están en forma de lentejones, siempre con base fuertemente erosiva, con espesores de hasta 7 m., y en ocasiones notable extensión lateral. Muestran, además, frecuentes cicatrices erosivas y estratificación cruzada en surco de mediana escala.

Las areniscas son principalmente litarenitas y litarenitas feldespáticas con cemento carbonatado y pobre a muy pobremente clasificadas. Pueden constituir lentejones dentro de los conglomerados, con estratificación cruzada en surco, o niveles de reducido espesor en el techo de los mismos, en ocasiones con laminación paralela (figs. 4 y 5).

El término limoso, arenoso o arcilloso superior posee por lo general espesores mayores que los anteriores. Su color es rojizo o moteado verde o gris, originado por bioturbación.

Representa este complejo un ambiente aluvial de canales braided instalado erosivamente sobre niveles cretácicos diferentes, que constituyen la fuente principal de materiales. Lateralmente, este ambiente estuvo ligado a abanicos aluviales, algunos de cuyos depósitos conglomeráticos más proximales se observan sobre el Cretácico en los alrededores de Puente Almuhey y La Espina.

También el tránsito hacia zonas proximales se observa verticalmente en las series, ya que progresivamente aumenta el espesor y frecuencia de las barras y canales conglomeráticos frente a los términos finos de inundación y desbordamiento, pasando las secuencias a ser más incompletas con sólo presencia final del término conglomerático (Complejo de Candanedo).

2.4.2 COMPLEJO DE CANDANEDO (T_{cg}^{A-B}) c11

Sus afloramientos se disponen en varios puntos dispersos en el mismo borde norte de la cuenca terciaria e inmediatamente al sur de los relieves cretácicos y paleozoicos. De O a E aparecen en los siguientes lugares de la Hoja: alrededores de Yugueros, talud de la vía del ferrocarril en Cistierna, entre Cerezal y Puente Almuhey, un poco al S de La Espina.

Constan casi exclusivamente de orto y paraconglomerados carbonatados o poligénicos (según su localización en la Hoja), con algunas capas o lenticiones areniscosos esporádicos de tonos rosados o anaranjados; localmente aparecen algunos niveles lenticulares de microconglomerados de cantos cuarzosos. La matriz entre clastos es areniscosa y microconglomerática; existe siempre cemento carbonatado en proporción variable que depende directamente de la cantidad de elementos detríticos de dicha suposición.

El conjunto constituye una superposición de coladas con disposición vertical o incluso invertida, predominando esta última. Son comunes aquí las superficies erosivas y los canales limitando las distintas coladas.

Por lo común, suele apoyarse discordantemente o en contacto mecánico, según los casos, sobre el Complejo de Vegaquemada o bien directamente sobre las facies tanto silíceas como carbonatadas del Cretácico. A su vez, este conjunto, sólo aflora localmente, al estar cubierto en la mayor parte de la Hoja por los depósitos de los abanicos de Quintana de la Peña, Puente Almuhey, Modino y Cegoñal; por esta razón, es muy difícil de calcular su espesor, que alcanza como mínimo los 70 m. a juzgar por las medidas efectuadas en sus afloramientos, sin embargo, el valor real debe de ser aún mayor.

Litológicamente, los conglomerados constan de clastos (cantos y bloques) de composición variable, tanto en sentido vertical como horizontal.

mente, dentro del complejo. Así, por ejemplo, medidas en los afloramientos de la vía del ferrocarril en Cistierna, arrojan los porcentajes litológicos siguientes: arenisca + limolita (20 a 21 %), carbonatos cretácicos y paleozoicos (65 a 70 %), conglomerados (1 a 2 %) y cuarzo+cuarcita (8 a 13 %). Estos valores son más o menos similares a los que se observan en los afloramientos de los alrededores de Yugueros, sin embargo, los obtenidos en las áreas más orientales de la Hoja (E de Cerezal, S de La Espina, etc.), denotan allí un gran predominio de los clastos carbonatados cretácicos sobre el resto.

Volviendo a los datos obtenidos en la vía del F.C. de Cistierna, respecto al índice de redondeamiento, se observa que la totalidad de los clastos oscilan entre subangulosos y bien redondeados, con predominio siempre de los subredondeados seguidos de los subangulosos y de los redondeados, los dos últimos en proporciones aproximadamente iguales; por otro lado, los índices varían muy poco de unas litologías a otras. Respecto a los tamaños máximos, se observa un aumento de los mismos de abajo a arriba en la serie, con los valores siguientes: arenisca + limolita (30 a 39 cm.), carbonato (23 a 70 cm.), conglomerado (13 a 31 cm.) y cuarzo + cuarcita (17 a 28 cm.). Respecto a los valores medios, los más altos corresponden a clastos de conglomerado (12 cm.), seguidos de los de areniscas (7 a 10 cm.) y de los de cuarzo + cuarcita (3 a 4 cm.).

En cuanto a las estructuras internas de las coladas conglomeráticas destacan la granoselección positiva, bastante común, la orientación de clastos, la estratificación cruzada en surco a mediana escala, las superficies erosivas y canalizadas y la presencia local de depósitos de tamiz (sieve deposits).

Las pequeñas intercalaciones esporádicas de capas y lentejones de areniscas y areniscas microconglomeráticas consisten en litarenitas (tramos inferiores) y litarenitas feldespáticas (tramos superiores) mal clasificadas con estratificación cruzada en surco y planar en cuña de muy bajo ángulo, ambas a mediana escala (figs. 4 y 5).

Los depósitos descritos corresponden en su totalidad a facies proximales de abanicos aluviales. En algunos puntos, sin embargo, como en la vía del F.C. en Cistierna, los tramos inferiores (con más intercalaciones areniscosas y porcentaje de carbonatos algo inferior), corresponden a zonas algo menos proximales que los anteriores y representan un tránsito gradual entre los Complejos de Vegaquemada y Candanedo.

Los materiales se han depositado a expensas de una red muy densa de cauces trenzados (braided proximales) que se suceden continuamente a sí mismos en vertical. Las facies intermedias y distales de este sistema de abanicos no son nunca visibles dentro de la Hoja al aparecer recubiertas siempre por el resto de sedimentos terciarios superiores.

En las áreas situadas al E de la Hoja (afloramientos del E de Cerezal

y S de La Espina), junto con el tipo de mecanismo de transporte en agua anteriormente indicado, hay que añadir la presencia local de fenómenos esporádicos de caída de clastos angulosos, predominantemente por gravedad, con escaso retoque acuoso, en pendientes fuertes situadas al pie mismo de los relieves cretácicos fuertemente tectonizados y elevados.

Respecto a la procedencia de los clastos de este Complejo, hay que separar igualmente dos grandes áreas dentro de la Hoja: la occidental (afloramientos de Yugueros y de la vía del ferrocarril en Cistierna) y la oriental (afloramientos entre Cerezal y Puente Almuhey y un poco al S de La Espina). En la primera, el área madre es mixta, tanto paleozoica (Devónico y Carbonífero) como mesozoica (Cretácico); entre los clastos reconocibles en la misma, figuran fragmentos de las calizas de Portilla y Santa Lucía, de areniscas y cuarcitas de Nocedo-Ermita, de areniscas ferruginosas devónicas, de calizas carboníferas (Caliza de Montaña), de conglomerados carbonatados (gonfolitas) del Carbonífero, de cantos cuarcíticos heredados de conglomerados también carboníferos, de calizas cretácicas, etc. En la segunda (zona oriental), el área madre es casi exclusivamente cretácica, con un gran predominio de elementos procedentes de los tramos carbonatados de la misma, sobre los provenientes de Utrillas que aporta pequeños cantos cuarzosos, arenas y gravas de grano muy fino.

2.4.3 ABANICOS DE QUINTANA DE LA PEÑA (T_{cgl}^{B-Rc} , T_{all}^{B-Rc}) $c11$ $c11$

Sus afloramientos presentan un desarrollo muy desigual y están situados en el actual límite norte de los sedimentos terciarios de la mitad occidental de la Hoja.

El límite norte de los mismos, mecanizado a veces y discordante otras, está en contacto igualmente, según las zonas, con diversos materiales de distintas edades: carboníferos, cretácicos (calcáreos o detríticos) y terciarios (Complejo de Vegaquemada).

El espesor máximo observado, en la zona inmediatamente al S de Peña Corada, es del orden de los 140 m.; no obstante, no aflora en dicho lugar la base del conjunto, por lo que el valor indicado puede ser aún mayor.

A grandes rasgos, constan de coladas conglomeráticas superpuestas (zonas proximales) que hacia las zonas medias y distales del complejo se van individualizando gradualmente, en general a medida que avanzamos hacia el Sur, en canales tubulares aislados en fangos, que disminuyen paulatinamente en importancia hasta desaparecer. La disposición, litología y significado de estos materiales, es muy similar a la del Complejo de Cuevas, en la Hoja vecina de Guardo.

El mayor desarrollo de estos abanicos dentro de la Hoja, tiene lugar al N del Valle de las Casas, estando allí sus ápices encajados en la falda sur de Peña Corada. Por el contrario, a partir de este punto hacia el O la impor-

tancia, espesor y extensión de los depósitos de este sistema disminuye notablemente.

La diferenciación de las distintas unidades (abanicos) dentro del complejo aluvial, se hace muy difícil aquí, por aparecer éstos superpuestos y soldados entre sí lateralmente en forma de franjas amplias al pie de los relieves paleozoicos y/o mesozoicos.

En cuanto a la disposición vertical y lateral de estos depósitos con respecto a los de otros abanicos del resto de la Hoja, se han obtenido los siguientes datos:

- Disposición localmente discordante sobre las coladas conglomeráticas inferiores del abanico de Modino (entre Yugueros y Cistierna). Sin embargo, en otros puntos de esta misma zona del NO de la Hoja, los depósitos superiores, tanto conglomeráticos como fangosos, de los abanicos de Quintana, se interdigitan lateralmente con los también superiores del complejo de Modino (E de San Pedro de Foncollada, E de Yugueros).
- Presencia local de lentejones aislados conglomeráticos del abanico de Modino, intercalados esporádicamente dentro del sistema de Quintana (E de Sorriba).
- Los sistemas silíceos de Vidanes y de Cegoñal se disponen siempre discordantemente sobre el de Quintana (E y S de Yugueros, SE de Cistierna, S de Cerezal) con la excepción quizá de las coladas más inferiores del primero que pueden ser lateralmente equivalentes en altura (entre Sorriba y Valle de las Casas) aunque muy probablemente más tardías.

Entre las diversas coladas de los abanicos, se observan a menudo pequeñas discordancias de carácter progresivo que en algunos casos llegan a ser muy patentes, mientras que en otros, la disminución en el ángulo de buzamiento, que a veces es de hasta 40° como al S de Yugueros, tiene lugar de una manera más o menos continua y gradual hasta alcanzar inclinaciones muy débiles hacia el S (entre 1° y 5°).

Litológicamente los conglomerados constan de clastos (cantos y bloques) de composición casi exclusivamente carbonatada (carbonatos cretácicos+Caliza de Montaña: 80 a 97 por 100; arenisca+limolita: 0 a 15 por 100; cuarzo+cuarcita: 1 a 5 por 100; conglomerado: 0 a 2 por 100). En los conglomerados con clastos de menor tamaño aumenta algo la proporción de elementos detríticos, en su mayoría heredados de materiales carboníferos (ej. al S de Peña Corada procedentes de los conglomerados de dicha edad). En las zonas proximales, consisten en capas superpuestas de ortoconglomerados en los que alternan coladas con predominio de clastos de caliza de montaña con otras en las que prevalece la caliza cretácica, siendo estas últimas las más comunes. Los tramos superiores de los abanicos situados

al S de Peñacorada son los que habitualmente contienen los mayores porcentajes de clastos gris-oscuros de Caliza de Montaña procedentes de las estratificaciones de dicho macizo.

Los ortoconglomerados tienen abundante cemento carbonatado y matriz predominantemente microconglomerática y areniscosa, predominando esta última en las zonas intermedias del sistema dentro de los canales individualizados en fangos; en escasa proporción existe matriz arenoso-arcillosa.

Los clastos carbonatados oscilan desde muy angulosos a subredondeados, predominando especialmente en las áreas muy proximales las fracciones angulosa y subangulosa. Se observa además una relación directa muy neta entre la proximidad al área madre y la angulosidad y tamaño de los clastos. La dimensión media de los mismos está comprendida entre los 6 y los 8 cm., pero en las zonas más próximas a los ápices se pueden observar bloques angulosos de hasta 145 cm. de diámetro.

El tamaño de los clastos y el espesor y proporción de las capas conglomeráticas decrecen paulatinamente desde las zonas más proximales, hacia las medias y distales, en las que aumenta rápidamente a sus expensas la cantidad de fangos rojizos que eventualmente contienen algunas capas delgadas de arenisca intercaladas.

Los canales conglomeráticos aislados en fangos, a menudo tienen estratificación cruzada a mediana escala, planar y en surco, orientación e imbricación de cantos, base erosiva muy neta (a veces incluso con sobreexcavaciones superpuestas de diferente amplitud) y fenómenos de tamizado de las partículas más finas (arena y limo) que aparecen con frecuencia tapizando las paredes y especialmente el fondo de los canales.

En las zonas más proximales de la franja de abanicos se observa con frecuencia la presencia de cantos y bloques angulosos y heterométricos, con predominio de tamaños grandes y dispuestos de una manera caótica sin organización interna aparente.

Las areniscas, que aparecen en capas delgadas dentro de las áreas intermedias y distales de los abanicos, son litarenitas, a veces glauconíticas, microconglomeráticas y bioclásticas, mal clasificadas y con cemento calcítico abundante; sus tonalidades son predominantemente claras: beiges, rosadas y rojizas (figs. 4 y 5).

Entre los minerales pesados de las fracciones arenosa y limosa, destacan los metamórficos: andalucita, distena y estauroлита, especialmente esta última; es frecuente también la turmalina y escasos el granate, circón y rutilo.

Se ha realizado un total de 73 medidas en ejes de canales conglomeráticos con el objeto de deducir la dirección de las paleocorrientes. De acuerdo con estos datos, se observa una procedencia general de los aportes que oscila entre el NNO y el E, dependiendo de la localización de las medidas:

- Del NNO al NNE, con una variabilidad pequeña y un gran predominio de las medidas entre el N y el NNE (S de Valmartino).
- Del NNO al E con una variabilidad más amplia y un gran predominio de las medidas entre el N y el NE (entre Valmartino y Valle de las Casas).
- Del NNO al NNE (sur de San Pedro de Foncollada).

El conjunto consiste en varias alineaciones de pequeños abanicos aluviales, generalmente de fuerte pendiente, que se solapan entre sí lateralmente (coalescentes) dando lugar a amplias franjas en las que es difícil la separación de las diferentes unidades. Cada una de estas últimas presenta, a su vez, un escaso desarrollo longitudinal ápice-base (del orden de 1,5 a 4 Km.), así como cambios granulométricos y litológicos muy rápidos en dicho sentido.

La alimentación de estos abanicos tiene lugar predominantemente a expensas de litofacias carbonatadas del Cretácico y Carbonífero (Caliza de Montaña), previamente sometidas a una tectonización intensa y topográficamente elevadas a consecuencia de la misma. Sólo localmente, y en muy escasa proporción intervienen como rocas madre, las facies siliciclásticas de ambos períodos (Utrillas y conglomerados del Westfaliense Superior-Estefaniense Inferior, respectivamente).

En las zonas más proximales de la cabecera, la repetición vertical de coladas masivas ortoconglomeráticas con clastos angulosos y mal clasificados, predominando los tamaños grandes, corresponde a depósitos sucesivos de transporte en masa por avalanchas relacionados en parte con fenómenos de caída por gravedad en pendientes fuertes. La abundante cementación carbonatada que presentan, procede en gran parte de la disolución local de los clastos.

Dentro de estas zonas proximales de los abanicos, la separación entre las sucesivas avenidas de materiales queda a veces marcada por capas muy finas y discontinuas de fangos. A medida que nos separamos de las zonas de cabecera, disminuye el tamaño de los clastos que comienzan a organizarse ligeramente en coladas canalizadas superpuestas, con base erosiva, a la vez que se inicia una granoclasificación positiva incipiente (facies de canales trenzados proximales).

El paso siguiente, a medida que nos desplazamos longitudinalmente desde la cabecera hacia la base de los abanicos, consiste en una individualización de los canales en fangos, acompañada de una disminución gradual en la anchura de los mismos, así como de una incisión más profunda (a veces incluso con paredes verticales) en los fangos rojizos que los rodean; en algunos casos, la excavación de los canales tiene lugar en varias etapas sucesivas, produciéndose en este caso secciones superpuestas de amplitud progresivamente mayor (fig. 1).

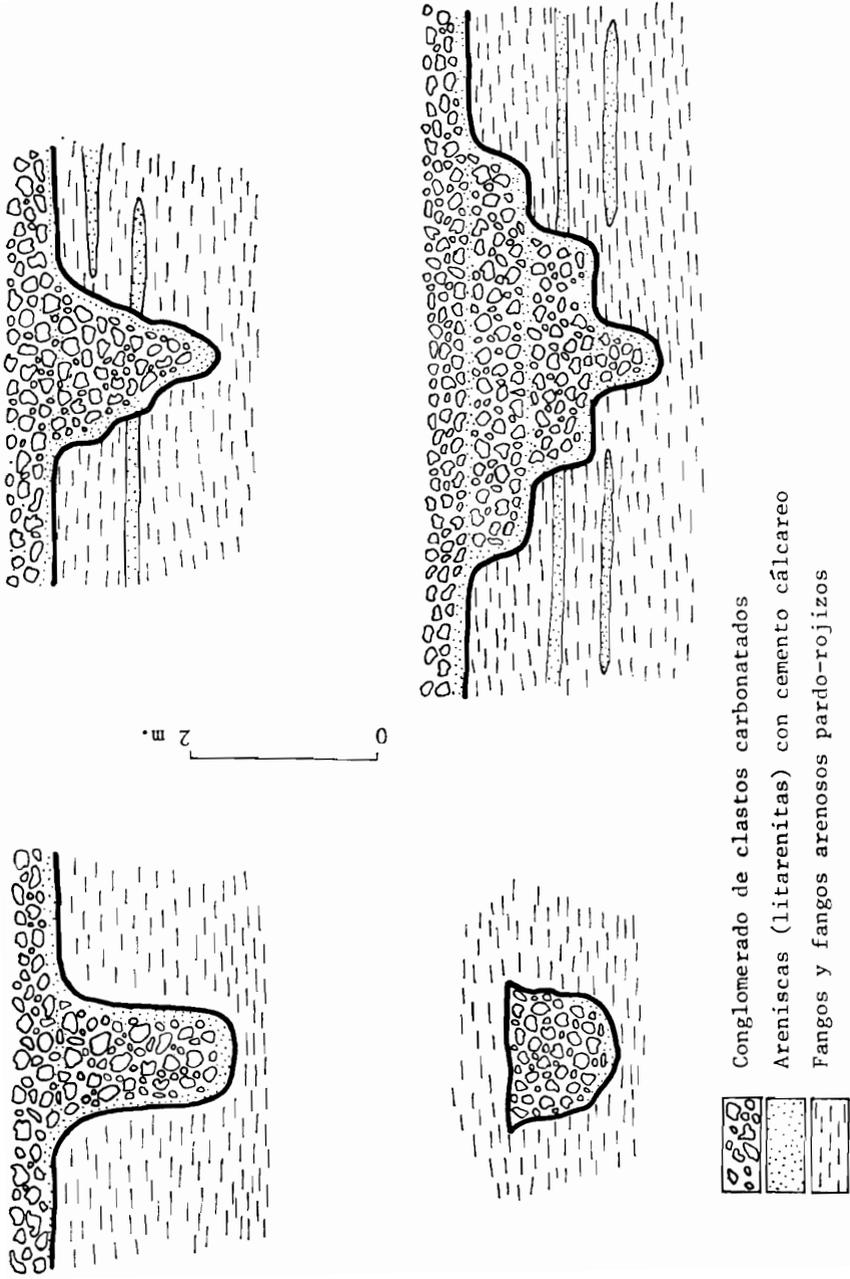


Figura 1.—Secciones más comunes, transversales, de canales en las áreas Intermedias de los abanicos de Quintana de la Peña.

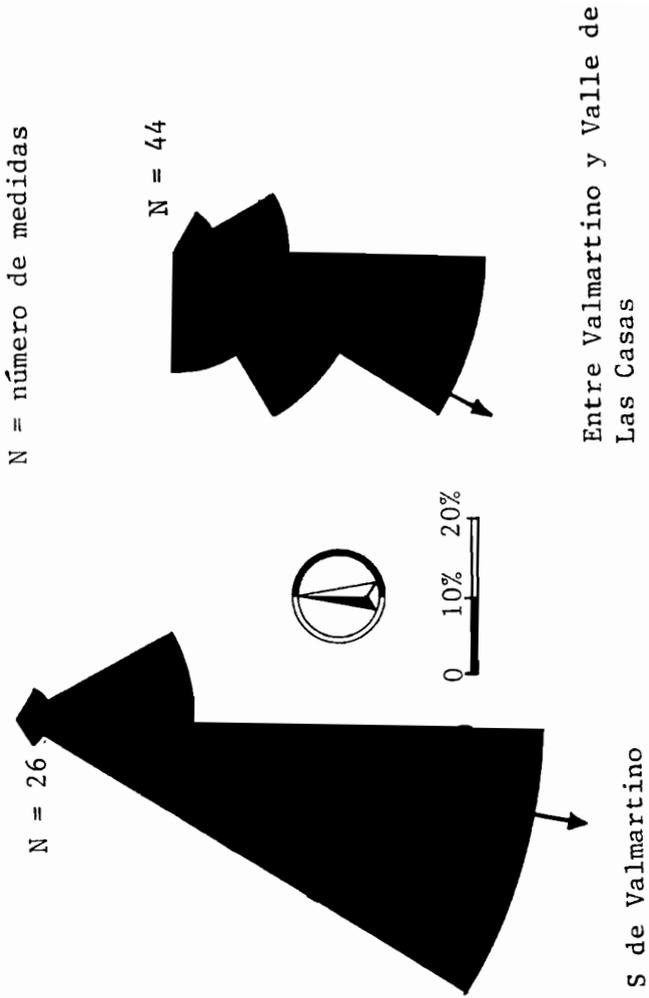


Figura 2.—Esquema de paleocorrientes en los Abanicos de Quintana de la Peña.

Finalmente, los fangos con capas esporádicas de areniscas calcáreas (a veces microconglomeráticas), corresponden a las zonas medias y especialmente a las distales del sistema de abanicos, en donde la corriente ya no es capaz de transportar tamaños mayores.

2.4.4 ABANICO DE MODINO (Tcg2^{B-Bc}_{c11} , Ta-12^{B-Bc}_{c11} , Ta-13^{B-Bc}_{c11})

Sus características son en cierto modo similares a las del abanico de Puente Almuhey; las principales diferencias entre ambos estriban en la composición y procedencia de los clastos y en la posición geográfica de sus cabeceras respectivas (Modino al O y Puente Almuhey al E).

El actual límite norte del abanico de Modino, se sitúa un poco al O de Cistierna, entre esta última localidad y la de Yugueros, cerca del ángulo NO de la Hoja. Sus depósitos, cubiertos en gran parte por otros posteriores terciarios y cuaternarios, se disponen principalmente entre Cistierna y San Pedro de Foncollada, así como a todo lo largo de los escarpes de la margen derecha del río Esla; en menor proporción, se encuentran también en los de la margen meridional derecha del valle del Cea, mezclados allí con los del abanico de Puente Almuhey.

Estratigráficamente, sus depósitos se superponen discordantemente, en las zonas más septentrionales, sobre los de los complejos de Vegaquemada y Candanedo, siendo equivalentes en parte a los de Quintana de la Peña y Puente Almuhey, con los que se interdigitan. Finalmente, son cubiertos a su vez discordantemente por los depósitos de clastos silíceos de los abanicos de Cegoñal y Vidanes, en especial este último. El borde norte (zona de cabecera) se apoya igualmente en discordancia sobre materiales carboníferos del Namuriense (Caliza de Montaña, facies Culm) y cretácicos (tramos detríticos y carbonatados).

En diversos puntos de la Hoja, especialmente en las proximidades o en el mismo valle del Esla, se han medido espesores de hasta 60 m. en el conjunto de coladas superpuestas de este abanico; no obstante, al igual que ocurre con el de Puente Almuhey, el valor real debe de ser aún mayor, al no aflorar en ningún caso el límite inferior del mismo.

El conjunto consta de coladas conglomeráticas superpuestas (zonas proximales) que hacia las intermedias se van individualizando gradualmente, en general a medida que avanzamos hacia el sur, en capas (simples o complejas) de bastante continuidad lateral que alternan con fangos arenosos de tonos rojizos, anaranjados y beige-amarillentos; en las zonas del sur de la Hoja, más alejadas de la cabecera, el predominio corresponde a los fangos, mientras que las capas conglomeráticas disminuyen gradualmente en espesor e importancia, especialmente hacia los tramos superiores del abanico, en los cuales, los intervalos conglomeráticos contienen cada vez menos clastos carbonatados.

Litológicamente, los conglomerados constan de clastos (cantos y bloques) de composición heterogénea (poligénicos) y proporción variable tanto en sentido longitudinal como vertical dentro del abanico. Así, en las coladas inferiores y/o en las más próximas a la cabecera, el porcentaje de clastos carbonatados y conglomeráticos es relativamente alto, mientras que en las más superiores y/o más alejadas del ápice, la cantidad de clastos silíceos es muy superior; los primeros son también abundantes en las zonas de mezcla o de coalescencia con los abanicos de Quintana de la Peña (O de Cistierna, S de Yugueros, E de San Pedro de Foncollada, S de Valmartino, Sorriba, etc.) que aportan gran cantidad de clastos de caliza cretácica y localmente carbonífera (E de Valmartino). Debido a esto, las proporciones de las distintas litologías son muy variables según su localización: arenisca+limolita (7 a 83 por 100), carbonato (3 a 72 por 100), conglomerado poligénico con predominio de cantos carbonatados (1 a 20 por 100), cuarzo+cuarcita (11 a 30 por 100) y pizarra (menos del 1 por 100).

Por otro lado, existen variaciones litológicas muy netas en sentido vertical, como, por ejemplo, las que se observan en el área de Cistierna-Yugueros; aquí, algunas de las coladas conglomeráticas inferiores, como las que aparecen en el afloramiento de la vía del ferrocarril a la altura de Cistierna, contienen escasa cantidad de clastos carbonatados cretácicos y en cambio hay en ellas hasta un 12 por 100 de clastos de conglomerado; por el contrario, tan sólo un poco más al NO (a la altura de Yugueros), las capas superiores contienen un mayor porcentaje de elementos cretácicos y de Caliza de Montaña, disminuyendo a su vez rápidamente el de clastos conglomeráticos.

Generalmente, consisten en ortoconglomerados con cemento carbonatado en proporción variable, ya que está en relación directa con la cantidad de clastos de carbonato; por esta razón, las capas más superiores contienen sólo pequeños porcentajes, a excepción, claro está, de los casos de mezcla con otros abanicos; la matriz suele ser fangoso-arenosa y microconglomerática.

En cuanto al índice de redondeamiento, el mayor valor lo ostentan los clastos de conglomerado (subredondeados a redondeados), seguidos de los de carbonato, arenisca+limolita y cuarzo+cuarcita, los tres con índices similares (subangulosos a redondeados); en las zonas de coalescencia con los abanicos de Quintana de la Peña, el valor total del redondeamiento en los clastos carbonatados disminuye ostensiblemente al ser los elementos cretácicos más angulosos que los paleozoicos. Existe además una relación directa muy neta entre la proximidad al área madre y el tamaño e índice de redondeamiento de los clastos.

Los tamaños máximos corresponden casi siempre a bloques de arenisca (hasta 102 cm. de diámetro mayor) o de conglomerado (hasta 140 cm.); los elementos de caliza cretácica (zonas de coalescencia con Quintana de la

Peña), suelen aportar tamaños máximos superiores a los de las calizas paleozoicas (hasta 95 cm.); los tamaños medios están comprendidos entre los valores siguientes: arenisca+limolita (7 a 24 cm.), carbonato (8 a 24 cm.), cuarzo+cuarcita (2 a 16 cm.) y conglomerado (9 a 20 cm.).

En las áreas situadas en las proximidades de la cabecera (alrededores de Yugueros y de Cistierna), los conglomerados, que constituyen aquí la litología dominante, aparecen en coladas superpuestas, a menudo con grandes bloques y escasa organización interna, presentando los clastos generalmente un índice de clasificación muy bajo; son frecuentes, igualmente aquí, las superficies erosivas y los canales, por lo común de poca amplitud y paredes de fuerte pendiente.

A medida que nos desplazamos hacia el sur, los canales conglomeráticos se hacen más amplios (excepto algunos excavados sobre fangos), a la vez que se interestratifican con barras, comenzando simultáneamente sus clastos a presentar una determinada organización (granoselección normal e inversa, estratificación cruzada en surco, imbricación, orientación de cantos, etc.). De forma gradual, comienzan a intercalarse aquí capas y lentejones areniscosos, en su mayor parte con estratificación cruzada en surco a mediana escala, y localmente laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo; se trata de litarenitas mal clasificadas de tonalidades beige, pardas y pardoamarillentas, a menudo con cemento carbonatado (figs. 4 y 5).

Por último, en las áreas más meridionales de la Hoja, aumenta rápidamente el contenido en fangos y fangos arenosos rojizos y pardos que llegan a ser dominantes sobre el resto de las litologías, a la vez que se enriquecen gradualmente en carbonato.

Respecto a los minerales arcillosos de las fracciones finas, domina ampliamente la illita (por lo común abierta), mientras que la caolinita, de mediana a mal cristalizada, es minoritaria; en muy escasa proporción, aparecen interestratificados irregulares del tipo 10-14 M.

En cuanto a los minerales pesados, los mayores porcentajes corresponden siempre a los opacos y alteritas (extraordinariamente abundantes), seguidos de los ultraestables (turmalina, circón y rutilo); en tercer lugar aparece el granate, y ya en muy escasa proporción lo hacen la estaurólita, moscovita y andalucita (en orden decreciente de importancia).

Los únicos datos de paleocorrientes medidos en ejes de canales dentro de este abanico fueron obtenidos en los afloramientos de la vía del ferrocarril al SE de Yugueros, con procedencia allí de los aportes del NO al NNO, así como en el valle del Cea (zona de mezcla con el abanico de Puente Almuhey) con direcciones del NNO y del NE.

Los depósitos descritos se integran en una facies de abanico aluvial de amplio desarrollo que excede por el Sur el límite de la Hoja. Su ápice se sitúa en la actualidad en el área comprendida entre Cistierna y Yugueros; sin embargo, inicialmente debió situarse más al Norte, como lo demuestra

la litología de los clastos, en parte diferente a la de los depósitos apicales subyacentes. La dimensión longitudinal ápice-base del abanico es superior a los 20 Kms.

La alimentación tiene lugar predominantemente a expensas de los materiales cretácicos y sobre todo devónicos y carboníferos fuertemente tectonizados, que limitan septentrionalmente la zona de cabecera; una parte de estos últimos lo constituyen los fragmentos de gonfolitas cantabrienses (conglomerados predominantemente carbonatados) que llegan a representar en algunos casos hasta el 20 por 100 del total de clastos en determinadas áreas proximales del abanico; entre los clastos carboníferos destacan los de Caliza de Montaña y de arenisca, y en menor grado los procedentes del Culm.

Respecto a la interpretación de las diferentes litologías, de acuerdo con su distribución espacial, es prácticamente idéntica a la que se indica en el abanico de Puente Almuhey, por lo que no se insiste aquí de nuevo sobre ello.

En lo que se refiere a la discordancia con paleorrelieve que separa a este abanico del suprayacente de Vidanes, se observan excelentes ejemplos en el cuadrante noroccidental de la Hoja (camino entre Modino y los corrales de San Pedro, escarpes de la margen derecha del Esla, vía del Ferrocarril al SE de Sorriba, etc.); sus características son idénticas a las de la existente entre los abanicos de Cegoñal y Puente Almuhey, un poco más al E, por lo que su interpretación se incluye igualmente en la de este último.

2.4.5 ABANICO DE PUENTE ALMUHEY (Tcg^{B-Bc}_{c11} , Ta-12^{B-Bc}_{c11} , Ta-13^{B-Bc}_{c11} , Tc^{Bc}_{c11})

Su zona apical está situada al N y E de la localidad de Puente Almuhey, en la parte central-superior de la Hoja. Los afloramientos de este abanico, cubiertos en gran parte por los de otros depósitos terciarios y cuaternarios posteriores, se disponen casi exclusivamente a lo largo del valle del río Cea, especialmente en los fuertes taludes que limitan al mismo por el Oeste.

Estratigráficamente, los depósitos que lo componen se superponen discordantemente, en las zonas más septentrionales, sobre los de los complejos de Vegaquemada y Candanedo, siendo equivalentes en parte a los de los abanicos de Quintana de la Peña y de Modino, situados más al Oeste. Finalmente, es cubierto a su vez discordantemente por los depósitos de clastos silíceos de los abanicos de Cegoñal al E, y Vidanes al O.

El borde Norte (zona de cabecera) se apoya igualmente en discordancia sobre materiales del Carbonífero (Estefaniense), Cretácico (tramos detríticos y carbonatados) y Terciario Inferior.

En las áreas del centro y sur de la Hoja, se han medido espesores de hasta 55 m. en el conjunto de coladas superpuestas de este abanico; no obstante, el valor real es aún mayor al no aflorar nunca el límite inferior del mismo.

En general, consta de coladas conglomeráticas superpuestas (zonas proximales) que hacia las zonas medias se van individualizando gradualmente, en general, a medida que avanzamos hacia el Sur en capas (simples o compuestas) de bastante continuidad lateral que alternan con fangos y fangos arenosos de tonos rojizos, anaranjados y amarillentos; en las zonas algo más distales del sur de la Hoja, el predominio corresponde ampliamente a los fangos, mientras que las capas conglomeráticas disminuyen gradualmente en espesor e importancia, especialmente hacia los tramos superiores del abanico, en los cuales los intervalos conglomeráticos contienen cada vez menos clastos carbonatados.

Litológicamente, los conglomerados están formados por clastos (cantos y bloques) de composición heterogénea y proporción variable tanto en sentido longitudinal como vertical dentro del abanico. Así, en las coladas inferiores y/o en las más próximas a la cabecera el porcentaje de clastos carbonatados y conglomeráticos es relativamente alto, mientras que en las superiores y/o más alejadas del ápice, dominan ampliamente los clastos silíceos sobre los anteriores; en el primer caso, las proporciones son las siguientes: carbonatados (1 a 27 por 100), arenisca+limolita (11 a 75 por 100) y cuarzo+cuarcita (1 a 15 por 100); en el segundo caso, estas últimas son: carbonato (1 a 5 por 100), conglomerado poligénico con predominio de cantos carbonatados (1 a 10 por 100), arenisca+limolita (62 a 90 por 100) y cuarzo+cuarcita (2 a 25 por 100).

Se trata en la mayoría de los casos de ortoconglomerados con cemento carbonatado, generalmente abundante, aunque este último está en relación directa con la proporción de clastos carbonatados, razón por la cual las coladas más superiores contienen porcentajes mínimos. La matriz es predominantemente microconglomerática y areniscosa, aunque suele contener pequeñas proporciones de limo y arcilla. Es frecuente, asimismo, la presencia de porosidad reducida y cerrada por cemento calcítico.

El índice de redondeamiento mayor lo ostentan los clastos carbonatados y los conglomeráticos (predominio de bien redondeados, redondeados y subredondeados, especialmente los dos últimos), luego siguen los de arenisca+limolita (predominio de redondeados, subredondeados y subangulosos, especialmente los dos primeros) y finalmente se sitúan los de cuarzo+cuarcita (predominio de subredondeados, subangulosos y angulosos, especialmente los intermedios). Existe, además, una relación directa muy neta entre la proximidad al área madre y el tamaño de los clastos. En cuanto al grado de redondeamiento esta relación, aunque existente, es menos manifiesta debido a la procedencia de algunos de ellos de capas conglomeráticas paleozoicas con clastos y bloques previamente redondeados. Los tamaños máximos corresponden casi siempre a bloques de arenisca (hasta 80 cm. de diámetro) o de conglomerado (hasta 150 cm. en las áreas más proximales); los tamaños medios, están comprendidos entre los valores siguientes: are-

nisca+limolita (4 a 24 cm.), carbonato (3 a 21 cm.), conglomerado (5 a 50 cm.) y cuarzo o cuarcita (2 a 7 cm.).

En las áreas situadas en las cercanías de la cabecera (alrededores de Puente Almuhey), los conglomerados constituyen coladas superpuestas, a menudo con grandes bloques y sin organización interna aparente, presentando los clastos en general un índice de clasificación muy bajo; es muy frecuente aquí la presencia de canales encajados superpuestos con paredes de fuerte pendiente, perfil predominantemente en V y escasa sección transversal.

Por el contrario, a medida que nos desplazamos hacia el Sur, los canales conglomeráticos presentan progresivamente mayor amplitud, interstratificándose con barras y comenzando simultáneamente sus clastos a presentar una cierta organización (imbricación, granoselección normal e inversa, orientación de cantos, etc.); no obstante, pueden aparecer a veces sobre fangos algunos canales aislados de pequeña sección y profundamente excavados (relación anchura/profundidad ≤ 1). De una manera gradual empiezan a intercalarse aquí, capas y lentejones areniscosos, en su mayoría con estratificación cruzada en surco a mediana escala, y localmente laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo; se trata de litarenitas (calclititas y pizarrenitas) mal clasificadas, con asimetría muy fina, dando curvas granulométricas achatadas o normales y cemento calcáreo abundante (figs. 4 y 5).

Finalmente, en las áreas más meridionales de la Hoja, aumenta ostensiblemente el contenido en fangos y fangos arenosos que llegan a ser dominantes, haciéndose a la vez más carbonatados; localmente aparecen aquí algunas capas de grano fino y tonos beige o gris claros con enriquecimiento gradual en carbonato y a menudo con pedotúbulos y rizoconcreciones, que corresponden a horizontes de suelos calcimorfos.

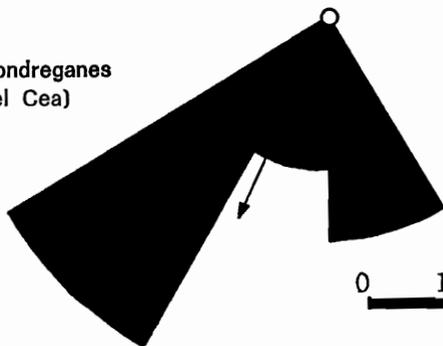
Entre los minerales arcillosos de las fracciones finas, la illita es siempre muy dominante (a menudo abierta), mientras que la caolinita, de mediana a bien cristalizada, es minoritaria; en muy escasa proporción, aunque presente en casi todos los perfiles, aparecen estratificados del tipo 10-14 M; solamente aparecieron trazas de pirofilita en una muestra.

En cuanto a los minerales pesados, el mayor porcentaje corresponde siempre a los opacos y alteritas (extraordinariamente abundantes), seguido de los ultraestables (turmalina, circón y rutilo); sólo localmente, y en cantidades muy pequeñas aparecen granate, andalucita y estaurrolita.

Respecto al estudio de paleocorrientes, se han realizado varias medidas de ejes de canales al sur de Mondreganes, en los fuertes escarpes de la margen derecha de valle del Cea. El diagrama gráfico resultante presenta una bimodalidad neta con procedencias de la corriente principal del NNO y del NE (fig. 3).

Los depósitos descritos se integran en una facies de abanico aluvial de amplio desarrollo que excede por el sur el límite de la Hoja. Su ápice se

S. de Mondreganes
(Valle del Cea)



N=10 (n.º de medidas)
V=2 ó 5° (Vector medio)
L=89% (Magnitud del
vector medio)

Figura 3.—Abanicos de Modino-Puente Almuhey. Zona de coalescencia.

sitúa en la actualidad un poco al NE de Puente Almuhey, siendo su dimensión longitudinal ápice-base superior a los 18 Kms.

La alimentación del abanico tiene lugar predominantemente a expensas de los materiales carboníferos fuertemente tectonizados que limitan por el norte la zona de cabecera; una parte importante de los mismos la constituyen las gonfolitas (conglomerados predominantemente carbonatados), cuyos fragmentos llegan a representar en algunos casos hasta un 27 por 100 del total de clastos en algunas áreas del abanico de Puente Almuhey. Las litologías cretácicas, por el contrario, suministran aquí materiales sólo localmente y en escasa proporción, en especial a las coladas más inferiores del sistema aluvial.

Los materiales conglomeráticos de la zona de cabecera, con predominio de grandes bloques y cantos, muy mala clasificación, prácticamente sin organización interna y a menudo con superficies erosivas, deben corresponder en gran parte a depósitos sucesivos de transporte en agua por avalanchas súbitas durante períodos cortos de pluviosidad elevada, que tienen lugar en zonas situadas al pie mismo de un relieve paleozoico abrupto y fuertemente tectonizado; el material se transportaría así en el interior de canales de pequeña amplitud, aunque relativamente profundos, con paredes irregulares de fuerte pendiente.

A medida que nos desplazamos de las zonas de cabecera, disminuye el tamaño de los clastos que comienzan a organizarse gradualmente en canales efímeros y barras, dando lugar a una compleja red de distributarios de aspecto trenzado (*braided*), los cuales, a su vez, en las zonas del centro y especialmente del sur de la Hoja, se van individualizando progresivamente dentro de fangos al hacerse la red cada vez menos densa; en estas zonas

umentan además simultáneamente, a expensas de aquéllos, las cantidades de arenas y de microconglomerados en capas con buena organización interna y escasa continuidad lateral.

En las áreas más meridionales de la Hoja, el predominio corresponde a los fangos de las sucesivas llanuras de inundación surcadas esporádicamente por pequeños canales conglomeráticos totalmente aislados, de baja sinuosidad y bien encajados en el material fangoso fácilmente erosionable; en este último, y durante períodos prolongados de no-deposición, se desarrollan a menudo suelos calcimorfos; en algunos casos (S de Modreganes), estos paleosuelos son erosionados localmente por los pequeños canales antes citados, quedando fragmentos de los mismos incluidos como clastos en el interior de aquéllos.

Por otro lado, se observa un cambio progresivo, en dirección radial ápice-base, de la relación anchura/profundidad de los canales conglomeráticos que comienza siendo pequeña (zona apical), para hacerse luego bastante mayor (área con red trenzada densa) y disminuir luego de nuevo (área con red trenzada dispersa). En el primer caso, es debido a un fuerte encajamiento en el borde de los relieves paleozoicos del área madre; en el segundo, por un lado a la constante migración de barras y canales, y por otro a la sucesiva superposición vertical de los mismos, dando lugar a superficies erosivas entre materiales de litología y tamaño de grano prácticamente homogéneos; en el último caso, se debe a la fácil erosionabilidad de los fangos acentuada por el fuerte contraste granulométrico.

La aparente bimodalidad de las direcciones de corriente en los afloramientos de la margen derecha del Cea, se explica probablemente por su situación en una zona de solapamiento y mezcla de los sedimentos procedentes de dos abanicos distintos (Modino y Puente Almuhey); por otra parte, la mayoría de las paleocorrientes medidas en los depósitos de este último a lo largo del valle del Cea, indican que el drenaje principal tuvo lugar allí, predominantemente hacia el S y SO.

Con posterioridad al depósito de los últimos sedimentos del abanico de Puente Almuhey, tiene lugar, principalmente en las áreas proximales, y en menor grado en las intermedias, la creación de un paleorrelieve como consecuencia de la actividad erosiva producida por una red incipiente de paleocauces cuyo encajamiento se ve favorecido probablemente por levantamientos de origen tectónico en las zonas de borde; este hecho trae consigo la removilización de una cierta cantidad de clastos de las coladas conglomeráticas superiores, y la sedimentación de los mismos, junto con otros de naturaleza silíceos pertenecientes a los primeros aportes de los abanicos silíceos que luego se van a superponer, en áreas algo más distales. Este proceso explica el enriquecimiento gradual en clastos silíceos que tiene lugar verticalmente hacia arriba y radialmente hacia fuera, en las capas de conglomerados poligénicos de las zonas central y meridional de la Hoja; este cambio gradual,

viene favorecido, además, simultáneamente por la menor resistencia frente a los procesos de desgaste y disolución, que presentan los clastos carbonatados con respecto al resto.

2.4.6 ABANICO DE VIDANES (Tc_{c11}^{Bc} , $Ta-1_{c11}^{Bc}$, Tc_{c11}^{Bc})

Cubre este sistema gran parte del área terciaria situada en la mitad occidental de la Hoja. Sus afloramientos más septentrionales se sitúan próximos a Yugueros, estando su margen oriental limitada aproximadamente a la alineación Valle de las Casas-Mondreganes; por el S y O, en longitud excede los límites de la Hoja.

Estos materiales están siempre totalmente discordantes sobre los restantes terciarios infrayacentes. En su base, rellenan un paleorrelieve generado en gran parte sobre los conglomerados poligénicos del abanico de Modino; este paleorrelieve es especialmente visible en las laderas del margen derecho del río Esla hasta la altura de Pesquera, así como en las trincheras del ferrocarril León-Bilbao, situadas al E de Vidanes. Aunque sigue siendo discordante y erosivo, este contacto se hace hacia el S menos irregular.

Las litologías presentes son conglomerados silíceos y fangos y su espesor máximo puede calcularse entre 100 y 120 m. Los primeros, constituyen el volumen entero de sedimentos situados en una amplia franja a ambos márgenes del río Esla, desde los alrededores de Cistierna hasta el borde sur de la Hoja. En gran parte de esta mancha conglomerática, y sobre todo en las zonas más septentrionales y próximas a la cabecera, los clastos están dispersos y sin organización aparente dentro de una matriz de fango arenoso limoso rojizo. En estas zonas la heterometría es muy grande.

Dominan los clastos de arenisca frente a los de cuarcita, los diámetros máximos llegan a ser superiores a los 50 cm. y la redondez es baja. Hacia el Sur, la organización es progresivamente mayor, hasta individualizarse en la zona de Villapadierna en coladas y canales de paraconglomerados con matriz todavía abundante arenosa y microconglomerática. Aumenta el grado de redondez y aplanamiento, disminuye el diámetro de los clastos con valores medios entre 15 y 8 cm. y ya existen estructuras como imbricación, granoclasificación grosera, huellas de impacto, etc., así como lentejones microconglomeráticos discontinuos. Hacia los bordes del abanico este dominio conglomerático masivo es progresivamente sustituido por otro más distal, donde los fangos forman la base del sistema y los conglomerados y arenas se distribuyen en capas discontinuas, en buena parte no cartografiables. Los límites entre ambos dominios se observan en el valle del Esla a la altura de Santibáñez de Rueda y por el E, aproximadamente, a la del meridiano de Corcos.

En las capas clásticas siguen dominando los para sobre los ortoconglomo-

merados; ambos pueden ser masivos, con ligera gradación vertical en ambos sentidos o presentar estructuras como imbricación, y estratificación cruzada en surco. Lateral y verticalmente suelen estar sustituidas por arenas microconglomeráticas o arcillosas muy mal clasificadas de color amarillento o marrón. Los minerales pesados existentes en estos lentejones son de mayor a menor abundancia; opacos y alteritas, turmalina, circón, rutilo, estauroлита, andalucita y granate.

Los fangos, como ya se indicó, pasan progresivamente a constituir la litología dominante, con areniscas limoso-arcillosas, limolitas-arenosas y argilitas arenosas, con colores grises, rojizos o verdosos. En las zonas distales, próximas a Mondreganes, donde existe coalescencia entre este abanico y el también silíceo de Cegoñal, existen varias concentraciones calcáreas de hasta 2,50 m. de espesor, debidas a la formación de suelos calcimorfos presentando estructuras típicas como rizoconcreciones y pedotúbulos (figuras 4 y 5).

Como ocurre en otros abanicos silíceos limitrofes, los materiales de éste proceden del desmantelamiento, a finales del Terciario, de un área madre silícea situada más al N, que además del material clástico aportaría importantes cantidades de fango.

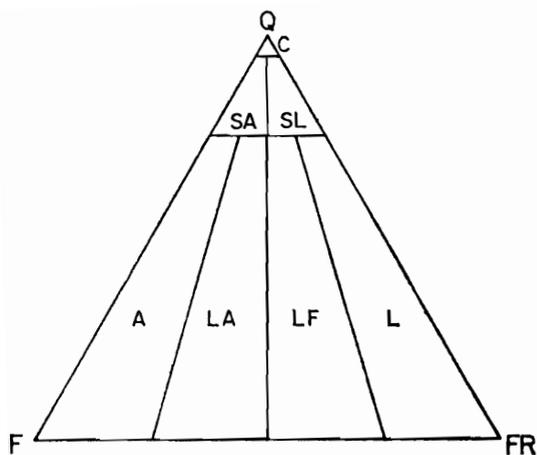
A pesar de no quedar testigos fósiles, es probable que el distributivo principal entrara a la altura de Cistierna. En esta dirección coincide la máxima elongación del litosoma conglomerático proximal, originado por el transporte en masa dentro de corrientes del tipo *debris-flow* muy viscosas, facilitadas por la existencia de pendientes deposicionales altas además de la disponibilidad suficiente de fangos en el área madre.

Inicialmente, el esparcimiento de estos materiales se realizó a través de las depresiones existentes en el paleorrelieve basal.

La pérdida en viscosidad que supone el aumento de la distancia al ápice se manifiesta en la presencia hacia el sur de una mejor organización de los clastos en coladas y canales, correspondiendo el transporte a *debris-flow* fluidos y *mud-flow* fangosos con cantos dispersos. Hacia el margen oriental, igualmente sólo coladas esporádicas más extensivas penetran dentro del dominio de fangos más distal.

En este último dominio adquiere progresivamente más importancia el transporte por corrientes de agua, generalizado en la forma de sistema *braided* denso.

La ausencia de escorrentías significativas durante intervalos de tiempo importantes, unido a la existencia de un clima árido o semiárido, ocasionó en las áreas situadas al sur de Mondreganes la progresiva calcitización de los fangos y el desarrollo de suelos calcimorfos.



LEYENDA

- Q — Cuarzo.
- F — Feldespatos.
- FR — Fragmentos de rocas.
- C — Cuarzarenita.
- SA — Subarcosa.
- SL — Sublitarenita.
- A — Arcosa.
- LA — Litarcosa.
- LF — Litarenita feldespática.
- L — Litarenita.

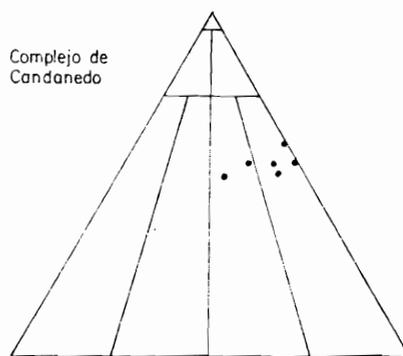
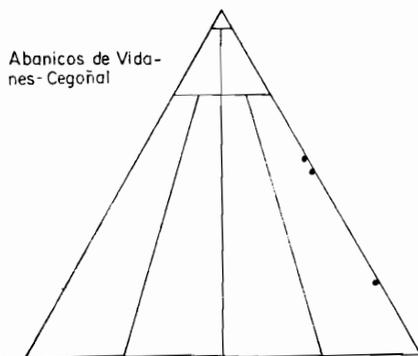
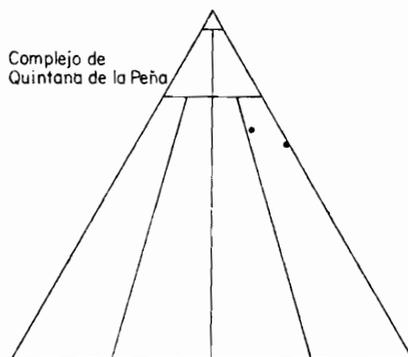
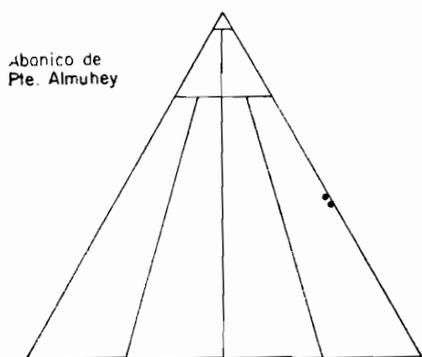
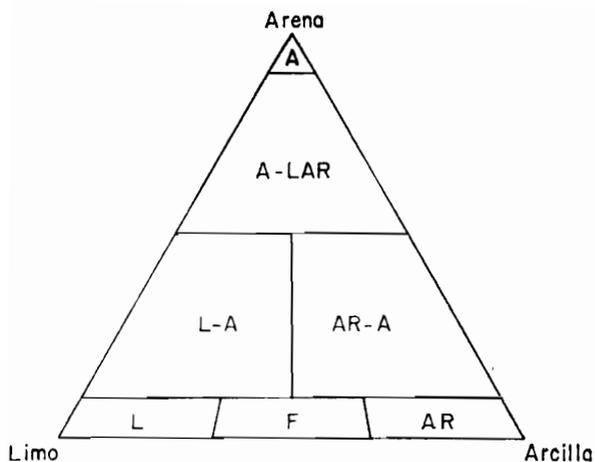
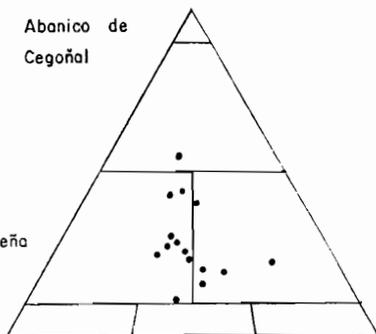
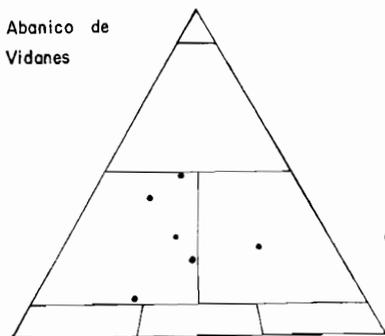


Figura 4.—Clasificación descriptiva de areniscas.

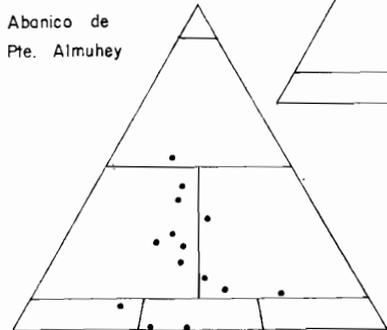
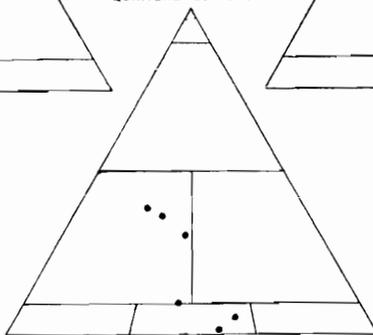


LEYENDA

- A — Arenisca.
- A-LAR — Arenisca limoso arcillosa.
- L-A — Limolita arcillosa.
- AR-A — Argilita arenosa.
- L — Limolita.
- F — Fangolita.
- AR — Argilita.



Abanico de Quintana de la Peña



Abanico de Modino

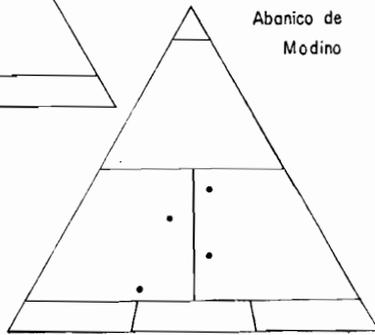


Figura 5.—Clasificación de arenitas y lutitas, según los datos de análisis de Balanza de Sedimentación.

2.4.7 ABANICO DE CEGOÑAL (Tcg^{Bc}_{c11}, Ta-1^{Bc}_{c11})

Sus materiales están superpuestos, prácticamente en toda su extensión, a los poligénicos del abanico de Puente Almuhey, con el que también coincide en la posición del ápice, inmediateamente al N de Puente Almuhey-Cegoñal.

La amplitud que adquieren sus depósitos en esta zona proximal es muy notoria, alcanzando por el O hasta la altura de Santa Olaja de la Acción y por el E hasta la Espina. Forman coalescencia por O y E con los abanicos de Vidanes y Guardo, respectivamente.

Litológicamente está constituido enteramente por material clástico silíceo, con la siguiente distribución:

Un gran litosoma proximal de conglomerados silíceos desorganizados con matriz de fango rojiza. Los cantos son muy heterométricos, en más del 90 por 100 son de arenisca carbonífera y alcanzan diámetros de hasta 1,50 m.; localmente pueden mostrar cierta ordenación en coladas y canales con base erosiva y gradación vertical positiva muy grosera. Se extiende este litosoma progradando desde las zonas apicales hacia el Sur con una forma irregular, más amplia en la alineación Puente Almuhey-Calaveras de Arriba; otros pequeños retazos del mismo se encuentran por el S entre La Ercina y San Pedro de Cansoles, y por el O, entre Santa Olaja de la Acción y La Vega de Almanza.

Este litosoma, lateralmente y hacia el S, pasa a fangos con capas conglomeráticas, que no llegan a ser niveles cartografiables, excepto algunas de las existentes entre Calaveras de Arriba y de Abajo.

Así, en las series existentes en las proximidades de San Pedro de Cansoles o sur de Carrizal, dominan los fangos rojizos con clastos, dispuestos, bien en hiladas u horizontes de 0,20-0,30 m. de espesor, poco continuas o constituyendo lentejones de paraconglomerados con espesores máximos alrededor de 1,50 m., masivos y organizados en secuencias grandecientes, que a través de microconglomerados, llegan hasta arenas con cantos y fangos rojizos en el techo. Siempre, la mayor proporción de clastos corresponde a arenisca carbonífera (75-95 por 100) frente a cuarcita (5-25 por 100).

La clasificación textural de los fangos indica una dominancia de limolitas arenosas y argilitas arenosas frente a areniscas limoso-arcillosas, correspondiendo la mayor parte de la fracción arcillosa a illita, con proporciones progresivamente menores de caolinita, interstratificados illita-montmorillonita y vermiculita (figs. 4 y 5).

Hacia Calaveras, aunque siguen dominando los fangos en las series, los clastos están siempre concentrados en capas lenticulares de mayor espesor a los de las zonas anteriores, que corresponden en su mayor redondez,

entre los que ya pasa a ser frecuente la presencia de lentejones areniscosos que como los conglomerados pueden tener estratificación cruzada en surco de mediana escala.

Como otros abanicos silíceos, éste de Cegoñal está generado con material procedente de relieves paleozoicos carboníferos situados más al N. El material fue transportado desde los mismos a través de cañones mediante corrientes del tipo *debris-flow* muy viscosas, lo que dio lugar a una acumulación en masa en las zonas proximales del abanico. La pérdida de viscosidad en el sistema se manifiesta, tanto hacia el Sur como lateralmente, por el paso gradual a un dominio fundamental de fangos en el que los clastos se disponen constituyendo pavimentos o dentro de pequeños y múltiples canales originados por la acción de corrientes de agua, que llegan, hacia el Sur, a formar un sistema de canales *braided* ya más generalizado. Hacia esta área del sur del mapa, el dominio abarcado por este abanico se va progresivamente reduciendo por la coalescencia existente con los depósitos de los abanicos adyacentes de Guardo y Vidanes.

2.4.8 ABANICO DE GUARDO ($Tc_{g_{c11}}^{Bc}$, Ta_{111c}^{Bc})

Desde Guardo y hasta el borde sur de la Hoja, estos materiales ocupan el área, progresivamente más amplia, situada entre el extremo E de la misma y la alineación Guardo-San Pedro de Cansoles-Calaveras de Abajo. Excepto en el ápice, donde se apoyan discordante y erosivamente sobre sedimentos cretácicos invertidos, en todo el margen occidental lo hacen sobre parte de los fangos y conglomerados silíceos del abanico de Cegoñal. A su vez, en todo el área están cubiertos por la raña pliocuaternaria.

La litología dominante la constituyen conglomerados silíceos, y de forma muy subordinada arenas microconglomeráticas y pequeños tramos de fangos limoso-arcillosos de colores rojizos a amarillentos. Precisamente por este carácter espacial restrictivo no se han podido representar estas dos últimas litologías en la cartografía.

Los conglomerados presentan algunas características interesantes. Siempre son silíceos y muy heterométricos; de N a S y de E a O disminuye el tamaño de los clastos a la vez que aumenta su grado de organización y el porcentaje relativo de los de cuarcita frente a los de arenisca-limolita. Así, en las proximidades de Guardo, llegan a estar desorganizados dentro de una matriz de fango, dominando notablemente los clastos de arenisca sobre los de cuarcita, todos ellos subredondeados a subangulosos, con diámetros máximos los primeros de hasta casi un metro.

Más hacia el S, pasan a individualizarse en coladas y canales irregulares de espesor muy variable de para conglomerados, también heterométricos con matriz arenoso-microconglomerática, en las que sigue dominando los clastos de arenisca y limolita.

Finalmente, en el borde SO (proximidades de Canalejas y Calaveras de Abajo) pasan a ser principalmente ortoconglomerados concentrados en canales irregulares limitados por fangos, con diámetros menores (centil entre 20 y 23 cm. y media siempre menor de 10 cm.), mayor proporción de clastos de cuarcita frente a arenisca, y redondez variable entre subredondeados a bien redondeados; aparecen cantos hidromorfizados, películas de manganeso, *sets* de estratificación cruzada en surco, imbricación y lentejones areniscosos. En los lentejones de arenas, la clasificación es muy pobre, y el cortejo de minerales pesados presente corresponde de mayor a menor abundancia a alteritas y opacos, circón, rutilo, estauroлита, titanita y distena.

La procedencia de los materiales que componen este abanico hay que buscarla en el desmantelamiento de un área madre silíceo situada más al Norte, probablemente la actual zona del domo del Valsurvio.

Desde estos relieves y hasta Guardo, el abanico debió tener un cañón de salida encajado en sedimentos paleozoicos y cretácicos, a lo largo del cual el material fue transportado en masa, mediante corrientes muy viscosas del tipo *debris-flow*, favorecidas por la gran disponibilidad de fango existente en el área madre.

A partir de la zona de Guardo, el abanico fue progresivamente ampliándose hacia el Sur, de forma aproximadamente simétrica al eje del actual río Carrión, que sedimentológicamente coincidiría además aproximadamente con el principal de aporte.

Se manifiesta este hecho en la mayor presencia a lo largo del mismo de coladas conglomeráticas en la que es patente un origen viscoso, que va progresivamente disminuyendo hacia el Sur y hacia los márgenes, donde adquiere importancia el retoque por corrientes de agua, llegando posteriormente a iniciarse un sistema *braided*, todavía poco desarrollado, pero que supone una mejor clasificación de los clastos dentro de canales. A medida que en este sistema se pierde velocidad y profundidad de los canales, el sedimento es paulatinamente de tamaño menor y mayor su redondez.

Finalmente, las relaciones cartográficas observadas indican que la sedimentación de este abanico fue, al menos en parte, contemporánea con la del de Cegoñal desarrollado más al oeste.

2.5 PLIOCUATERNARIO: RAÑA

Se denomina «raña» a un tipo de depósitos siliciclásticos que constituyen un amplio abanico muy aplanado y que tiene su ápice en la región situada al norte de Guardo.

Son numerosos los autores que se han ocupado de la raña. Citaremos entre ellos a CASIANO DE PRADO (1864), HERNANDEZ-PACHECO (1912), GOMEZ DE LLARENA (1916), OEHME (1936), HERNANDEZ-PACHECO (1932, 1950), BIROT y SOLE SABARIS (1954), datan al depósito como Villafranchense o bien como Plioceno.

MENSCHING (1958), MABESOONE (1959), SLUITER y PANNEKOEK (1964), RAYNAL y NONN (1968) y PANNEKOEK (1970) realizan estudios sobre la raña obteniendo conclusiones en cuanto al clima y modo de sedimentación.

La potencia de este depósito disminuye de N a S, pasando de 6-8 m. a 2 m. y la pendiente es del orden de 0,6 a 0,7 por 100.

Litológicamente está constituido por conglomerados con clastos de arenisca limolita, cuarzo y cuarcita y algún canto de conglomerado silíceo, siempre en proporción menor del 1 por 100. El porcentaje de cantos pertenece prácticamente a los relieves paleozoicos del Norte. Los clastos son normalmente subredondeados a redondeados, localmente orientados, con un tamaño máximo de 65 a 70 cm. y 5 a 8 cm. de tamaño medio, disminuyendo el tamaño de N a S y de E a O. La matriz, de tonos amarillentos a beige-rojizos, está formada por arena, limo, arcilla y microconglomerado.

Es frecuente en ocasiones la presencia de cantos caolinizados y arenizados.

La base de la raña es erosiva sobre los depósitos paleozoicos y cretácicos (cercañas del alto del Cristo del Amparo, Guardo) y sobre los restantes depósitos del Mioceno, que pueden presentar procesos de gleyzación.

En lo que respecta a su génesis, tradicionalmente se ha admitido un depósito de *sheet floods*; sin embargo, en los autores modernos se observa una tendencia a considerarlo fluvial, existiendo canales anastomosados (MOLINA, 1975, y PEREZ GARCIA, 1977). El clima reinante en dicha época era árido, con lluvias estacionales fuertes para la mayoría de los autores, o escasas pero muy intensas (HOCQUARD, 1975). Sin embargo, para VADOUR (1969), LAUTENSACH y MAYER (1961) y MENSCHING (1958) el depósito de la raña coincide con el primer pluvial y con un clima frío en las montañas para el primero. Para MOLINA (1975) el clima es no árido y estacional.

De otra manera, depósitos detríticos considerados como de raña por HERNANDEZ PACHECO en la provincia de León son estudiados desde el punto de vista sedimentológico por ESPEJO *et al.* (1973), y los comparan con los aluviales actuales del río, llegando a la conclusión de que tienen una génesis idéntica, habiéndose depositado en régimen fluvial en un pluvial antiguo de características inciertas, aunque no muy alejadas de las actuales condiciones climáticas.

La raña representa el primer depósito aluvial del sistema fluvial actual cuando todavía no existía una jerarquización clara, y permanecían condiciones de drenaje deficiente en la base de este depósito.

Por encima de la raña se desarrolla un suelo compuesto de un horizonte Ao/A₁ con abundante vegetación de Ericáceas; A₂ bien desarrollado; B con arcilla relleno los huecos y un horizonte C constituido por depósitos de la raña y con abundantes rasgos de hidromorfismo antiguo, puesto de manifiesto por la presencia de cantos lavados y decolorados. Se trata, pues, de un plano-suelo antiguo, desarrollado sobre la raña con uno o varios procesos de lavado.

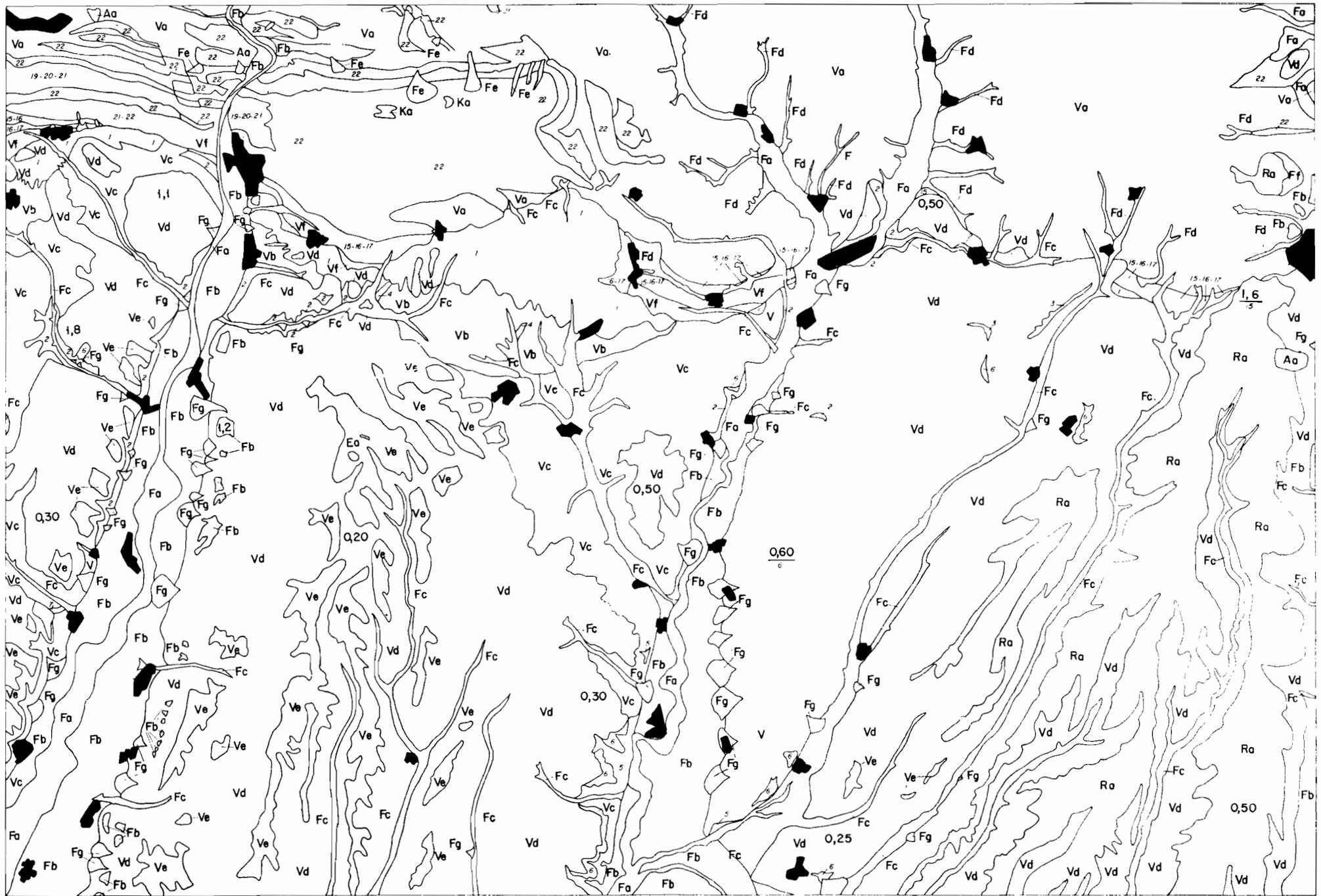


Figura 6

AFLORAMIENTO DE ROCAS DEL SUSTRATO Y/O SUSTRATO

A.1 Terciario

1. Conglomerados calcáreos.
2. Conglomerados mixtos.
3. Conglomerados silíceos.
4. Fangos y conglomerados calcáreos.
5. Fangos y conglomerados mixtos.
6. Fangos y conglomerados silíceos.
7. Fangos con conglomerados silíceos y mixtos.
8. Fangos con conglomerados, arenas, areniscas y algunos suelos calcimorfos.

A.2 Mesozoico

15. Arenas y areniscas.
16. Arcillas y margas.
17. Calizas.

A.3 Paleozoico

18. Cuarzitas y conglomerados.
19. Areniscas.
20. Pizarras y lutitas.
21. Calizas.

ESPESOR

- 1.2 Espesor visto.
- 1.2 Espesor total.
- $\frac{1.2}{6}$ Espesor total y sustrato.

SIGNOS CONVENCIONALES

~~~~~ Contacto entre formaciones superficiales.



Núcleos urbanos.

### FORMACIONES SUPERFICIALES

V — *Formaciones superficiales asociadas al modelado de vertientes*

— Derivados de A3 (18-19-20-21).

Va — Fangos pardos y pardo oscuros, localmente limosos o arenosos, a veces con cantos del conglomerado. Horizonte de humos a veces destacable.

— Derivados de 1, 4 y otras formaciones superficiales (Vd).

Vb — Fangos pardos y rojizos con clastos de arenisca, cuarcita y carbonatos. Localmente acumulación de cantos en surcos de arroyada, cárcavas y barrancos.

— Derivados de 2, 5 y otras formaciones superficiales (Vd).

Vc — Fangos pardos con cantos aislados de arenisca, carbonato, cuarzo y cuarcita. Predominio de cantos silíceos sobre carbonatados.

— Derivados de 3, 6 y de otras formaciones superficiales (Ra).

Vd — Fangos pardos arenosos con clastos dispersos de cuarcita, arenisca

y cuarzo; localmente acumulaciones en pequeños surcos de arroyada de cantos de igual composición.

Ve — Fangos amarillento-rojizos con superficies de cantos silíceos a veces de colores rojizos u oscuros, formando acumulaciones y superficies encima de los fangos. Localmente concentraciones arenosas por lavado y suelos hidromorfizados escasos.

— Derivados de 8, 2 y otras formaciones superficiales (Vb, Vd, Vc, etc.).

Vf — Fangos arenosos o limos arenosos con cantos esporádicos de cuarcita, arenisca y carbonato. Frecuentes afloramientos del sustrato 8. Acumulaciones de cantos y arenas en surcos de arroyada.

F — *Formaciones superficiales asociadas al modelado fluvial*

— Derivados de formaciones complejas (A1, A2, A3) y localmente de otras formaciones superficiales (Ra).

Fa — Limos grises oscuros, limos arcillosos, niveles de gravas y cantos poligénicos. Suelo aluvial bastante humificado. Llanura aluvial.

Fb — Gravas cuarcíticas con matriz limoso-arenosa, localmente fangosa de colores rojizos. Localmente derivados de Ra. Terrazas.

— Derivados del sustrato (A1) y otras formaciones superficiales (Vd, etc.).

Fc — Fangos pardos con acumulaciones de cantos silíceos y/o carbonatados. Valles de fondo plano.

— Derivados de A2, A3 y otras formaciones superficiales (Vd, etc.).

Fd — Fangos y gravas poligénicas. Aluviones. Llanura aluvial.

Fe — Gravas heterométricas a veces angulosas y muy escasamente compactadas y cementadas. Localmente fangos. Conos de deyección.

Ff — Fangos con cantos siliciclásticos subredondeados y redondeados. Derivados de Ra. Coluviones de ladera.

— Derivados de A1 (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8) y otras formaciones superficiales (Vd, Fe, etc.).

Fg — Fangos pardos con gravas poligénicas y en ocasiones silíceas. Conos de deyección.

R — *Formaciones superficiales asociadas a abanicos antiguos rañas*

— Derivados de A3 (18, 19, 20).

Ra — Conglomerados y gravas con cantos de arenisca, cuarcita y algún canto de conglomerado. Matriz pardo rojiza arenoso-limoso y arenoso-arcilloso. Cantos redondeados y subredondeados. Perfiles lavados de tipo A<sub>0</sub>/A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub>-BC. Plano-suelo con rasgos típicos de hidromorfismo. Raña.

A — *Formaciones superficiales asociadas a modelado antrópico*

Aa — Acumulaciones de clastos de areniscas, lutitas, carbón y otros productos. Escombreras. Vertederos.

E — *Formaciones superficiales asociadas a modelado eólico*

Ea — Derivados de Ve y Ra. Fangos limosos y limos oscuros y pardos.

K — *Formaciones superficiales asociadas a modelado kárstico*

Ka — Arcilla pardo rojiza de decalcificación. Depósitos en dolinas.

## 2.6 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales que recubren la Hoja están representadas por tres grandes conjuntos de materiales. El primero y más antiguo ha sido estudiado en el apartado anterior: es la raña. El segundo está constituido por las terrazas de los principales ríos de la zona: Esla, Cea y Carrión. El tercero, más reciente, lo constituyen los depósitos fluviales actuales y los de las vertientes, como más importantes.

La edad de los dos primeros se atribuye al Pleistoceno (Plio-Pleistoceno para la raña) por comparación con la asignada a las terrazas correspondientes en áreas limítrofes según figura en la bibliografía, si bien no hay dataciones de tipo paleontológico.

Los materiales más modernos poseen un amplio desarrollo en el ámbito de la Hoja. Recubren de forma bastante completa los terrenos terciarios, así como los pizarrosos y areniscosos del Carbonífero. Los fuertes relieves constituidos por las calizas devónicas y carboníferas están en su mayor parte desnudos o con escasos depósitos.

La atribución al Holoceno se basa en consideraciones principalmente morfológicas y litológicas, ya que no existen datos de tipo paleontológico. Es posible que algunos de estos materiales tengan una edad algo más elevada, del Pleistoceno Superior o más, por su relación con los depósitos de rañas y otras superficies estructurales, así como de las terrazas de los ríos Esla y Cea, de edad poco precisa.

Se ha hecho un somero estudio de los suelos de la zona, adoptándose la clasificación francesa por basarse en datos obtenibles directamente en el campo y atender al grado de evolución, origen, litología, clima, etc., del suelo.

La figura 6 es una representación a escala 1:100.000 de la distribución en la Hoja de los distintos conjuntos.

### 2.6.1 TERRAZAS ( $Q_1T_{E1}$ , $Q_1T_{E2}$ , $Q_1T_{E3}$ , $Q_1T_{CE1}$ , $Q_1T_{CE2}$ , $Q_1T_{C3}$ , $Q_1T_{C12}$ ) (Fb)

Se encuentran representados en la Hoja tres sistemas distintos de terrazas, pertenecientes a los valles de los ríos Esla, Cea y Carrión.

Se han diferenciado tres niveles de terrazas en el valle del Esla, que corresponden a las siguientes cotas sobre el nivel del río:  $Q_1T_{E1}$  (+ 40 m.),  $Q_1T_{E2}$  (+ 0 — 11 m.),  $Q_1T_{E3}$  (+ 4 — 5 m.).

La terraza  $Q_1T_{E1}$ , situada a 40 m. sobre el nivel del río, aparece en retazos aislados a lo largo de la margen izquierda del Esla. Litológicamente está formada por un 65 por 100 de cantos de arenisca-limonita, 35 por 100 de arzo y menos del 1 por 100 de conglomerado de clastos cuarcíticos, subangulosos, subredondeados y redondeados. El tamaño máximo oscila entre 24 y 82 cm. y el más frecuente entre 2,5 y 12. La matriz es arenoso-limosa de colores pardos a rojizos. En la terraza situada al este de Vidanes se

observa un perfil del suelo desarrollado sobre el depósitos de la misma. Se pueden diferenciar horizontes  $A_0A_1-A_1/B-B_1-B_2t$  y C.

El horizonte Bt está bastante desarrollado (50-60 cm.) y es el resultado de un proceso edáfico sobre el cual se desarrolla otro posterior responsable de la formación de una tierra parda húmeda que está empardeciendo el Bt rojo.

La terraza  $Q_1T_{E2}$  (+ 0 — 11 m.) sólo se encuentra en toda la margen izquierda a partir de Vidanes hacia el Sur. En las proximidades de Quintanilla de Rueda se han observado los siguientes tramos de muro a techo.

- 2 m. de conglomerados de cantos de arenisca, cuarcita y cuarzo con matriz arenoso-limosa a microconglomerática. Diámetro mayor de los cantos, 22 cm. Diámetro medio, 4,5 cm.
- 0,50 m. de conglomerados con cantos de arenisca, cuarcita y cuarzo de tamaño menor que en el tramo anterior. Contiene alguna intercalación de arenas rojizas con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 2,50 m. de conglomerados con cantos de arenisca, cuarcita y cuarzo, matriz pardo rojiza arenoso-limosa a microconglomerática. Estratificación cruzada de tamaño mediano a gran escala marcada por orientación en los cantos de mayor tamaño. Diámetro mayor, 28 cm. Diámetro medio, 3,5 cm.

Por encima de esta secuencia detrítica se desarrolla un suelo con horizontes  $A_0A_1$ , B y C, que presenta rasgos de isohumización o estepización.

Las terrazas  $Q_1T_{E2}$  y  $Q_1T_{E3}$  corresponden a las descritas por LEGUEY y RODRIGUEZ (1969) como terrazas de 6 a 12 m. Los conos de deyección descansan corrientemente sobre estos niveles de terrazas, llegando incluso a sobrepasarlas.

La suavización o degradación de los bordes de todas estas terrazas, sobre todo en las más altas, es un hecho muy corriente.

En el valle del río Cea se han distinguido las siguientes terrazas:  $Q_1T_{CE1}$  y  $Q_1T_{CE2}$ . La primera se encuentra en la margen izquierda del río, descansando sobre ella numerosos conos de deyección. La segunda se encuentra en ambos márgenes. Están formadas por cantos de arenisca-limolita, cuarcita y cuarzo con matriz arenoso-limosa. El diámetro medio de los cantos es de 3 cm. y el mayor de 20 cm. Sobre la  $Q_1T_{CE2}$  se sitúa un suelo pardo de unos 20 cm.

Por el borde E de la Hoja aparecen pequeños retazos de las terrazas del valle del río Carrión, que corresponden a las siguientes cotas sobre el nivel del río  $Q_1T_{C3}$  (+ 70 m.) y  $Q_1T_{C12}$  (+ 28 m.).

## 2.6.2 VERTIENTES ( $Q_{2L}$ ) (Va a Vf)

Estos depósitos están constituidos por elementos derivados del sustrato

paleozoico, terciario, de los materiales de la raña y de algunas superficies estructurales.

Consisten de fangos casi siempre de colores pardos o rojizos, a veces limosos o arenosos con cantos de diversas litologías, silíceas, carbonatadas, etc. Suelen existir acumulaciones de cantos en pequeñas superficies en los fangos y acumulaciones en surcos de arroyada. Los suelos suelen adquirir poco desarrollo. Los procesos de soliflucción y «creep» han regulado claramente las vertientes y son atribuidos a fenómenos de carácter periglacial en etapas frías.

### 2.6.3 FONDOS DE VALLE (Q<sub>2</sub>Al) (Fc)

Formados por fangos pardos con acumulaciones de cantos silíceos y/o carbonatados derivados de otras formaciones superficiales y en parte del sustrato terciario. En ocasiones los sedimentos del fondo del valle son cubiertos localmente por conos de deyección. Los sedimentos que son de procedencia lateral y longitudinal terminan en ocasiones y en el sentido de dirección de la corriente en un cono de deyección. Los procesos de soliflucción y «creep» han aportado gran parte de los depósitos a estos valles de fondo plano.

### 2.6.4 CONOS DE DEYECCION (Q<sub>2</sub>Cd) (Fe, Fg)

Litológicamente están originados por gravas arcillosas heterométricas poco compactadas y cementadas. Localmente por concentraciones fangosas. La disposición más general se localiza en bordes de ladera donde en algunos casos tienden a hacerse coalescentes. Estos generalmente progradan por encima de los niveles de terrazas y llanura de inundación. Otras veces se localizan en la desembocadura de los valles de fondo plano, y pueden estar erosionados por encajamiento posterior del cauce.

### 2.6.5 ALUVIONES ACTUALES (Q<sub>2</sub>Al) (Fa, Fd)

Son los aluviones de los ríos Esla y Cea. Están formados por limos grises oscuros, limos arcillosos y gravas poligénicas y localmente fangos con cantos.

### 2.6.6 SEDIMENTOS DERIVADOS DE PROCESOS EOLICOS (Ea)

Son depósitos de fangos limosos y limos arenosos pardos derivados de formaciones superficiales y de depósitos de tipo raña. Son cubetas de de-

flación con relleno de materiales finos depositados por la suave escorrentía en dirección de la laguna.

#### 2.6.7 DEPOSITOS KARSTICOS (Qa)

Los constituyen sedimentos arcillosos pardos rojizos, producto de decalcificación. Se localizan en dolinas que tienen su desarrollo en la región noroeste de la Hoja en depósitos carbonatados paleozoicos (Caliza de Montaña).

#### 2.6.8 SEDIMENTOS ANTROPICOS (Q<sub>2</sub>Sa) (Aa)

Se trata de acumulaciones de clastos de areniscas, lutitas, pizarras, carbón y otros productos como plásticos, latón, materia orgánica degradable etcétera. En ocasiones, como los depósitos situados en el noroeste de la Hoja, son exclusivamente escombreras y vertidos de la minería del carbón.

### 2.7 EDAD E INTERRELACIONES DE LAS FACIES

La presente Hoja se sitúa dentro del borde septentrional de la cuenca del Duero. Debido a su posición adyacente a los relieves paleozoicos y mesozoicos, fuertemente tectonizados que la limitan superiormente, su área está directa y ampliamente influenciada por los abundantes aportes detríticos procedentes de aquéllos.

La entrada de los materiales a la cuenca tiene lugar, a su vez, por el norte, a través de diversos sistemas de abanicos aluviales que, con diferente desarrollo y composición, se solapan lateralmente, a la vez que se suceden en vertical a través del espacio de tiempo comprendido entre el Paleógeno Inferior y el Pleistoceno Inferior.

El comienzo de la sedimentación detrítica se traduce aquí por el depósito del Complejo de Vegaquemada, cuyos sedimentos ocupan una gran extensión lateral, constituyendo una amplia franja de desigual espesor que se continúa en las Hojas vecinas tanto hacia el E (Guardo), como hacia el O (Vegas del Condado y La Robla).

A continuación, y durante parte del Neógeno, comienzan a depositarse los materiales correspondientes a los Complejos de Candanedo (zona occidental) y Cuevas (zona oriental); los últimos, enlazan a su vez lateralmente con los del mismo nombre en la Hoja de Guardo.

Posteriormente, y durante el resto del Neógeno (pre-Vallesiense), se sedimentan los materiales de los sistemas de Modino (al O) y Puente Almuhey (al E), que equivalen a la parte alta de los Complejos de Candanedo y Cuevas en las Hojas de Vegas del Condado y Guardo, respectivamente.

Por último, a lo largo del Mioceno Superior (Vallesiense), se inicia un nuevo ciclo, con predominio de aportes siliciclásticos englobados dentro de tres nuevos sistemas de abanicos, que ocupan una gran extensión en la Hoja, y a los que se ha atribuido las denominaciones de Vidanes (zona occidental) y Cegoñal y Guardo (zona oriental). Considerados en conjunto, equivaldrían aproximadamente a los sistemas de Barrillos (mapa de Vegas del Condado) y de Cantoral (mapa de Guardo). Dentro de este último, serían también equiparables a la totalidad del de Aviñante (silíceo) y a la parte superior del poligénico de igual nombre.

Un esquema general aproximado de la relación espacial y temporal entre los diferentes conjuntos aluviales, se indica en el diagrama adjunto (fig. 7).

### 3 TECTONICA

#### 3.1 TECTONICA DE LOS MATERIALES ANTE-TERCIARIOS

Se distinguen cuatro unidades con características tectónicas diferenciables: Unidad de Peña Corada, Cuenca de Prado-Guardo-Cervera, Cuenca de Sabero y el Cretácico. La tectónica es muy compleja, si bien algunos trabajos últimamente publicados han aportado datos que hacen avanzar en el conocimiento de la zona. El tipo de estructuras que se encuentran son pliegues y fracturas de cobertera, sin desarrollo de esquistosidad ni metamorfismo regional. En este tipo de plegamiento existe un importante control estructural por parte de los espesores y competencias de las formaciones que las componen.

##### *Plegamientos:*

a) *Unidad de Peña Corada:* Los materiales se presentan en una sucesión que abarca el Devónico, el Carbonífero Inferior y Namuriense A-B, con excepción de algunas formaciones del Carbonífero Inferior, que tienen amplio desarrollo en gran parte de la zona Cantábrica pero que aquí, debido a levantamientos, no se depositaron. La Unidad de Peña Corada, según reconstrucción de BASTIDA et al. (1976), pertenece al alóctono del Manto del Esla. La estructura general de la unidad es la de un gran sinclinatorio E-O, cuyo eje desaparece bajo los materiales mesozoicos y terciarios. Las estructuras representadas son posteriores al emplazamiento del manto. El plegamiento es muy intenso y produce estructuras complejas de superposición. Se puede simplificar su estudio reduciendo a dos los sistemas importantes de pliegues.

El primer sistema, regionalmente denominado longitudinal, es paralelo a los frentes de cabalgamiento y rodean al arco astúrico. En la Hoja producen desde grandes estructuras (sinclinatorio de Peña Corada), hasta otras

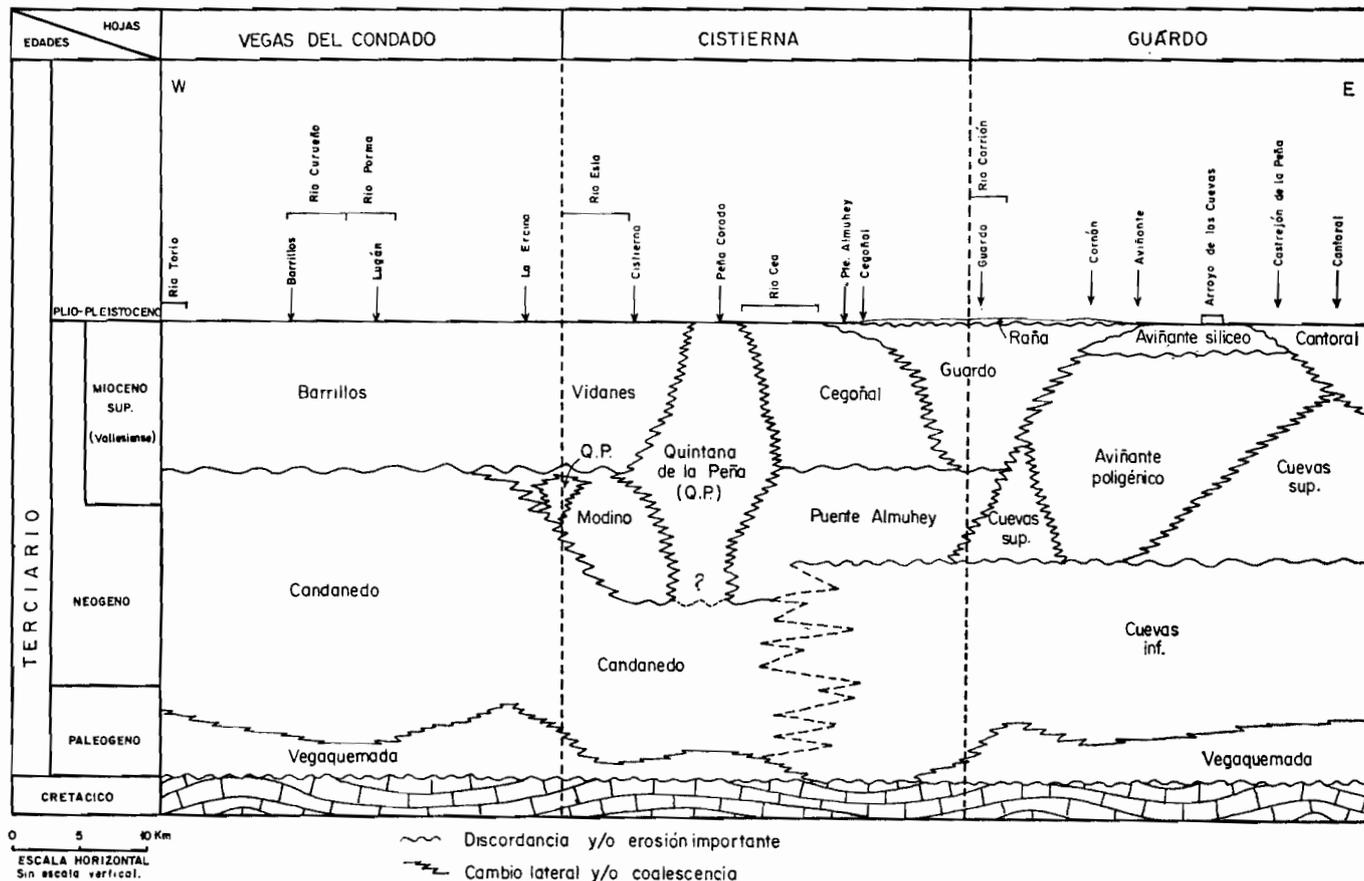


Figura 7.—Relación lateral y temporal aproximada entre los diferentes sistemas de abanicos.

de escala decimétrica. Lo forman pliegues de flexión con charnelas muy apretadas, asimétricos con flancos rectilíneos, presentando en la actualidad vergencia al S. Este plegamiento proporciona los pliegues apretados de la zona O. Localmente y donde la litología lo permite (calizas de la F. Cuevas) se producen pliegues de orden métrico muy característicos. Los ejes en general tienen una dirección NO-SE.

Superpuesto a este plegamiento, existe otro de tipo flexural más laxo y sin estructuras menores asociadas, que presenta una dirección general perpendicular al anterior. Está mejor desarrollado en la parte oriental de la Unidad y da estructuras volcadas de superposición, muy complejas y de difícil representación en la cartografía. Se pueden citar, a modo de ejemplo, la estructura situada en Peña Picena, que es una antiforma con el núcleo de materiales más modernos; la sinforma situada en la ladera S de Peña Corada, con núcleo en materiales más antiguos, y la antiforma situada en el arroyo de la Hervencia, en la base de Peña Corada, que teniendo los flancos en las pizarras de Huergas, presenta el núcleo en calizas de Portilla. Todas estas superposiciones dan lugar a una variación de las direcciones de los ejes que dificultan el análisis estructural.

b) *Cuenca Prado-Guardo-Cervera*: Estos materiales están afectados por las fases tardías hercínicas. Los pliegues tienen una dirección general E-O, observándose dentro de los límites que comprende la Hoja tres grandes estructuras:

- Sinclinal de Otero: Es un sinclinal simétrico, muy suave, con buzamientos del orden de 15° a 20°. El flanco Norte se sale de los límites de la Hoja.
- Sinclinal de Taranilla: Es un amplio sinclinal que se extiende desde El Robledo de la Guzpeña hasta Guardo. A lo largo del eje presenta algunos cabeceos, dando lugar a que los tramos más altos afloren como cubetas. Es un sinclinal asimétrico, con el flanco N en general más buzante, llegando a veces a la inversión. El límite meridional del sinclinal está constituido por una falla inversa que monta éste sobre los materiales cretácicos.
- Anticlinal del Sextil: Los sinclinales anteriores están separados por una estructura anticlinal, que en algunos puntos corresponde a un verdadero anticlinal, como ocurre al NO de la Hoja, mientras que hacia el O se va amortiguando y llega a reducirse a una inflexión. El anticlinal es asimétrico, con buzamientos suaves en el flanco N y más grande en el S, que puede llegar a invertirse. Este anticlinal (en la zona del Sextil), se encuentra fuertemente tectonizado por fallas longitudinales.

Existe, además, otro tipo de estructuras posteriores, que se pueden llamar cruzadas. La más importante es el anticlinal que aparece a lo largo

del Valle del Cea, con dirección N-S y con un buzamiento del eje hacia el S.

En la Espina hay una serie de pliegues menores de dirección NNE-SSO, que puede atribuirse a este sistema, que asimismo suele dar lugar al cabeceo de los ejes de las estructuras mayores.

c) *Cuenca de Sabero*: En los depósitos estefanienses de esta cuenca se observa una etapa de plegamiento relativamente cerrado, dando lugar a una estructura sinclinal vergente al N con algunas estructuras menores asociadas.

d) *Cretácico*: Al E de Valmatino, en la carretera comarcal 611. y también al O de Prado de la Guzpeña, se observan unos pliegues de tipo laxo cuya observación está dificultada por la discordancia de materiales terciarios. Estos pliegues deben ir asociados al movimiento de la falla del borde Sur, más que a alguna fase de plegamiento propiamente dicha, ya que no se observa en la zona que la Orogenia Alpina haya dado fases de plegamiento.

#### *Fracturas:*

Son numerosas las fallas que afectan a los materiales y han tenido un importante papel en la configuración que éstos presentan en la actualidad.

Se destaca, por su importancia regional, la falla de Sabero-Gordón: esta fractura se sigue hacia el O hasta la zona de Barrios de Luna, siendo similar por sus características a la falla de León. No se puede considerar como una fractura simple, sino como una «zona de falla» que ha proporcionado un área deprimida que favoreció los depósitos estefanienses.

Inicialmente se puede considerar como una falla de desgarre con movimiento levógiro, que más tarde ha sufrido movimientos verticales de gran envergadura, como se observa en Boñar, en fases claramente alpinas.

Posteriormente y afectando a materiales ante-estefanienses y estefanienses, hay un sistema de fracturas de compresión de dirección E-O y con vergencia al N que montan a los materiales del Paleozoico más antiguo sobre los estefanienses. A este sistema se debe la repetición de los tramos al O del río Esla, donde por causas de la disposición previa en pliegues apretados, tiene aquí mayor desarrollo. Estas fallas han tenido rejugos posteriores como fallas normales, como se observa al N de Peña Corada, en la estrecha franja de materiales estefanienses y cantabrienses. Esta banda es importante, porque señala tardíos movimientos de la falla de Sabero-Gordón que más hacia el E han afectado a los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, si bien aquí el trazado se desdibuja algo, la zona de fractura se continúa por Renedo y probablemente se empalme con la zona de fractura situada al N del anticlinal del Sextil.

Los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, se encuentran afectados por fallas de importancia variable. En el anticlinal del Sextil aparecen

con dirección E-O, siendo la más destacable la que aparece en el flanco Norte que ha hundido dicho bloque. También el núcleo del sinclinal de Taranilla, entre el río Tuéjar y el Cea, aparece afectado por fallas, en parte directas, de dirección general E-O.

En la zona comprendida al O del río Carrión, S del anticlinal del Sextil y E de la Espina, las fallas existentes forman dos sistemas preferentes: uno NO-SE, restringido prácticamente al O del pueblo de Muñeca, y otro de dirección aproximada E-O, con fallas preferentemente directas, ligeramente oblicuas con los estratos.

Otra falla importante es la que constituye el borde Sur de la Cordillera Cantábrica y ha originado que los materiales paleozoicos cobijen a los cretácicos. Discurre de O a E a lo largo de la Hoja, atenuándose hacia el O, donde aproximadamente desde el límite y en dirección a Boñar, el contacto Paleozoico-Cretácico pasa a ser discordante. En algunos casos (límite de las provincias de León-Palencia), la falla no se ajusta al borde cretácico, permitiendo observar la discordancia de los materiales detríticos de base.

Se han realizado estudios de gravedad por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Leiden (1964-65), calculándose en diversos puntos el plano de falla, que localmente presenta inversiones muy pronunciadas. También se disponen de varios perfiles sísmicos de reflexión y refracción que realizó la Empresa Nacional ADARO (1959) con el propósito de obtener informes sobre la profundidad del Paleozoico en esta Hoja, comprobándose que se encuentra a distancias no inferiores a 800 m. en zonas inmediatamente al S de los afloramientos. El sondeo realizado por el IGME en Sorriba (a 1,5 km. del borde y 603 m. de profundidad), no llega a tocar el Paleozoico. Por último, al O de Puente Almuhey, se dispone de un sondeo de 300 m. al N de la falla, que penetra en el cretácico a 291 m.

La actividad principal de esta falla ha tenido lugar durante el Terciario, aunque en etapas posteriores (fase Rodánica) ha podido jugar un papel importante en el levantamiento de la Cordillera. Tampoco se puede descartar la idea de que estuviera iniciada de alguna manera antes del Cretácico Superior.

En la zona de la Guzpeña, el Paleozoico de la terminación oriental de la Unidad de Peña Corada está sobre los materiales westfalienses-cantabrienses. Esta disposición parece que se ha establecido coetánea con la falla de borde Sur.

Por último, se dan las fallas de distensión que modifican ligeramente la cartografía.

#### *Resumen y cronología:*

Los primeros movimientos tuvieron lugar probablemente en el Westfaliense A-B (ARBOLEYA, 1979), con el emplazamiento de los mantos. Segui-

damente vinieron los distintos sistemas de pliegues, primero el longitudinal y después el transversal, todos ellos intrawestfalienses. Durante este período se producen los primeros movimientos de la falla de Sabero-Gordón. LOBATO y MARCOS sitúan este movimiento (en otros lugares) entre los dos sistemas de pliegues antes citados. Esto constituye las principales fases de la orogenia Hercínica.

La historia tectónica posterior, hasta el Westfaliense D Superior, en la que hubo grandes movimientos con diferenciación de cuencas de la zona Cantábrica, no se puede seguir por la falta de depósitos del Westfaliense A-B-C. Probablemente se debe a que durante este período la zona estaría levantada y podría haber suministrado aportes a cuencas más septentrionales.

Una vez construido el edificio o bien en sus movimientos póstumos, se instala una cuenca parálisis (Prado-Guardo-Cervera) de edad Westfaliense D Superior. Estos depósitos siguen hasta el Estefaniense A Inferior, encontrándose afectados por los principales sistemas de pliegues; también se observan zonas de fractura con rejuergos sinsedimentario.

En este punto se plantea un problema de difícil solución en el ámbito de la Hoja y que ha dado lugar a diversos criterios sobre las distintas fases hercínicas que afectan a los materiales. Para HELMING, RUPKE y otros, la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, tendría una disposición diacrónica hacia el O, que habría dado lugar al depósito de la cuenca de Sabero. Sin embargo, para WAGNER y KNIGHT, después del depósito post-leónico de la cuenca Westfaliense D Superior-Estefaniense A, habría una fase de plegamiento (Astúrica) que separaría a las dos cuencas.

Para JULIVERT (1979), la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, situada sólo en la parte más oriental de la Cordillera, se habría formado como consecuencia de la migración de la orogenia Hercínica desde las partes más internas a las externas. El plegamiento que presentan sería debido a las últimas fases de esta orogenia. El Estefaniense B-C, ya totalmente continental, está extendido en toda la cordillera en cuencas limitadas, asociadas a zonas de fractura de mayor subsidencia; considerando que se ha enfatizado (con una fase orogénica) la importancia de la separación de estas dos cuencas.

Los movimientos posteriores pertenecen al ciclo alpino. Este ha actuado principalmente a través de fracturas y en el rejuergo de las grandes fallas hercínicas.

### **3.2 TECTONICA TERCIARIA**

De forma general, los procesos tectónicos terciarios enmarcados dentro del ciclo alpino, supusieron, de una parte, el levantamiento del borde S de la Cordillera Cantábrica, y de otra, consecuencia de la anterior, la individualización de la zona septentrional de la Cuenca del Duero y su relleno en parte por el material clástico grueso procedente de la erosión de estos re-

lieves que penetró en la misma a través de este borde tectónicamente activo. Desde estas zonas, hacia el S, la cuenca va adquiriendo carácter atectónico.

Esta elevación del zócalo paleozoico, realizada a través de sucesivas pulsaciones, supuso la fracturación de su borde S y el rejuego de fallas predominantemente inversas. Sus efectos se manifiestan a través de pliegues, fracturas y discordancias en los materiales cretácicos y terciarios adyacentes al dominio levantado, donde llegan a disponerse incluso fuertemente invertidos; en ellos se han observado profundidades de hasta 800 m., como muestran los sondeos mecánicos y geofísicos realizados en estas zonas y descritos por otros autores (ALMELA, 1949; EVERS, 1967). Hacia el Sur, estos sedimentos plegados alcanzan rápidamente la subhorizontalidad.

La primera de las discordancias presentes, localizada entre los sedimentos cretácicos y paleógenos tiene en esta Hoja mayor desarrollo que en las vecinas de Vegas del Condado y Guardo, faltando aquí el tramo entre ambos. Por su posición, puede hacerse corresponder a la acción de la fase Larámica.

Otra discordancia posterior, observable en las proximidades de Cistierna entre los conglomerados invertidos del Complejo de Candanedo y los del abanico también plegado de Modino, pudo haberse debido a la fase Sávica, entre el Paleógeno y Mioceno. Esta fase también sería la responsable de la formación del escarpe que dio lugar a la sedimentación de los abanicos Quintana de la Peña y Puente Almuhey.

La sedimentación discordante de los abanicos miocenos superiores de Vidanes, Cegoñal y Guardo sobre los anteriores es la respuesta a la reactivación tectónica de las fases stáiricas y otras pulsaciones intravallesienses.

No existen evidencias en esta Hoja de la acción de nuevas fases tectónicas terciarias, aunque en Hojas de más al interior de la cuenca, se hace responsable a la primera fase Rodánica de la generación de la superficie de erosión del Páramo y de la basculación general de la cuenca hacia el O (HERNANDEZ PACHECO, 1915; MABESOONE, 1961).

En el Plioceno Superior, nuevas pulsaciones provocaron la instalación de la «raña», que dentro de esta Hoja se halla bien representada en su borde oriental sobre los materiales del abanico de Guardo.

Los cambios de facies y encajamiento de algunos abanicos y las formas rectilíneas de la red fluvial, han inducido a pensar en que estas alineaciones, observables también en fotografías de satélite, tienen un control estructural y obedecen a posibles fracturas del zócalo que se han movido en distintos momentos de la historia geológica y cuaternaria.

En esta Hoja se ha deducido una serie de alineaciones que afectan a los ríos Esla y Cea con direcciones aproximadas NNE-SSO y N-S.

#### 4 GEOMORFOLOGIA

Desde un punto de vista geomorfológico se pueden distinguir un total de cinco grandes conjuntos o unidades, representadas en la figura 8.

La primera unidad, aflorante al N de la Hoja en una banda de dirección E-O, está constituida por materiales paleozoicos, con dos tipos de litologías predominantes que generan, por su distinta competencia, un relieve contrastado. Las calizas, tanto carboníferas como devónicas, constituyen las zonas más elevadas. Presentan todas ellas una karstificación generalizada manifestada por diferentes tipos de lapiaz y presencia de dolinas de génesis nival. Existe una red de barrancos de incisión lineal en la Caliza de Montaña y se desarrollan al pie de los afloramientos de la misma taludes de derrubios de gravedad que están alimentados en muchos casos por canales de avalancha.

Los materiales restantes son menos resistentes a la erosión y forman las zonas de menor altura entre las que se instala la red fluvial de orden mayor. Las vertientes en estos materiales están con frecuencia tapizadas por detritus, presentando una regularización las vertientes más tendidas.

El segundo dominio ocupa una mínima extensión y se limita a afloramientos diseminados de barras calizas cretácicas. Están karstificadas y solamente se han observado formas de lapiaz.

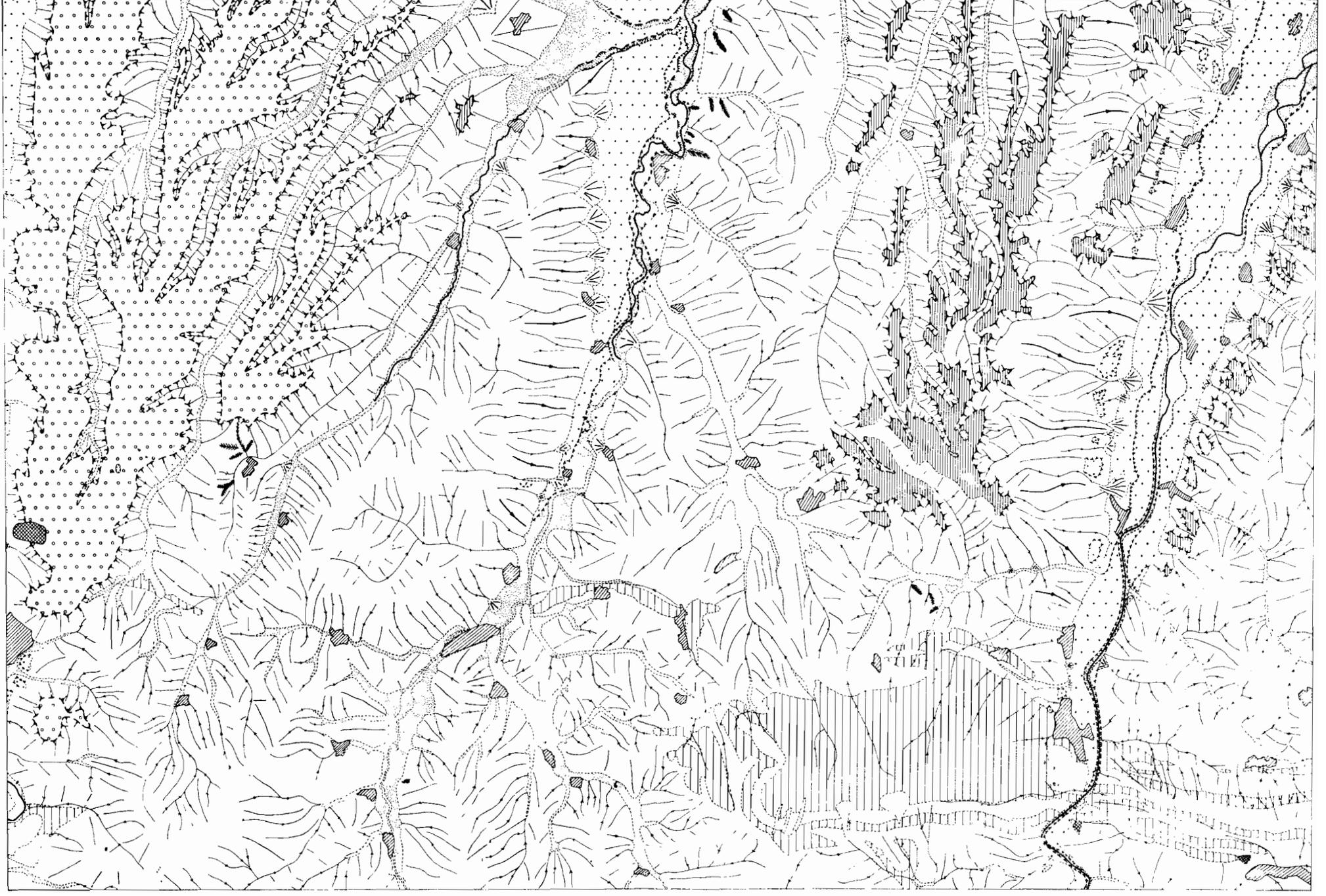
La tercera unidad distinguida, que ocupa la mayor extensión de la Hoja, está constituida por conglomerados predominantes al N y E que pasan hacia el Sur a formaciones con predominio de limos y arcillas, formando todo ello parte de un conjunto de abanicos aluviales de edad miocena.

El relieve está constituido por formas alomadas y por plataformas estructurales generadas por formaciones conglomeráticas más resistentes a la erosión. Estas superficies buzan débilmente hacia el N y Sur y se presentan escalonadas formando un sistema en graderío. A su vez están disecadas por la red fluvial y los bordes de las mismas se presentan por lo general degradados. Cuando el contraste litológico lo favorece, destacan en las vertientes débilmente, líneas de capas duras que modifican el perfil regulado, característico de la mayoría de ellas en esta zona.

Sobre una de las superficies estructurales aparecen dos pequeñas lagunas de dimensiones hectométricas, que creemos se han generado por deflacción eólica. Están capturadas por la red fluvial.

El cuarto conjunto aflora en el SE de la Hoja y está formado por una delgada película de conglomerados atribuidos por su constitución, posición y edad relativa a la Raña. Presenta una morfología de plataforma estructural con pendiente media hacia el Sur del 7-8 por 1.000. Al igual que las superficies estructurales anteriormente citadas se encuentra fuertemente disecada por la red fluvial, que se encaja profundamente en la misma.

ESCALA GRAFICA 0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km



## LEYENDA

### MODELADOS ESTRUCTURALES

-  Superficie estructural en capas horizontales.
-  Escorpe de relieve estructural degradada.
-  Escorpe de crestas.

### MODELADOS DE-POSICIONALES

-  Raña
-  Terrazos fluviales.
-  Terrazos bajas y o. llanura de inundación.
-  Valles de fondo plano.
-  Conas de deyección..
-  Escorpe neto (terrazos, vertientes, ect.)
-  Escorpe suavizado.

### VERTIENTES

-  Paleoverientes de regulanzación.
-  Vertientes regularizadas.
-  Vertientes desnudas

### RED FLUVIAL

-  Cauces activos.
-  Barrancos de incisión.
-  Carcavas

### FORMAS KARSTICAS

-  Dolinas.
-  Zona de Karstificación generalizada (terra rosa).

### MODELADO ANTROPICO Y OTROS

-  Nucleos urbanos.
-  Escambreras.
-  Laguna de nivación o dolina nival.

La mayoría de los investigadores que han estudiado la raña están de acuerdo en admitir que este depósito se ha originado en condiciones climáticas áridas. Surgen discrepancias en las interpretaciones de algunos autores, ya que admiten una primera etapa de arrasamiento en la que se forma un pedimento erosivo y en otra fase posterior se produce la sedimentación de los depósitos conglomeráticos de la raña. Estimamos que tanto el pedimento como la superficie superior del depósito son congénitos y por tanto coetáneos. Los procesos que han generado esta formación son, a nuestro modo de ver, la arroyada en manto y difusa, alimentada por bruscos y esporádicos aguaceros de un régimen hídrico árido, que producían el arrasamiento junto con la deposición del material llevado en carga.

El quinto dominio corresponde al sistema de terrazas y depósitos transportados por la red fluvial. Los dos ríos más importantes, el Esla y el Cea, discurren relativamente encajados, comenzando a extenderse su llanura aluvial en dirección Sur. Presenta el primero un sistema de terrazas escalonadas de escaso desarrollo. Los cauces de ambos ríos están encajados, la mayor parte de su curso, en la llanura de inundación.

Por otra parte destaca la linealidad de ambos ríos, que hace suponer que se amolden a líneas de debilidad tectónica.

Presentan, asimismo, un desarrollo disímtrico en su valle, con vertientes abruptas en la margen derecha.

En el borde oriental de la Hoja afloran depósitos de terraza correspondientes al río Carrión.

Prácticamente toda el área está recubierta por un tapiz de depósitos de vertiente que trae como consecuencia la escasez de buenos afloramientos del sustrato. Las vertientes están suavizadas por estos materiales que se movilizan por procesos de soliflucción y *creep*. Esta regulación generalizada de las vertientes tiene un claro origen periglacial y afecta incluso a los escarpes de las terrazas más bajas. Estos depósitos de vertientes alimentan tanto a los valles principales como a los secundarios. Estos últimos tienen un desarrollo de su lecho en fondo plano y presentan por lo general una concavidad de enlace con las vertientes.

Alguna de éstas, regularizadas, están colgadas por fases de incisión lineal.

Los detritus de vertientes quedan disecados en muchos casos por barrancos de incisión lineal y cuando aflora el sustrato y éste está constituido por materiales poco coherentes (Mondreganes, etc.) la arroyada modela las vertientes en un sistema de cárcavas de poco desarrollo.

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

Como se ha indicado anteriormente, dada la pequeña zona que abarcan los materiales paleozoicos, es necesario hacer referencia a zonas más am-

plias que los simples límites de la Hoja, para tratar de explicar los procesos que en ella se han desarrollado.

En la zona a la que pertenecen los materiales paleozoicos, con la excepción de pequeñas interrupciones en el Devónico Superior y otra más importante en el Ordovícico Medio-Superior, existe una sedimentación prácticamente continua.

La sedimentación presenta características de aguas poco profundas con alternancias de sedimentos terrígenos y carbonatados. Presentan facies arrecifales, de llanura intermareal, y facies terrígenas de aguas someras principalmente, todas con faunas bentónicas, pistas y estructuras sedimentarias de poca profundidad. Por tanto, hasta el final del Devónico, la Zona Cantábrica se comportó en general como un área de plataforma, de aguas poco profundas y bien oxigenadas, con una subsidencia moderada pero bastante uniforme.

Se advierte una falta de formaciones progresivamente hacia la parte NO, esto se puede explicar considerando que la sedimentación devónica fue regresiva o bien que la formación de las areniscas de la Ermita es transgresiva y corta en bisel a las formaciones inferiores como consecuencia de un suave abombamiento de la corteza, ya que no se observan discordancias angulares.

De cualquier manera, el Macizo Astúrico debió desaparecer bajo la transgresión del Devónico Superior, instalada sobre una dilatada plataforma y que inicia el ciclo carbonífero, donde van a cambiar las condiciones paleogeográficas.

El Carbonífero Inferior se presenta en series condensadas, con facies nodulosas y faunas pelágicas. Al final del Tournaisiense o en el Visiesiense, hubo ligeros movimientos epirogénicos, que pueden hacer que no se depositen algunas formaciones (como de hecho ocurre en la Hoja) o bien que éstas sean muy reducidas.

En el Namuriense hay ya manifestaciones del ciclo orogénico Hercínico, que se traduce en una compartimentación en cuencas con distintas características estratigráficas. En esta Hoja está representada una zona de transición entre una cuenca turbidítica situada más hacia el S y O, cuyas direcciones de corrientes vienen del O, y una zona de plataforma en la que se depositan calizas en un medio azoico y reductor, situada más al N y E, presentando indentaciones entre los dos tipos de sedimentos.

Durante el Westfaliense, tienen lugar las fases más importantes de la Orogenia Hercínica, que produce grandes variaciones en la paleogeografía de la Cantábrica. En esta zona no se puede seguir bien la evolución, ya que probablemente esta región estaba emergida, comportándose en general como fuente de sedimentos. Se produce en esta época el emplazamiento de los mantos, los diversos sistemas de pliegues y los primeros movimientos de las grandes fracturas hercínicas, como la falla de Sabero-Gordón.

Los primeros materiales con características sedimentarias posttectónicas, y claramente posteriores a las principales fases de plegamiento Hercínicas son los de la cuenca Prado-Guardo-Cervera. Forman parte de una cuenca parállica, bastante potente, en la que se observan influencias marinas más importantes hacia el E, con desarrollo de carbón en los tramos continentales. Esta cuenca sedimentaria se extiende en las Hojas más orientales formando las cuencas carboníferas de la Pernia y Barruelo y su edad es Westfaliense D Superior-Estefaniense A.

Esta cuenca se encuentra plegada por dos sistemas de pliegues, que constituyen las fases más tardías de la Orogenia Hercínica. Para WAGNER (1965) se trata de la fase Astúrica.

Posteriormente y discordante sobre todos los materiales anteriores, se deposita la secuencia Estefaniense A Superior-B que constituye la cuenca de Sabero. Sus formaciones basales son los primeros sedimentos de una cuenca parállico-límnica, que se extiende hacia el O y el N, dando lugar a numerosas cuencas carboníferas mineras como Ciñera-Matallana, Magdalena, Villablino, etc. Su distribución no es uniforme, sino que está ligada a zonas de fractura que presentan una subsidencia a veces de gran importancia. Estos materiales están plegados y fallados por movimientos póstomos de la Orogenia, cuya edad no se puede precisar por la falta de sedimentos más modernos hasta el Cretácico. Probablemente se trate de adaptaciones de cobertera de fracturas en los materiales anteriores, a veces de compresión como en la Hoja, que da lugar a cabalgamientos del Paleozoico antiguo sobre estos materiales.

La historia geológica durante el Triásico, Jurásico y gran parte del Cretácico no se puede seguir, pues no existen sedimentos correspondientes a estas edades.

Los primeros materiales cretácicos que aparecen, están discordantes y transgresivos sobre los paleozoicos, son depósitos continentales de origen fluvial, que tenían su área fuente en masas graníticas y metamórficas situadas al S y O. El Cretácico Superior forma un ciclo completo; la transgresión marina se inicia con el depósito del Tramo de Transición; la culminación está representada por las calizas con Lacazina y la parte superior de la serie Indica que el mar comienza a retirarse, terminando con la aparición de la facies Garumniense (aflorantes en zonas próximas).

El comienzo de la sedimentación terciaria tiene lugar aquí de una forma brusca, existiendo una discordancia neta atribuible a la fase Larámica, entre los tramos inferiores del conjunto Vegaquemada y los materiales subyacentes del Cretácico, sin que aparezcan entre unos y otros los términos basales de transición, como ocurre en las dos Hojas vecinas de Guardo y Vegas del Condado.

Estos tramos inferiores representan el comienzo de la formación de la cuenca del Duero. Desde entonces, el borde norte de la misma ha sido emi-

nementemente activo, sufriendo deformaciones importantes provocadas por la reactivación alpídica de antiguos sistemas de fractura hercinianos, y en definitiva, por la elevación general de la Cordillera Cantábrica.

El sistema fundamental de entrada y distribución de materiales en la cuenca, tuvo lugar a través de abanicos aluviales que constituyen episodios discontinuos y superpuestos, ocupando posiciones espaciales diferentes, con áreas madre y desarrollo distintos. Parte de estos episodios se hallan registrados en la presente Hoja, especialmente las facies proximales de los mismos.

La gran semejanza que estos depósitos presentan, tanto en ordenación como en litología, con los existentes en las Hojas vecinas de Vegas del Condado y Cistierna, permite una reconstrucción más precisa de la evolución espacial y temporal del relleno de la cuenca.

Durante el Paleógeno, los procesos regionales de levantamiento existentes en la Cordillera, supusieron el establecimiento de estas zonas septentrionales de la cuenca, de una red tipo *braided*, en parte como consecuencia del aumento de la pendiente deposicional y descarga fluvial. En su base, estos sedimentos, que corresponden al Tramo Superior del Complejo de Vegaquemada, se superpusieron ligeramente discordantes sobre la extensa llanura de inundación anteriormente establecida, o bien directamente sobre el substrato cretácico, cuyos materiales, tanto detríticos como calcáreos, pasaron a constituir localmente su área madre principal. Concretamente, las areniscas, a menudo conglomeráticas, de Vegaquemada, provendrían en gran parte de la erosión de los materiales siliciclásticos cretácicos (Formación Voznuevo; EVERS, 1967) previamente sometidos a una cierta actividad tectónica, hecho que viene confirmado por el estudio de minerales pesados en ambas.

Es probable que la red *braided* estuviese enlazada lateralmente, ya en su inicio, con abanicos aluviales. Desde luego, con el tiempo, la sedimentación evolucionó desde estos ambientes distributarios a otros más proximales, como lo demuestra su paso lateral y vertical progresivo a los conglomerados masivos del Complejo de Candanedo.

Esencialmente, este proceso supuso la progradación o el avance hacia el S de los abanicos (por la erosión de los relieves que ya con anterioridad habían comenzado a elevarse) situados al pie de fracturas, generadas o reactivadas durante el Paleógeno o en el tránsito Paleógeno-Neógeno (Fase Sávica).

El resultado fue la sedimentación durante el Paleógeno y parte del Neógeno en este borde N, del potente sistema de depósitos de abanico aluvial que integran el Complejo de Candanedo, constituyendo un frente que penetraba desde dos zonas diferentes en la cuenca, siempre con gran amplitud longitudinal y lateral.

Uno de los dos sistemas de abanicos que constituyen este Complejo,

tuvo su entrada por el NO de la Hoja y su zona apical la constituyeron allí los relieves paleozoicos y cretácicos situados al N de la línea Quintana de La Peña-Cistierna-Yugueros. El otro sistema, con representación en la mitad oriental del mapa, comenzó a funcionar antes, en algunos puntos incluso en la base del Paleógeno (ej. La Espina, SO de Puente Almuhey, etc.) en donde se apoya directamente sobre el Cretácico calcáreo que constituye su área madre inmediata; la composición litológica, interpretación y edad de este último es prácticamente idéntica a la de la parte inferior del Complejo de Cuevas en la Hoja vecina de Guardo.

Es difícil llegar a establecer en esta Hoja la importancia exacta que llegó a alcanzar en conjunto este Complejo de Candanedo, debido a los recubrimientos de abanicos posteriores que sólo permiten ver los tramos basales del mismo. Por otro lado, el paso lateral de su parte inferior a las Facies de Vegaquemada, prueba la integración local de ambos, al menos parcialmente, dentro de un mismo sistema deposicional de abanicos en el que están variando constantemente en el tiempo, tanto en sentido longitudinal como lateral, las condiciones de proximidad-distalidad.

Por otra parte, existe una conexión lateral hacia el O entre el sistema occidental de Candanedo y la parte inferior del de idéntico nombre situado en el extremo E de la Hoja contigua de Vegas del Condado, lo que prueba una procedencia similar para ambos a partir de un área madre de idéntica composición y situación.

Posteriormente al depósito de los materiales del Complejo de Candanedo, y con anterioridad al comienzo del Mioceno Superior, tiene lugar una nueva tectonización importante acompañada de elevación de estos últimos juntamente con el Vegaquemada y el Cretácico, que llegan a disponerse incluso algo invertidos. Este proceso trae como consecuencia una reactivación de los fenómenos de erosión en el área madre que se traducen en la formación de dos nuevos sistemas más o menos cretácicos (Modino al O y Puente Almuhey al E) de composición bastante similar a la del que los precede, pero dispuestos sobre el mismo constituyendo una discordancia de alto ángulo.

El primero de ellos (Modino) se desarrolla fundamentalmente a expensas de los materiales carboníferos, devónicos y cretácicos situados inmediatamente al Norte. La zona de cabecera debió estar situada aproximadamente por encima de la localidad de Yugueros y parte de sus depósitos enlazan hacia el O, en la Hoja vecina de Vegas del Condado, con las coladas superiores del Complejo de Candanedo. Este hecho demuestra que la tectonización previa al depósito, antes citada, tuvo un carácter muy desigual en ambas Hojas, con efectos mucho más acentuados en la de Cistierna. El mayor desarrollo de este conjunto parece haber tenido lugar, a juzgar por su disposición y espesores, hacia el S y el SE.

El segundo de estos sistemas (Puente Almuhey), se desarrolla exclusiva-

mente a expensas de materiales carboníferos y cretácicos de los relieves situados al N y su zona de cabecera debió encontrarse probablemente algo por encima de la línea que une las localidades de Puente Almuhey y La Espina.

Estos dos últimos sistemas tienen bastante amplitud, rebasando por el Sur el límite de la Hoja y constituyendo en el valle del Cea de la mitad inferior de la misma, una zona de coalescencia como se puede apreciar por el estudio de paleocorrientes. Los depósitos de sus coladas más superiores debieron de tener lugar en los comienzos del Mioceno Superior. Por otro lado, en el área meridional central del mapa, y dentro de esta zona de mezcla, se observan algunos niveles de paleosuelos con enriquecimiento en carbonato (protocaliches) que parecen sugerir, al menos allí, un clima árido, o más probablemente, semiárido. La disposición geométrica de ambos, vista en una sección longitudinal, tiene forma de surco o lentejón, con aumento gradual de espesores hacia un área, ligeramente distanciada del frente montañoso, consecuencia de la continua elevación contemporánea a la sedimentación en la zona de borde.

En parte simultáneamente con el depósito de los materiales de los abanicos de Modino y Puente Almuhey, y en determinadas áreas de la mitad occidental de la Hoja situadas en el mismo borde de la cuenca, se está desarrollando un nuevo sistema de pequeños abanicos coalescentes entre sí: el denominado Complejo de Quintana de la Peña. Sus depósitos, que alcanzan los mayores espesores en las estribaciones meridionales de Peña Corada, un poco al E de la localidad que les da nombre, proceden exclusivamente de la erosión de los relieves carboníferos (caliza de montaña) y cretácicos que los limitan por el Norte. Constituyen un conjunto de abanicos, prácticamente sin solución de continuidad lateral y con muy escaso desarrollo longitudinal (sólo unos pocos kilómetros). Los materiales que los componen quedan incorporados muy a menudo a los de Modino y Puente Almuhey, con los que se interdigitan frecuentemente. La disposición geométrica de estas acumulaciones es en cuña, vista en una sección longitudinal, con los mayores espesores al pie mismo del frente montañoso, muy a menudo en contacto por falla con ellos. El comienzo de funcionamiento del sistema de Quintana de la Peña, debió de comenzar bastante antes del Mioceno Superior y continuar luego durante prácticamente todo este último. Por el O sus sedimentos se continúan en la Hoja vecina de Vegas del Condado.

Con posterioridad al depósito de los sistemas de Modino y Puente Almuhey, así como de una buena parte del de Quintana de la Peña, tiene lugar probablemente una disminución de la actividad tectónica durante un intervalo de tiempo relativamente prolongado, alcanzándose el perfil de equilibrio por el relleno de la cuenca y la degradación de los relieves. Esto trae como consecuencia, por un lado, el desarrollo favorable de los fenómenos edáficos (suelos calcimorfos) anteriormente citados en las áreas de más al sur de

la Hoja, y por otro de un paleorrelieve, especialmente acusado hacia el N, cuyas irregularidades se observan cartográficamente en las laderas de los valles actuales que atraviesan la Hoja.

Poco después del comienzo del Mioceno Superior, tiene lugar una nueva reactivación de los procesos erosivos en el macizo septentrional, junto con una ligera deformación y elevación del mismo, lo que trae como consecuencia un cambio en la posición del frente montañoso inicial (área madre) que sufre un retraso gradual hacia el norte, a la vez que cambia su composición litológica de mixta a casi exclusivamente silíceo. Esta última estaría formada, respectivamente, en las zonas occidental y oriental del mapa, por los materiales cuarcíticos y areniscosos del Devónico Superior y areniscosos del Carbonífero, situados por detrás de los antiguos relieves del área madre anterior que pasan a constituir ahora un pedimento, sobre el que comienzan a depositarse los clastos silíceos de los dos nuevos sistemas de Vidanes (al O) y Cegoñal (al E). Estos últimos depositan a menudo en sus áreas proximales, sucesivas coladas transportadas por *debris-flow* con clastos flotando en una matriz fangosa procedente en gran parte de la alteración de pizarras y carbonatos, mayoritariamente carboníferos.

Durante este mismo período, en las áreas de cabecera situadas al pie de Peña Corada, se seguirían depositando clastos, principalmente ahora de caliza de montaña procedente de dicho macizo, dentro del Complejo de Quintana de la Peña.

Simultáneamente, y en el límite oriental de la Hoja, está teniendo lugar la entrada de grandes cantidades de siliciclásticos a la cuenca, una gran parte de los cuales se esparce por la Hoja adyacente de Guardo; pertenecen al que hemos denominado Sistema de Guardo. Sus sedimentos, procedentes principalmente de la erosión de materiales carboníferos y del Devónico Superior, se esparcen por el este del mapa. Las coladas superiores del mismo alcanzan allí una progresivamente mayor extensión hacia el S en sentido lateral, apoyándose sobre los términos más altos del Conjunto de Cegoñal; por el contrario, las inferiores presentan coalescencia con las de este último. Es bastante común también aquí, lo que confirma su depósito bajo un clima probablemente semiárido. El conjunto rebasa ampliamente por el S el límite de la Hoja, ocupando además una gran extensión lateral, lo que da idea de la gran cantidad de sedimentos transportados, así como de la importancia del proceso. Su sección longitudinal, a juzgar por los datos de que se dispone en la Hoja de Guardo, parece ser en forma de surco o lentejón, con engrosamiento brusco del espesor hacia el Sur y horizontalmente nada más rebasar la franja de afloramientos cretácicos con disposición E-O. Este último dato parece indicar, por un lado, que la posición topográfica elevada de estos últimos respecto al Terciario Inferior (Vegaquemada), existía al menos previamente al depósito de gran parte del abanico de Guardo, y por otro, que el ápice de las coladas inferiores de dicho sistema de Guardo, estaba situado

en el mismo borde sur del paleorrelieve cretácico, desplazándose luego más al Norte, durante la sedimentación de las coladas superiores. Otra explicación de este hecho sería la posible existencia en este punto de una fractura tardía de orientación E-O y desplazamiento vertical, en el límite Cretácico-Vegaquemada, con levantamiento del bloque septentrional.

Considerando de una manera global todos los sistemas de abanicos que se depositaron dentro de la Hoja, se observan las siguientes características:

1. Las mayores extensiones longitudinales corresponden a aquellos constituidos fundamentalmente por clastos silíceos (Vidanes, Cegoñal, Guardo, Raña), seguidos de los de clastos poligénicos (Modino, Puente Almuhey, Candanedo occidental) y finalmente de los de clastos carbonatados (Quintana de la Peña, Candanedo oriental).

2. Por lo general, desde los abanicos más antiguos a los más modernos, está teniendo lugar un desplazamiento progresivo hacia el Norte de sus áreas madres respectivas.

3. Los sistemas que presentan una sección longitudinal en surco o lentajón, tienen siempre una extensión longitudinal mucho mayor que aquellos con disposición en cuña.

Durante el Plio-Pleistoceno tiene lugar el depósito de la Raña con aportes siliciclásticos procedentes en su mayoría, como en el caso del abanico de Guardo, de la erosión de los macizos paleozoicos (Carbonífero y Devónico Superior) situados más al N y que han sufrido un proceso de suave epirogenesis probablemente acompañado de un cambio climático con períodos cortos de mayor pluviosidad. Sus sedimentos aparecen especialmente hacia el Sur, ligeramente excavados en el sistema procedente de Guardo, y representa por tanto, la primera señal de encajamiento previa al sistema fluvial actual.

A partir del Pleistoceno Inferior y hasta la actualidad, las llanuras de inundación de los ríos parecen haber ido disminuyendo progresivamente en extensión con sucesivos encajamientos de los cauces (Esla y Cea). Por otro lado, se observan frecuentes rasgos de hidromorfismo en las distintas terrazas con procesos cada vez más intensos a medida que nos desplazamos hacia las más altas; todo ello apunta a condiciones de drenaje deficientes, así como a una mayor jerarquización de la red fluvial.

Originados por procesos de periglacialismo, se observan también fenómenos de reglaje de vertientes durante el Pleistoceno.

El desarrollo de suelos rojos fersialíticos, tanto en esta Hoja como en las de Guardo, Saldaña y Carrión, pone de manifiesto la existencia de un clima mediterráneo que fue más frío y húmedo en las regiones más septentrionales.

Existe un último proceso (post-Wurm) de reglaje de vertientes que se traduce en depósitos de coluviones actuales.

Por último, se observa un empardecimiento en la parte más superior de los perfiles de los suelos. Este proceso parece deberse a dos tipos de mecanismos fundamentalmente:

a) una hidratación más o menos parcial de óxidos de hierro, previamente deshidratados en procesos anteriores, y

b) una combinación de la materia orgánica con la fracción mineral del suelo (arcillas y otros coloides), que nos indicarían una tendencia a la estepización, que parece continuar en la actualidad.

El gráfico adjunto (fig. 9) representa esquemáticamente la evolución del borde de cuenca en el tramo E-O ocupado por las Hojas núms. 130 (Vegas del Condado), 131 (Cistierna) y 132 (Guardo), en lo que se refiere a la posición de los distintos abanicos aluviales y a su variación en tres momentos de la historia geológica. Las facies son predominantemente proximales y en menor proporción intermedias.

## 6 GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1 MINERÍA Y CANTERAS

#### 6.1.1 MINERÍA DEL CARBÓN

Esta actividad es la principal fuente de riqueza de la zona. Se centra en la explotación de las capas de carbón de las cuencas de Prado-Guardo-Cervera y de Sabero.

#### *Cuenca de Prado-Guardo-Cervera:*

Los carbones explotados en esta zona son antracitas y hullas de buena calidad, se destinan en su mayor parte a usos térmicos (Centrales y diversos), en menor grado a la industria química y a siderurgia.

Existen registros y pequeñas explotaciones prácticamente en todos los tramos continentales descritos, muchos de ellos están citados en el capítulo de estratigrafía, por lo que sólo se hará referencia a los de mayor interés.

Los tramos más bajos de la serie, esto es, de La Choriza a Temasones, afloran en los alrededores del anticlinal del Sextil. En la zona N de éste, están presentes de muro a techo los siguientes paquetes productivos: Victoria-Choriza (2 capas), Ancha y Estrecha (2 capas), Marino-Continental (4 capas) y San Pedro (4 capas). En la zona situada al S del Textil, las capas están fuertemente tectonizadas y verticales; los paquetes existentes son: Ancha y La Choriza con dos capas cada uno.

Al N de La Sota del Valderrueda, no existen labores mineras importantes, si bien algunos sondeos han detectado el paquete de Victoria-La Choriza. En esta zona el tramo de La Espina no presenta capas explotables.

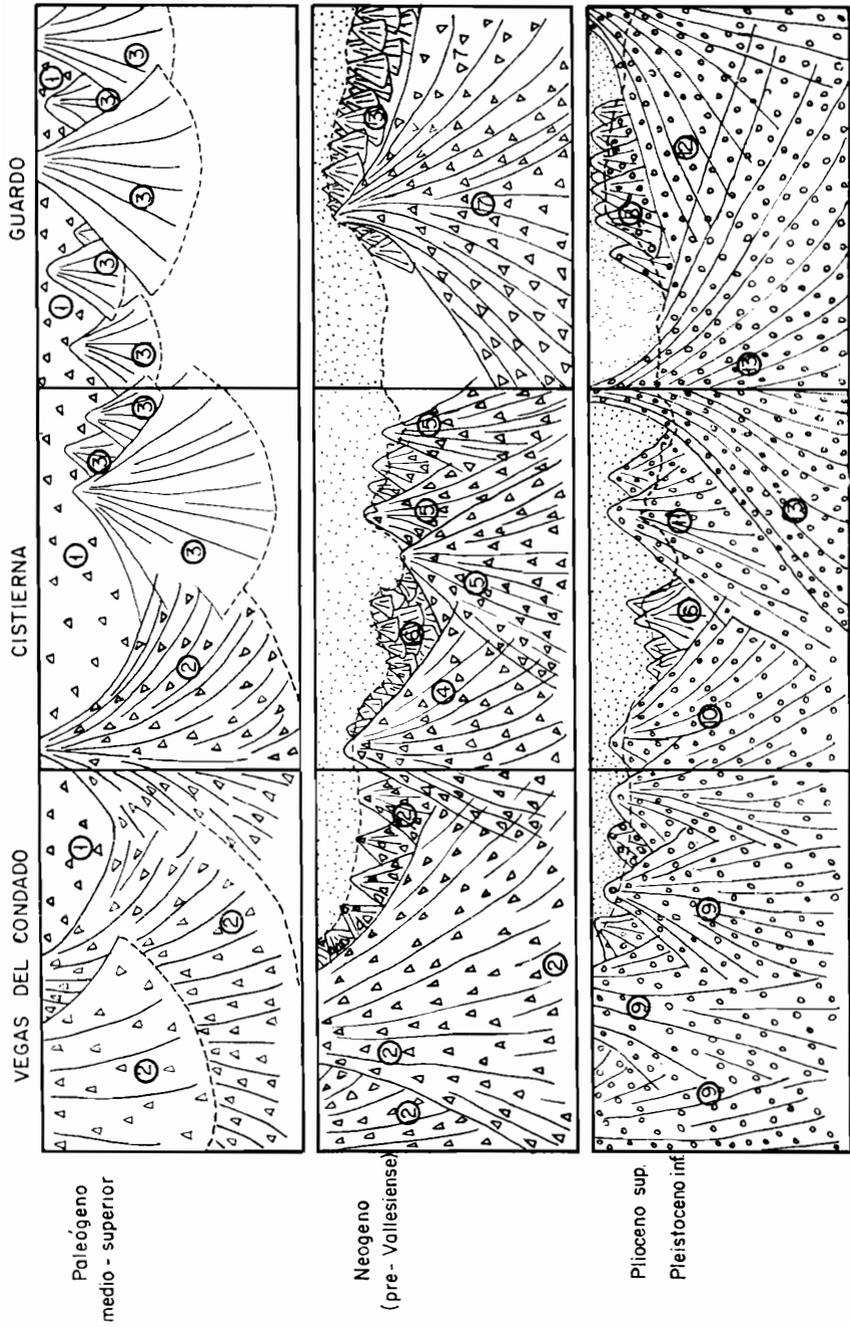


Figura 9.—Esquema paleogeográfico.

En la Sota de Valderrueda, el tramo de Villalmonite tiene capas explotables, una de ellas de 138 cm., pero de poca continuidad lateral. En general, parece que la parte inferior del tramo contiene los carbones más apreciables explotados en Soto de Valderrueda.

La zona que ha sido objeto de importantes explotaciones es la que ocupa el sinclinal de Taranilla. La explotación data del siglo pasado, iniciándose para beneficiar carbones coquizables en explotación subterránea. Dentro de este área, se localizan las concesiones de la Empresa Hullera de Prado de la Guzpeña, S. A., única que posee explotaciones abiertas en el área.

Se encuentran tres paquetes de capas, que de muro a techo son las siguientes:

- Paquete de Muro o de Villacorta (8 capas), éste se localiza dentro del tramo continental de Villalmonite. En la actualidad no se encuentra en explotación.
- Paquete Centro: contiene carbones coquizables y ha sido explotado al O del río Tuéjar. Con una potencia de 175 m., contiene seis capas que han sido explotadas en la rama sur del sinclinal de Taranilla, las potencias de éstas son variables y no tienen una gran continuidad lateral, por los motivos expuestos en el apartado de estratigrafía. Este paquete no se explota en la actualidad y se sitúa dentro del tramo continental de Prado.

#### Composición de los clastos en los conglomerados



Zona de coalescencia



Paleozoico y Mesozoico



Límite del Terciario



Silíceo



Carbonatado



Poligénico

#### Abanicos Aluviales

- |                                      |                                     |
|--------------------------------------|-------------------------------------|
| 13. Sistema de Guardo+Raña.          | 6. Complejo de Quintana de la Peña. |
| 12. Sistema de Cantoral.             | 5. Sistema de Puente Almuhey.       |
| 11. Sistema de Cegoñal.              | 4. Sistema de Modino.               |
| 10. Sistema de Vidanes.              | 3. Complejo de Cuevas.              |
| 9. Sistema de Barrillos.             | 2. Complejo de Candanedo.           |
| 8. Sistema de Aviñante (Silíceo).    | 1. Complejo de Vegaquemada          |
| 7. Sistema de Aviñante (Poligénico). |                                     |

- **Paquete de Techo o de Taranilla:** es un paquete potente y sucio, de gran continuidad, ocupa el núcleo del sinclinal del mismo nombre, formando el núcleo de las tres cubetas sinclinales, Llamillas, Santo Domingo y Villacorta, a que dan lugar los cabeceos del eje sinclinal de Taranilla.

En la actualidad se explotan estos paquetes a cielo abierto en la cubeta de Llamillas, al O del río Tuéjar, descubierta de Zapateros. Este paquete está incluido en el tramo continental de Santo Domingo.

#### *Cuenca de Sabero:*

Los carbones obtenidos son del tipo bituminoso, particularmente buenos para la fabricación de coque, el único problema es su alto contenido en azufre, si bien esto es soslayable con la demanda existente. La factoría de coque se encuentra en Vegamediana. También se destina una parte de la producción a usos térmicos (Central de Guardo y otros, calefacción, etc.).

Las primeras explotaciones se hicieron en el Valle de Sotillos y posteriormente, hasta hace una década, los trabajos se generalizaron en casi todos los tramos estratigráficos descritos. Entre las explotaciones que se pueden destacar, pero que actualmente están cerradas, se encuentran: la Mina Gonzalo en Los Valles y el Pozo de La Herrera.

En la actualidad, las únicas explotaciones se encuentran en el Pozo de Herrera núm. 2, cerca de Sotillos (en el límite de la Hoja), que explota los tres paquetes tradicionales de la cuenca (Norte, Central y Sur), que se corresponden con la Formación Sucesiva, Capas de La Herrera y Capas de la Unica, respectivamente. Las labores llegan a 507 metros debajo de la superficie.

Actualmente se llevan a cabo trabajos de investigación, para lo cual se realiza gran número de zanjas y otras labores, que sin duda aportarán nuevos datos para el conocimiento de la cuenca y el cálculo de reservas.

#### 6.1.2 CANTERAS

No se han observado explotaciones de importancia en los materiales paleozoicos, si bien los tramos calizos, principalmente, presentan características que los hacen potencialmente aprovechables como material de construcción, áridos, etc.

En los sedimentos del Tramo Inferior del Cretácico (Utrillas), existen algunas explotaciones (graveras y areneros) donde se obtienen materiales con destino a la construcción, estando generalmente localizados en las proximidades de los pueblos. Las arenas caoliníferas pueden ser susceptibles de ser aprovechadas con destino a cerámica y refractarios, si bien la presencia de hierro dificulta su proceso. Las arcillas de esta formación son también

aprovechables en algunas localidades (p. e., Cistierna) para la industria cerámica y localmente pudieran hacerlo para refractarios.

En las calizas cretácicas, se han observado pequeñas canteras que son aprovechadas localmente.

No existen explotaciones de tipo industrial para el aprovechamiento de los materiales terciarios y cuaternarios. La extracción tiene, allí donde se realiza, carácter exclusivamente local y temporal en función de necesidades concretas.

Los fangos arcillosos silíceos se explotan en Corcos, en Canalejos, Quintanilla de Rueda y en otros puntos para la obtención de adobes y tejas.

La raña y los depósitos fluviales (terrazas, llanura de inundación y conos de deyección) proporcionan áridos gruesos y medios por cribado (Quintanilla de Rueda y Alto del Cristo del Amparo).

## **6.2 HIDROGEOLOGIA**

La zona presenta un clima continental de montaña, con una media de precipitaciones bastante alta, siendo de especial importancia las de nieve. El área es tributaria de la cuenca del Duero y son numerosos los ríos y arroyos que nacen o discurren a través de la Hoja; de O a E los más importantes son: Esla, Tuéjar, Cea y Carrión.

Los materiales que presentan mejores características hidrogeológicas son las calizas devónicas, carboníferas y cretácicas, que por su naturaleza y disposición constituyen buenos acuíferos. De especial interés son las calizas carboníferas que forman Peña Corada, y presentan karstificaciones a veces importantes, con formas de relieve características (dolinas, etc.). Dada su estructura, presenta un área de captación limitada, alimentándose exclusivamente de las precipitaciones. Se drena por las zonas bajas y son numerosos los manantiales que no presentan un gran caudal, pero son suficientes para el abastecimiento de las poblaciones cercanas.

En los materiales de las cuencas de Prado-Guardo-Cervera, así como en los de Sabero, predomina la escorrentía.

Los depósitos detríticos gruesos y medios del Terciario constituyen potenciales niveles interesantes no explotados en la actualidad. La discontinuidad de algunos tramos conglomeráticos y, en el caso de la existencia de cementación carbonatada, son datos negativos a tener en cuenta en una prospección. La discontinuidad es menor en el borde N de la cuenca, donde hay predominio de litologías detríticas gruesas y medias.

En todo el ámbito de la Hoja se pueden localizar fuentes en los contactos entre capas de conglomerado o arenas y fangos arcillosos, aunque de caudal escaso y estacional.

Se ha realizado un sondeo en las proximidades de Sta. Olaja de la Acción emboquillado en la llanura aluvial, pero se desconoce su profundidad y resul-

tados. Lo mismo ocurre con otro sondeo (citado por ALMELA, 1947) en Sorribas con fines de prospección carbonífera.

Cuando los conglomerados son calcáreos o incluso mixtos, existen karstificaciones locales incipientes que favorecen la formación de conductos colectores de aguas de infiltración, siempre de escasa entidad.

Actualmente son aprovechados, con poca intensidad, los recursos que proporcionan los sedimentos cuaternarios fluviales, tanto las terrazas como la llanura de inundación y, menos, la raña. En este sentido son especialmente interesantes los asociados a los ríos Esla, Cea y Carrión (en el borde E).

## 7 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

No se han localizado en este área puntos con interés geológico especial. Desde el punto de vista didáctico se puede citar el corte geológico N-S que proporciona el escarpe de la margen derecha del río Esla, que comprende el Paleozoico, Cretácico, conglomerados invertidos de la base del Terciario y capas subhorizontales del abanico poligénico de Modino. Hacia el sur hay buenas observaciones del contacto disconforme erosivo del abanico de Vidanes, silíceo, sobre el anterior.

Algún interés, pequeño por el momento, tienen los hallazgos, escasos, de industria lítica en la terraza  $Q_1T_{E3}$  y en el cerro en las proximidades de Yugueros. Las muestras tomadas (15.08-IM-GR-0613 y 15.08-IM-GR-0614, respectivamente) no han podido ser clasificadas convenientemente por la escasez de ejemplares.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- \*ADRICHEN BOOGAERT, H. A. VAN (1966).—«Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications». *Leidse Geol. Meded.*, 39, pp. 130-189.
- \*AERO SERVICE LTD. (1967).—«Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000». *Inst. Nacional de Colonización e Inst. Geológico y Minero de España*. Madrid.
- AGUIRRE, E. (1975).—«División estratigráfica del Neógeno continental». *Estud. Geol.*, vol. 31, núm. 5-6, pp. 587-595.
- ALMELA, A. (1949).—«Estudio geológico de la reserva carbonífera de León». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 62, pp. 401-486.
- \*AMERON, H. W. J. VAN (1965).—«Upper Cretaceous pollen and spores as-

---

\* Citados en el texto.

- semblages from the so-called «Wealden» of the province of León (Northern Spain)» *Pollen et Spores*, 7, 1, pp. 89-93.
- \*BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Géol. du Nord*, 2, 1, 630 pp.
- \*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)». *Brev. Geol. Ast.*, 20, 4, pp. 49-55.
- \*BATALLER, JR., y SAMPELAYO, P. H. (1944).—«Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa». *Notas y Comun. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 13, pp. 21-35.
- \*BECKER, G. (1976).—«Oberkarbonische Entomozoidee (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien)». *Senckenbergiana lethae*, 57, 2-3, pp. 201-223.
- \*BIROT, P., y SOLE, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la peninsule Iberique». *Mem. et Doc. Centre Doc. Cart. Geogr. (C. N. R. S. Paris)*, núm. 4, pp. 7-61.
- \*BOSCHMA, D., y VAN STAALDUINEN, C. L. (1968).—«Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains» *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 221-232.
- \*BROUWER, A., y VAN GINKEL, A. C. (1964).—«La sucession carbonifere dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)». *C. R. V. Congres Strat. Géol. Carbonifere*, Paris, 1963, 1, pp. 307-319.
- BRUYN, J. E., y EVERS, H. J. (1970).—«Gravity survey of the NW Duero Bassin (León, NW Spain)». *Leidse Geol. Meded.*
- \*BUDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964).—«Zur Frage von Sedimentation sunterbrechungen im Goniatiten und Conodontenführenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont., Mh.* (1964), 7, pp. 414-429.
- \*CARBALLEIRA, J. (1969).—«El Cretácico del Se de Cervera de Pisuerga». *Brev. Geol. Astur.*, 13, pp. 41-45.
- \*CIRY, R. (1939).—«Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, p. 504.
- C. G. S. - ADARO (1978).—«Síntesis geológica previa para la prospección de Uranio en la Cuenca del Duero». *J. E. N.* (Inédito).
- C. G. S. - IMINSA (1978).—«Síntesis geológica previa de la Cuenca del Duero». (*Proyecto Magna*). (Inédito.)
- (1978).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 164 (16.09) Saldaña». *Inst. Geol. y Min. de Esp.* (In lit.).
- C. G. S. - IMINSA - ENADIMSA (1978).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 131 (15.08) Cistierna». *IGME* (In lit.).

\* Citados en el texto.

- (1978).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 130 (14.08) Vegas del Condado». *Instituto Geológico y Minero de España* (In lit.).
- \*COMTE, P. (1936 a).—«Le Dévonien inférieur du León». *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- (1936 b).—«Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1936, pp. 138-139.
- (1936 c).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)». *C. R. séances Ac. Sci. Paris*, 203, pp. 1198-1200.
- (1957).—«La série cambrienne et silurienne du León». *C. R. séances Ac. Sci. Paris*, 204, pp. 604-606.
- (1938).—«Les facies du Dévonien supérieur dans la Cordillere Cantabrique». *C. R. séances Ac. Sci. Paris*, 206, pp. 1496-1498.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440.
- CRUSAFONT PAIRO, M., y TRUYOLS SANTONJA, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Notas y Comun. IGME*, núm. 60, pp. 127-140.
- \*DE COO, J. C. M.; DEELMAN, J. C., y VAN DER BAAN, D. (1971).—«Carbonate facies of the Santa Lucía Formation (Emsian-Couvianian) in León and Asturias, Spain». *Geol. en Mijnb*, 50, 3, pp. 359-366.
- DE JONG, J. D. (1971).—«Molasse and clastic-wedge sediments of the Southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators». *Geologie in Minjbouw.*, vol. 50 (3), pp. 339-416.
- \*DUPUY DE LOME, 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.
- \*ESPEJO, R.; TORRENTE, J., y ROQUERO DE LABURU, C. (1973).—«Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. (Geol.)*, tomo 71, pp. 231-236.
- EVERS (1967).—«Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers. Cantabrian mountains, NW Spain». *Leidse Geol. Meded.*, número 41, pp. 83-151.
- \*FAHLBUSCH, V. (1976).—«Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the european Tertiary». *News. Stratig.*, 5 (27), pp. 160-167.
- \*GARCIA ALCALDE, J., y ARBIZU, M. (1977).—«Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne)». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 96, 4, pp. 407-412.
- \*GINKEL, AC. VAN (1965).—«Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 34, pp. 1-225.

\* Citados en el texto.

- \*GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—«Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (geol.)*, 15, 74.
- \*GRAAFF, W. J. E. Van de (1971 b)—«Facies distribution and basin configuration in the Pisuerga area before the Leonian Phase». *Trabajos de Geología*, 3, pp. 161-177.
- (1971 c).—«Three Upper Carboniferous limestone rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 157-235.
- \*HELMIG, H. M. (1965).—«The Geology of the Valderrueda, Tejerina Ocejo and Sabero (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 77-149.
- \*HENKES, H. (1961).—«Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne». *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 50-58.
- \*HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912).—«Observaciones con motivo del descubrimiento de Mastodontes en el Cerro del Cristo de Otero (Palencia)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 12, pp. 68-69.
- (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Comunicación de Inv. Paleont. y Prehist.*, núm. 5.
- \*HERNANDEZ-PACHECO, F. (1950).—«Las rañas de las sierras centrales de Extremadura». *C. R. Congr. Intern. Geogr.* 2 (2), pp. 87-100.
- (1957).—«Las formaciones de raña de la Península Hispánica. INQUA». 5.º *Cong. Intern. Madrid-Barcelona. Resumés des Comun.*, pp. 78-79.
- \*HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935).—«Explicación del nuevo Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000 T. I.: El Sistema Cambriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 293-528.
- \*HIGGINS, A. C. (1971).—«Conodont biostratigraphy of the late Devonian early Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera». *Trab. Geol.*, 3, pp. 179-192.
- \*HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T., y WAGNER, R. H. (1964).—«Basal Carboniferous strata in part of Northern Leon, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas». *Bull. Soc. Belg. Geol.*, 72, 2, pp. 205-248.
- \*HOCQUARD, Ch. (1975).—«Etude sedimentologique des formations rouges miocenes du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection des placers auriferes associes, Thesis Univ. de Nancy». *Inst. Nat. Polit. de Lorraine ecole Nat. Sup. de Geologie appliques*.
- \*I. G. M. E. (1970).—«Síntesis a escala 1:200.000. Hoja 19 (León)».
- JIMENEZ FUENTES, E. (1974).—«Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica». *Boletín Geol. y Minero (IGME)*, tomo 85, fasc. 5.
- \*JONG, J. D. de (1971).—«Molasse and clastic-wedge sediments of the

---

\* Citados en el texto.

- southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators». *Geologie en Mijnbouw* 50, 3, pp. 399-416.
- \*JONKER, R. K. (1972).—«Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 48, pp. 275-379.
- \*JULIVERT, M. (1960).—«Estudio geológico de la cuenca de Beleño, Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica». *Bol. IGME*, 71, pp. 1-346.
- (1965).—«Sur la tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (7), 4, pp. 644-651.
- (1971 a).—«Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain». *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—«L'évolution structurale de l'arc asturien (in «Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1)». *Publ. Inst. Fr. Pétr., Ed. Technip*, pp. 1, 2.1-1, pp. 2-28.
- \*JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)». *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.
- \*JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- \*JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies (in "Histoire Structurale du Golfe de Gascogne", t. 2)». *Publ. Inst. Fr. Pétr., Ed. Technip*, pp. 11, 1-11-34.
- \*JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y GARCIA-ALCALDE, J. (1971).—«Mapa geológico de España, escala 1:200.000 (Síntesis de la Cartografía existente), Hoja 10 (Mieres), 1.ª ed. Memoria explicativa». *Inst. Geol. Min. Esp.*, pp. 1-113.
- \*KANIS, J. (1955).—«Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, núm. 21, pp. 377-445.
- \*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).
- \*KNIGHT, J. (1971).—«The sequency and the stratigraphy of the Eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain)». *Trab. Geol.*, 3, pp. 193-229.
- (1974).—«The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW, Spain)». *7 Congr. Int. Str. Geol. Carz., Krefeld, 1971, C. Rend., Band.*, 3, pp. 283-316.

\* Citados en el texto.

- \*KOPMANS, B. N. (1962).—«The sedimentary and structural story of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse. Geol. Meded.*, número 26, pp. 131-132.
- \*KULLMAN, J. (1961).—«Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I Stratigraphie. Palaontologie der U. O. Goniatitina HYATT». *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- (1962).—«Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6, pp. 1-119.
- (1963).—«Die Goniatiten der Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Palaontologie der U. O. Prolecanitina MILLER & FURNISH». *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 116, 3, pp. 269-324.
- KUYP, A. A. (1969).—«Sedimentological studies of the Tertiary along the southern border of the Cantabrian Mountains in the province of León (Spain)». *These. Dep. of Geol. Sedim. Geol. Sect.* Leiden University.
- \*LAUTENSACH, H., y MAYER, E. (1961).—«Iberische Meseta und Iberische masse». *Zeitschr. Geomorph.* N. F. Bd. 5 H. 3, pp. 161-181'.
- LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1969).—«Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga I, II y III». *Ann. Edaf. y Agrob.*, tomo 28, núm. 7-8, pp. 445-541.
- \*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.
- (1975).—«La falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica)». *Tierras de León*, 20, pp. 13-25.
- \*MABESONE, J. M. (1959).—«Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Cuero Bassin (Palencia, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 31-180.
- (1961).—«La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia)». *Estudios Geológicos*, vol. 17, número 2, pp. 101-130. (Resumen tesis doctoral.)
- \*MALLADA, L. (1900).—«Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (León)». *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 27, pp. 1-66.
- \*MALLADA, L., y BUITRAGO, J. (1878).—«La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica». *Bol. Comis. Mapa Geol. Esp.*, 5, pp. 177-194.
- \*MANJON RUBIO, M. (1969).—«El Terciario de Herrera de Pisuerga». Tesis de Licenciatura (Inédito).
- \*MARCOS, A. (1968 a).—«Nota sobre el significado de la León Line». *Brev. Geol. Ast.*, 12, 3, pp. 1-5.
- \*MARTINEZ CHACON, M. L. (1979).—«Braquiópodos carboníferos de la Cor-

---

\* Citados en el texto.

- dillera Cantábrica (Orthida, Stropomenida y Rhyhchonellida)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*
- \*MEIN, P. (1975).—«Biozonation du Néogène méditerranéen a partir des Mammifères». *Rep. Act. RCMNS Working Groups*, pp. 78-81. Bratislava.
- \*MENSCHING, H. (1958).—«Glacis-Fussflache-Pediment». *Zeit. fur Geomorph.*, 2, pp. 165-186.
- \*MOLINA, E. (1975).—«Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava». *Trab. Neog. y Cuat.*, Sec. Paleont. y Hum., núm. 3, pp. 1-106.
- \*NEDERLOF, M. H. (1960).—«Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 603-703.
- \*NEDERLOF, M. H. & SITTER, L. U. de (1975).—«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). Tesis Leiden». *Leidse Geol. Med.*, núm. 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.
- \*OEHME, R. (1936).—«Die Rañas. Eine spanische Schuttlandshaft». *Z. geomorphol.*, 9, pp. 25-42.
- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUADO, F., y GARCIA DEL CURA, A. (1976).—«Estudio Geológico de las «facies rojas» plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), pp. 215-220.
- \*ORIOI, R. (1876 a).—«Descripción geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión, de la provincia de Palencia». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, pp. 137-168.
- \*ORIOI, R. (1876 b).—«Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, III, pp. 257-275.
- (1894).—«Las cuencas hulleras castellanas». *Revista Minera (C)*, XII, pp. 113-116.
- \*PANNEKOEK, A. J. (1970).—«The application of graphical methods to the piedmont relief of the Cantabrian Mountains, Spain». *Zeirchr. Geomorph. Suppl.*, 10, pp. 88-103.
- PASTOR GOMEZ, V. (1963).—«Mapa Geológico de España 1:50.000. Hojas y Memorias números 129 (La Robla) y 160 (Benavides)». *Inst. Geol. Min. Esp.*

\* Citados en el texto.

- \*PATAK, 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.
- \*PEREZ GARCIA, L. C. (1977).—«Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León, España) y su prospección». *Tesis doctoral*. Universidad de Oviedo (Inédito).
- \*PRADO, C. de (1850).—«Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne), suivie d'une description des fossiles de ces terrains par E. DE VERNEUIL». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (2), pp. 137-186.
- (1861).—«Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (Escala 1:100.000)». *Com. Estad. General del Reino*.
- (1864).—«Descripción física de la provincia de Madrid». *Junta General de Estadística*, Madrid.
- \*RADING, F. (1962).—«Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord Spanien)». *Geol. Rundschau*, 52, pp. 346-357.
- \*RAYNAL, R., y NONN, H. (1968).—«Glacis étagés et formations quaternaires de Galice orientale et de León: quelques observations et données nouvelles». *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 3.
- \*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).—«Clausthaler geologische abhandlungen. Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». p. 122.
- RUPKE, J. (1965).—«The Esla nappe. Cantabrian mountains (Spain)». *Leidsche Geol. Meded.*, 32, pp. 1-34.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978).—«Planteamiento provisional de distribución de facies en la Cuenca del Duero». *Proyecto Magna* [Inédito], Madrid.
- \*SANTONJA, M.; LOPEZ, N., y PEREZ GONZALEZ, A. (1978).—«Acheulean Occupation Sites in the Jarama Valley (Madrid, Spain)». *Current Anthropology*, 19 (2), pp. 394-395.
- \*SCHINDEWOLF, O. H. & KULLMANN, J. (1958).—«Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica». *Estudios Geológicos*, XIV, 37, pp. 45-53.
- \*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.

---

\* Citados en el texto.

- (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. 225-264.
- \*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.
- \*SLUITER, W. J., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leidse. Geol. Meded.*, 30, pp. 141-181.
- \*STOCKMANS, F.; WILLIERE, Y., y DE LA VEGA, C. (1965).—«Documents paléobotaniques pour l'étude du Houiller dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Mem. Inst. Royal Sci. Nat. Belg.*, 79 (2), pp. 1-106.
- TRUYOLS, J. et alt. (1978).—«Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 104 (14.07) Boñar». *IGME* (In lit.).
- \*VADOUR, J. (1969).—«Données nouvelles et hypothesis sur le Quaternaire de la Région de Madrid». *Méditerranée*, núm. 8.
- \*VEEN J. van (1965).—«The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain». *Leidse Geol. Meded.*
- \*WAGNER, R. H. (1957).—«Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León)». *Est. Geológicas*, 13 (35-36), pp. 229-239.
- (1962).—«Sur le terrain houiller de Ciñera-Metallana (León, Espagne)». *C. R. séances Acad. Sci. Paris*. 254, pp. 2393-2395.
- (1963).—«A general account of the Palaeozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León) NW Spain». *Bol. IGME*, 74, pp. 163-331.
- (1964).—«Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary». *C. R. V Congr. Int. Str. Geol. Carb.*, París, 1963, 2, pp. 835-851.
- (1965).—«Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding, phases in NW Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 66, pp. 1-169.
- \*WAGNER, R. H. (1970).—«An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain». *Congr. et Coll. Univ. Liege*, 55, pp. 429-463.
- \*WAGNER, R. H., y FERNANDEZ GARCIA, L. (1971).—«The Lower Carboniferous and Namurian rocks North of La Robla (León)». *Trab. Geol.*, 4, pp. 507-531.
- \*WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., y RIDING, R. E. (1971).—«Lithostratigraphic units the lower part of the Carboniferous in Northern León». *Spain. Trab. Geol.*, 4, pp. 603-663.
- \*WAGNER-GENTIS, C. H. Y. (1963).—«Lower Namurian Goniaticites from the

\* Citados en el texto.

Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain». *Notas y Com. IGME*, 69, pp. 5-23.

\*WINKLER PRINS, C. F. (1968).—«Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and paleoecology». *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.

— (1971).—«The road section East of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León), with a note on *Leonardophyllum geonense* sp. nov., by E. DE GROOT». *Trab. Geol.* 4, pp. 677-686.

---

\* Citados en el texto.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA