



IGME

132

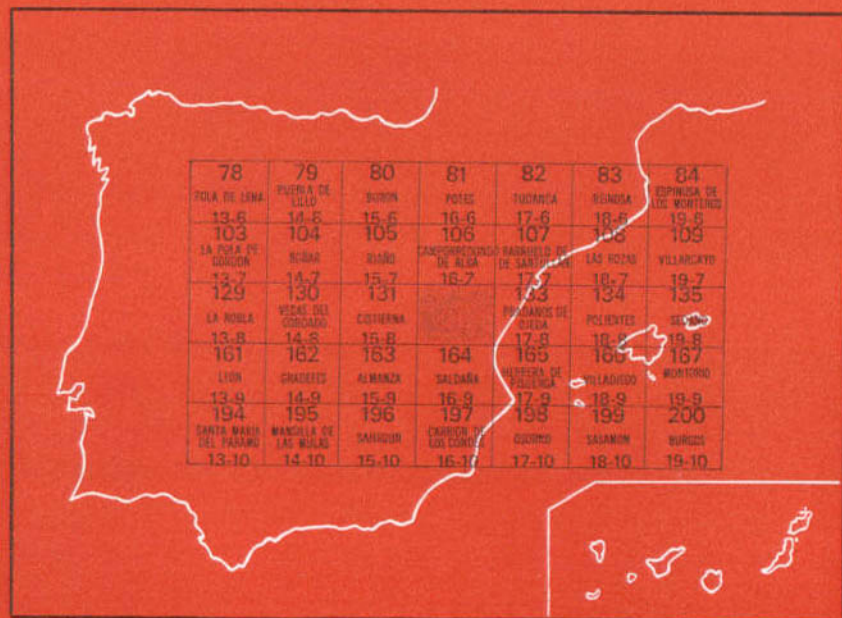
16-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUARDO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GUARDO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la agrupación temporal de las empresas «COMPAÑIA 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, para el Terciario y Cuaternario:

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

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

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

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

Laboratorios: C. G. S. (calcimetrías, granulometrías, petrografía). Estratigrafía, Universidad de Oviedo (Balanza de Sedimentación, Minerales pesados, Rayos X).

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

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

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

Han intervenido para el Paleozoico y Cretácico:

En *Geología de Campo y Memoria*: A. Crespo Zamorano y J. Matas González (Depto. 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.

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

Depósito Legal: M-29.891-1982

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Guardo 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 Palencia.

La altitud oscila entre 2.007 m. en el borde norte y 940 m. en el sur (Puebla de Valdavia). Destacan las altas sierras situadas en todo el borde septentrional, que contrastan con las planicies situadas al sur y sureste de Guardo (Páramo de Guardo), los valles de la región del Valdavia en el centro y este y las superficies planas del borde sur de la Sierra del Brezo en el noreste.

Los ríos más importantes son: el Carrión, que discurre de Norte a Sur en el borde occidental, originando importantes aterrazamientos, y el Valdavia y Boedo, que discurren desde el Norte hacia el Sur y Sureste.

Las sierras del Norte y del borde oriental están recubiertas por grandes extensiones de robles y encinas; y por repoblaciones de pinos en la zona Sur y Sureste. Son de importancia los regadíos de los valles del Carrión y del Valdavia.

Los núcleos de población más importantes son Guardo, Santibáñez de la Peña, Congosto de Valdavia, Castrejón de la Peña y Bascones de Ojeda.

En lo que hace referencia al Terciario y Cuaternario han sido varios los autores que han estudiado la geología del área ocupada por la Hoja, entre los que destacan: MABESOONE (1959, 1961) que incluye un estudio sedimentológico de gran parte del área ocupada por la Hoja, excepto el borde occidental; KANIS (1955) y NOSSIN (1959) estudian los alrededores de la Sierra del Brezo. KOOPMANS (1962) lleva a cabo un estudio sobre la edad y origen de los abanicos aluviales de la misma sierra. LEGUEY, S., y RO-

DRIGUEZ, S. (1969) se refieren a la Cuenca del río Pisuerga. Otros estudios en estas zonas o limítrofes han sido efectuados por HERNANDEZ PACHECO, F. (1957) y MANJON, M. (1969) que estudia el Terciario de Herrera de Pisuerga situado en el Sureste de dicha Hoja.

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 Guardo está situada en el borde norte de la Cuenca del Duero, la cual está rellena por 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 conglomerados de facies proximales de abanicos, areniscas de secuencias fluviales, limos 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 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.

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 Guardo están representados los depósitos correspondientes al Paleoceno y Mioceno del borde Norte de la Cuenca del Duero.

Los principales son: los complejos de Vegaquemada y de las Cuevas, el abanico de Aviñante, y los abanicos de Cantoral y de Guardo.

La zona estudiada se sitúa plenamente en las facies de abanicos aluviales, siendo la disposición de los materiales subverticales en el Norte, y

pasando gradualmente a depósitos prácticamente horizontales en el Sur, con morfología plana en las zonas de «rañas». En el Suroeste destacan las terrazas colgadas del río Carrión y en el Centro y Oeste los valles de fondo plano del Valdavia y del Boedo.

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, palinología, micro-paleontología.

El Paleozoico, aflorante en la zona más septentrional de la Hoja, está formado en su totalidad 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, según JULIVERT (1967).

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

- El primero comprende desde el Devónico hasta el Westfaliense A, formando la parte más meridional de una gran estructura denominada Domo del Valsurvio, con peculiaridades sedimentarias y tectónicas que la separan de otras unidades.
- El segundo, discordante sobre el anterior, forma parte de la cuenca parállica de Prado-Guardo-Cervera de edad Westfaliense D Superior-Cantabriense.

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 Sur de la Zona Cantábrica; la base es discordante y trans-

gresiva sobre el Paleozoico, mientras que el techo es un tránsito a los materiales continentales terciarios.

Sobre esta zona existen numerosos trabajos, algunos de ellos muy antiguos. Se pueden citar, referente al Paleozoico, a CASIANO DEL PRADO (1861), ROMAN ORIOL (1894) y más recientemente los diversos autores de la escuela de Leiden (DE SITTER, 1955, 1962 y 1966; KANIS, 1956; KOOPMANS, 1962) y REUTHER (1977). También existen trabajos de carácter paleontológico y paleogeográfico más concretos, como los de WAGNER (1958 en adelante), KULLMAN (1960 en adelante), VAN GINKEL (1965), BROWER (1967) y WAGNER y WINKLER PRINS (1970), etc. En el Mesozoico se pueden citar a CIRY (1939), JONKERS (1972) y CARBALLEIRA (1969).

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

Regionalmente, el Devónico presenta diferencias entre las zonas de Pliegues y Mantos y la del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1967); a estas dos zonas BROUWER (1967) las denomina «Facies Astur-Leonesa» y «Facies Palentina», respectivamente. Se diferencian en caracteres litoestratigráficos y las formaciones correspondientes no son isócronas. En general, los sedimentos de la facies astur-leonesa señalan un medio sedimentario de aguas poco profundas y batidas, mientras que en la palentina el medio marino es más profundo que el anterior, con aguas más tranquilas y más alejadas de la costa. Esto último se apoya con el estudio paleozoológico realizado por KULLMAN (1968).

El Devónico está poco representado en esta Hoja, tanto en extensión como en formaciones, por lo que no ha sido posible entrar a fondo en esta cuestión; de todas formas, por los datos de áreas colindantes y basándose en conclusiones de KOOPMANS (1962) se podría afirmar que pertenece a facies de la astur-leonesa, pero con caracteres que apuntan a definirlo como facies intermedia entre ésta y la palentina, situada inmediatamente al N y E de la zona.

El Devónico está representado en la Hoja por la formación Camporreondo.

2.1.1 FORMACION CAMPORREDONDO (D₃)

Fue definida por KOOPMANS (1962) al S de la Sierra del Brezo. Aparece muy tectonizada y no se ha podido levantar un corte completo, por lo que necesariamente se tiene que hacer referencia a afloramientos situados fuera de la Hoja. La potencia estimada regionalmente es de varios cientos de metros. Aquí sólo aflora la parte superior de la serie, representada por cuarcitas blancas masivas y areniscas de cuarzo con un cemento silíceo bastante recrystalizado; hacia la parte superior el tamaño del grano va aumentando, llegando a ser micro-conglomerado. En el estudio microscópico se observan algunos cristales de andalucita y cloritoide, sin orientación que pudiera apuntar hacia un metamorfismo.

La formación es pobre en fauna y para la datación nos remitimos a KOOPMANS, que cita algunas especies del Famenense. En resumen, se trata de una secuencia equivalente a las formaciones arenosas del Devónico Superior de la zona del Esla, que afloran al O.

2.2 CARBONIFERO

La mayoría de los materiales paleozoicos de la Hoja pertenecen a este sistema. Se distribuyen en dos conjuntos claramente diferenciados: el primero comprende el Carbonífero Inferior, Namuriense y el Westfaliense A-B; con series marinas, fundamentalmente calcáreas, y que salvo algunas discontinuidades se encuentra concordante con el Paleozoico más antiguo. El segundo, discordante sobre todo el Paleozoico anterior al Westfaliense D Superior, se deposita con posterioridad a las fases tectónicas principales, desarrollándose una secuencia terrígena de gran potencia en una cuenca parálisis en la que se ha formado carbón. Estos materiales constituyen la cuenca de Prado-Guardo-Cervera.

2.2.1 CARBONIFERO PRE-WESTFALIENSE D SUPERIOR

2.2.1.1 Formación Alba (H₁₁₋₁^{A-Ba})

No existen buenos afloramientos en la Hoja, ya que generalmente se encuentra tectonizada y laminada entre las formaciones más competentes que se sitúan al muro y al techo.

Se trata de una formación muy extendida por la Zona Cantábrica y que ha sido objeto de numerosos estudios; BARROIS (1882) la denominó «mármol griotte», COMTE (1959), «griotte de Puente Alba», WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952), «Caliza de Villabellaco», VAN GINKEL (1965), «Formación Alba» y últimamente WINKLER PRIS y RIDING (1971) introducen el nombre de «Genicera». Se ha adoptado la denominación de VAN GINKEL con el criterio de unificar la nomenclatura utilizada en Hojas realizadas más al O.

Constituida principalmente por calizas nodulosas con goniatites, rojas, grises y amarillentas, y margas. Además, pueden presentarse radiolaritas abigarradas, calizas oscuras, así como niveles de arcillas rojas y verdes. Regionalmente se extiende con una variación insignificante de potencia, dentro de estrechos límites (pocos metros a 30 m.). Se tienen datos que establecen la edad de la formación (HIGINS, 1971-74) da una edad de Tournaisiense Superior para la parte inferior de la formación, por Conodontos de la zona de *-ancholaris*; esta edad está confirmada por diversos autores. En la vecina Hoja de Barruelo, HIGINS (in lit.) encuentra una laguna en el Viseiense Inferior, dando los siguientes tramos Conodontos de la zona de *Gnatodus bilineatus* del Viseiense Superior. En la Hoja no se tienen datos que puedan precisar la existencia de esta laguna estratigráfica. Las dataciones efectuadas con Goniatítidos confirman las edades anteriormente expuestas, con formas del Tournaisiense Superior (*Merocanites* y *Muenstroceras*) en la parte inferior y con formas de la zona de *Eumorphoceras* (zona E₂ del Namuriense Inferior).

En resumen, la edad establecida para el conjunto de la formación es de Tournaisiense Superior-Namuriense Inferior.

La facies de la formación Alba, es debida a tranquilas condiciones tectónicas que han perdurado durante un gran intervalo de tiempo, permitiendo el depósito de series condensadas.

2.2.1.2 Caliza de Montaña (H₁₋₂₁^{Ba-B})

Esta denominación la empleó por primera vez EZQUERRA DEL BAYO (1844) para todo el conjunto de calizas carboníferas. Posteriormente, BARROIS (1882) la subdivide en mármol griotte* y caliza de Cañones. Varios autores han dividido este conjunto en dos miembros: uno inferior, de micritas tableadas con laminación interna, oscuras y fétidas; y otro superior, biosparfítico, de calizas claras y masivas. WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) definen estos dos tramos y les denominan Formación Barcaliente y Formación Valdeteja, respectivamente, con estratotipos en el Valle del Bernesga. Esta última división está generalmente admitida y se adopta en las zonas donde están bien desarrolladas. En la Hoja colindante de Camporredondo, WAGNER (in litt.) observa una discordancia en la base de la Formación Valdeteja, que progresivamente baja en la serie, pudiendo hacer desaparecer a la formación inferior. Por otra parte, REUTHER (1977), encuentra en la Sierra del Brezo unas calizas de plataforma que comprenden a estas dos formaciones.

En la Hoja, la secuencia calcárea es monótona y no presenta variaciones destacables en su litología que permitan diferenciación alguna, por esta

razón se ha adoptado el término más general de Caliza de Montaña. Dado que se presentan con un fuerte plegamiento isoclinal, no se ha podido establecer con precisión un corte completo de toda la secuencia. No obstante, se observa que, hacia la base e intercaladas con las calizas, hay estratos de pizarras y areniscas en niveles decimétricos, siguiendo la serie con calizas grises bien estratificadas, recrystalizadas y a veces con procesos de dolomitización secundaria. Localmente presentan alguna intercalación de pizarras lustrosas, que van disminuyendo hacia el E; estas intercalaciones se han separado en la cartografía (Hp_{1-21}^{B-A-B}). Las calizas son biomicritas recrystalizadas, algo silicificadas, con laminaciones, a veces microrriples y presentan al microscopio Espículas, Crinoides, Lamelibranquios, Briozoos, Gasterópodos y algunos Fusulínidos (*Millerella* sp., *Pseudostafella* sp., *Ozawainella*). El medio sedimentario es marino restringido de baja energía, tipo barras de lagoon, con intercalaciones de calizas biostrófica próxima a los edificios arrecifales.

Por la fauna encontrada no se puede hacer una datación precisa, más aún si se tiene en cuenta que no existe una correlación definitiva entre los tramos marinos con fusulínidos y las facies terrígenas centroeuropeas. La edad de Namuriense-Westfaliense A, está por ello atribuida con ciertas reservas.

La potencia, por las razones anteriormente expuestas, es aproximativa, pudiendo estimarse en unos 400 m.

2.2.1.3 Westfaliense A-B

Sobre la formación anterior se depositan una serie terrígena compuesta de lutitas negras lustrosas, limolitas y areniscas finas. Solamente se ha observado un pequeño afloramiento al N de Aviñante, en la carretera que sube a la Ermita de la Virgen del Brezo; éste se encuentra en gran parte recubierto por los materiales discordantes de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera.

Por la posición estratigráfica puede ser equivalente a la Formación Perupertú, definida por WAGNER et al. en la Hoja de Barruelo, pero dado lo escaso del afloramiento no se tienen criterios para establecer una correlación más exacta.

Tanto la edad como las características del medio de depósito, se han tomado de las formaciones próximas de iguales características, datadas como Westfaliense A-B. Se ha recogido fauna de Braquiópodos y Goniatítidos, que han dado una edad de Westfaliense, lo cual no se contradice con la correlación efectuada.

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 Lamelibranchios 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 Lamelibranchios 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 puedan seguir en un recorrido considerable. 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, había 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 7. También se ha preferido seguir llamándoles por el nombre local, creyendo que esto facilitará su identificación:

2.2.2.2.1 *Temasones-Cantoral-Requejada* (Hch1^{B3-B2}₂₄₋₃₂)

— *Temasones (continental)*:

Se caracteriza sobre todo por la presencia de lutitas rojizas, lo que podría significar proximidad de tierras emergidas en vías de erosión. Estas lutitas rojizas, acompañan a la falla del límite septentrional de la cuenca en casi

toda la banda desde Velilla de Tarilonte hasta Guardo. Este tramo, además de las lutitas, contiene capas de carbón y carboneros. La potencia varía de 120 a 265 m.

— *Cantoral (marino):*

Representado por un tramo lutítico, con fauna de Lamelibranquios. Ha sido reconocido en los cortes al E de Cantoral, cerca del pueblo de Cantoral y en el valle al N de Velilla de Tarilonte. En dirección Oeste se empieza a acuñar.

La potencia oscilaría entre 40 y 105 m.

— *Requejada (continental):*

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

2.2.2.2.2 Villafria-San Pedrín-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.

Es un tramo enteramente marino que se extiende de O a E a lo largo de toda la Hoja.

La potencia varía de 40 a 170 m.

— *San Pedrín (continental):*

Está reconocido desde el extremo más oriental hasta la franja que bordea la caliza de Montaña en la zona NNO de Guardo, acuñándose en dicha dirección, con lo que se sigue la tendencia general de los paquetes inferiores de terminarse en un borde de cuenca que se elevaba hacia el O-NO.

Los cortes realizados en este tramo muestran facies generalmente fluviales, propiciando esto la poca continuidad de las capas de carbón. Sin embargo, en la zona de Santibáñez de la Peña, en la parte superior del tramo, se observan densidades de carbón bastante apreciables, mientras que dentro de este mismo tramo se intercala un nivel marino de unos 9 m., conteniendo Lamelibranquios, pistas de tetrápodos, Xiphosúridos y Gasterópodos. La potencia es de 100-145 m.

— *Villaverde (marino)*:

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

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

— *Tarilonte (marino-continental)*:

El desarrollo más característico de este tramo se encuentra en el corte de Velilla de Tarilonte. Consta en gran parte de secuencias rítmicas de colmatación (engrosamiento) que terminan en areniscas coronadas a veces por suelos de vegetación y carboneros de unos pocos centímetros de espesor. En el corte de Velilla de Tarilonte hay un predominio total de las facies marinas en este tramo, y a menos de dos kilómetros hacia el Este ya no parecen existir señales de haberse efectuado sedimentación alguna por encima del nivel del mar. Por otra parte, hacia el Oeste, se nota que el tramo marino/continental de Tarilonte se va haciendo paulatinamente más continental. Este desarrollo hacia más continental está oculto en un buen trecho por una falla más o menos en dirección que lo elimina hasta más allá de la zona de las Heras. Reaparece en la zona al E de Guardo; sin embargo, el tramo mantiene su carácter mixto. En la parte alta del tramo existe un nivel ligeramente calcáreo que contiene fauna de mar abierto con Braquiópodos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Crinoideos y coralaris tabulados. Este nivel ha servido de guía en la zona comprendida entre el E de Velilla y el O de Villaverde de la Peña. La potencia estimada es de 230-450 m.

— *Santibáñez (continental)*:

La facies mixta de Tarilonte, pasa gradualmente a una facies enteramente continental que encierra el paquete productivo más importante. Este tramo de antracitas ya se conocía con el nombre de paquete de Santibáñez y es el mismo que en la zona de Guardo se conoce como paquete de La Ancha.

Las facies del tramo de Santibáñez son en gran parte típicas de llanura de inundación, estando representadas sobre todo por lutitas con suelo de vegetación, lutitas carbonosas, carboneros y capas de carbón. Los indicios de paleocauce no son muy frecuentes y probablemente se trataba de ríos encauzados, pero que no se interferirían en el desarrollo de las turberas, dado que el resultado final ha sido la deformación de capas de carbón de considerable extensión. La potencia se puede cifrar alrededor 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 se observa al N de Velilla de Tarilonte, donde sedimentos marinos con fauna de mar abierto están inmediatamente encima de los depósitos continentales del tramo anterior. En la zona de Las Heras se han encontrado los mismos elementos faunísticos, además de algún fragmento de trilobites, aquí se presenta bastante replegado y por tanto con una anchura aparente considerable (de ahí el nombre de Las Heras); sin embargo, el espesor real del tramo marino no sobrepasa 50 m. En la zona de Guardo consta de lutitas lajadas con fauna de Lamelibranquios.

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

— Acebal (continental):

Se trata de un tramo continental muy pequeño, del orden de 40 m. y se extiende en toda el área desde Guardo a Velilla de Tarilonte.

— Villanueva (marino):

El tramo es pequeño (menos de 50 m.), pero tiene una continuidad bastante grande. Debe representar una transgresión rápida, conteniendo depósitos de mar abierto con fauna de Braquiópodos, Crinoideos, Lamelibranquios y Gasterópodos.

— La Choriza (continental):

También llamado «del Caolín» y «paquete de Aviñante». Tiene amplia representación, acompañando siempre al Cretácico desde Velilla de Tarilonte a Villanueva de Arriba, donde ha quedado eliminada la parte superior. Por lo general, un régimen fluvial, teniendo lugar cambios laterales rápidos en la formación y conteniendo numerosas capas de carbón en toda el área aflorante. La potencia se estima en 140-207 m.

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

Al NO del pueblo de Muñeca aflora claramente un tramo marino que forma el techo del tramo de La Choriza. Se ha asimilado éste con el que aflora ampliamente en los Corrales de Villacorta (al O, fuera del límite de la Hoja), donde alternan lutitas y areniscas con algunos lechos de carbón. La potencia es del orden de 80 m.

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

Es un tramo bastante potente, del orden de 250 m., que muestra un gran predominio continental, aunque también existen algunas intercalaciones marinas de poca duración. El tramo de la Espina se caracteriza también por la presencia de gonfolitas de cierta continuidad.

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.

2.3 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 este apartado no se incluyen estos últimos materiales, ya que por diversas razones se ha preferido incluirlos en el relativo al Terciario.

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 GOMEZ (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, estauroлита 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 Wealdiense. 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 (C₂₂₋₂₄)

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 bioclásticas a veces ricas en Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos y Foraminíferos, que se presentan en bancos, fácilmente detectables en el campo, pero que se acuan con bastante rapidez.

Esta formación tiene un desarrollo importante si se compara con otras zonas situadas al O, se presenta a lo largo de la zona deprimida por la que discurre gran parte de la carretera y el ferrocarril que va de Guardo a Cantoral. Las condiciones de afloramiento son malas, dada la naturaleza de los materiales que la forman. El corte más completo se ha podido realizar al O de Villanueva de Arriba y la sucesión, de techo a muro, es la siguiente:

- 90 a 100 m. zona no aflorante; corresponde, por correlación con otros cortes a margas grises, limos y arcillas.
- 20 m. de margas grises con pasadas calcáreas centimétricas y arcillas. Pequeños niveles de areniscas con estratificación cruzada.
- 2 m. caliza organógena, Lamelibranquios, Gasterópodos, Briozoos, Miólidos.
- 8 m. margas, limos, arcillas y arenas en niveles muy finos.
- 2,5 m. banco de caliza intraclástica arenosa con glauconita. Lamelibranquios, Briozoos, Foraminíferos.
- 10 m. margas, limos y arenas. Nivel de lumaquela intercalado.
- 1,5 m. banco de caliza cristalina arenosa con glauconita y óxido de hierro.
- 8 m. margas, limos y niveles de areniscas.
- 6 m. banco de calizas; biomicritas arenosas, biosparitas con glauconita y óxido de hierro, Lamelibranquios (Rudistas), Gasterópodos, etc.
- Limos arenosos amarillentos, margas, arenas. Tránsito a los materiales inferiores.

La potencia calculada es de unos 170 m., si bien ésta es variable a lo largo de la banda aflorante. El ambiente de depósito es marino restringido.

La edad se ha fijado en parte por la posición, ya que el tramo superior concordante tiene niveles considerados como Santoniense. Las dataciones puntuales de muestras en la Hoja dan edades de Turoniense y Senoniense. También se han tomado algunas muestras para dataciones de Nannoplancton y aunque básicamente confirman la edad, parecen indicar una edad ligeramente más moderna.

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 amari-

lentos, recrystalizadas, a veces parcialmente dolomitizadas y en la parte superior suelen ser oolíticas. Los fósiles son principalmente Lamelibranchios, Gasterópodos, Equínidos, Briozoos, Ostrácodos, Foraminíferos y Algas.

Los niveles calizos destacan profusamente, formando unos crestones que se siguen sin dificultad a lo largo de kilómetros.

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.

El paso a los materiales de facies Garumniense viene dado por la presencia de margas verdes.

Al S de Villanueva y encima de los materiales del tramo anterior se ha levantado una columna que de techo a muro se presenta de la siguiente manera:

— 57 m. alternancia de calizas, margocalizas y margas. Las calizas suelen tener aspecto oqueroso y hay algún nivel de dolomía. Las margas tienen tonos amarillentos. Presenta abundancia de fauna: Lamelibranchios, Gasterópodos, Ostrácodos, Textuláridos y Caráceas.

— 10 m. Calizas con *Lacazina*; niveles ricos en macrofauna: Lamelibranchios (Rudistas, Ostreas, etc.).

— 153 m. calizas beige grisáceas, bien estratificadas (de 0,20 a 1 m.), por lo general bastante fosilíferas, a veces oolíticas e intraclásticas. Abundan los niveles con *Lacazina* y en la parte media hay un nivel de 6 m. de limos amarillentos.

— 15 m. biomicritas y calizas intraclásticas de tonos amarillentos, muy fosilíferos: Lamelibranchios, Gasterópodos, Briozoos, Equínidos, *Lacazina*, etc.

La potencia mínima aflorante en el corte es de 235 m., pero al no llegar hasta los depósitos del Garumniense es de suponer que la potencia total sea algo mayor. El medio de depósito es marino costero; en la parte superior presenta facies marino-lagunares y lacustres, lo cual encaja con la terminación del ciclo.

Los estudios paleontológicos atribuyen una edad de Santiense-Campiense para el conjunto de este tramo.

En otras localidades, tal como se describe en 2.4.1.1, tramo inferior del Complejo de Vegaquemada, la serie es continua hasta el Paleoceno y en ella se ha encontrado microfauna, no muy abundante pero sí suficiente para caracterizar el medio y dar indicaciones válidas, si bien poco precisas, de edad.

El corte del A° de las Cuevas proporciona una sucesión desde términos calcáreos marinos nerítico-litorales del Santiense con *Vidalina hispánica*,

Nummofallotia cretacea, *Rotalia recheli* y otros, hacia facies litorales restringidas con *Spiroplectamina* sp., *Pseudoclavulina* sp. y *Ammobaculites* sp. del Maastrichtiense o Danense, que en el Paleoceno llegan a tener un carácter más continental con Gasterópodos y Ostrácodos continentales.

En niveles equivalentes a los citados, en el párrafo anterior y en el borde oriental de la Hoja (Serie de Colmenares) dos muestras proporcionaron abundantes restos de Charáceas. Citemos en la muestra 16.08-IM-MR-04-23:

Dughiella obtusa GRAMB y GUT.
Retusochara macrocarpa GRAMB.
Platychara turbinata GRAMB y GUT,
y otros.

La 16.08-IM-NL-5001 proporciona:

Platychara stipinata GRAMB y GUT.
Platychara turbinata GRAMB y GUT.
Strobilochara truncata GRAMB.

Ambas asociaciones son de edad Maastrichtiense, indicando un medio de depósito salobre-lacustre.

2.4 Terciario

2.4.1 COMPLEJO DE VEGAQUEMADA

CIRY (1939) denominó este complejo como «Grés de Les Bodes», tomando como estratotipo la localidad de dicho nombre en la región de Boñar. Posteriormente, MABESOONE (1959, 1961) incluye a todo este complejo dentro del término «Facies de las Cuevas», junto a los conglomerados masivos suprayacentes, denominados en este trabajo como Complejo del A° las Cuevas. Cartográficamente se ha separado en dos tramos.

2.4.1.1 Tramo Inferior (C₂₅-T_{c1}^A)

Está constituido por una alternancia de calizas, areniscas, limolitas o arcillas limosas y algún tramo de conglomerados. Su espesor es muy variable, pasando de tener aproximadamente 125 m. al N de Colmenares, a 81 m. en el Arroyo de las Cuevas, desde donde disminuye hacia el O, llegando incluso a desaparecer según este sentido en algunas zonas, recubierto por el tramo superior. Localmente los niveles basales recuerdan las facies Garum descritas en otras localidades.

La transición desde las calizas y dolomías cretácicas puede realizarse mediante arcillas verdosas, que en Colmenares contienen abundantes oógonos de Charáceas de edad Cretácico Superior o bien, como en el Arroyo de

las Cuevas, a través de una pequeña sucesión (aproximadamente 20 m.) de microsparitas y calcarenitas oolíticas beigeas tableadas con fauna de edad Maastricht-Danense en la base y Paleoceno en el techo.

Sobre estos tramos, en ambas series se sitúa un conglomerado poligénico bimodal cementado por carbonato, en el que los cantos mayores (centil \approx 30 centímetros y media de 5 cm.) son calcáreos, cretácicos, y los menores cuarcíticos, todos ellos redondeados a bien redondeados.

A partir de este conglomerado, y hasta el techo del tramo existe una alternancia de areniscas, limolitas o fangolitas y calizas. En Colmenares, la sucesión la forman fundamentalmente limolitas y/o fangolitas con espesores de hasta 30 m. y calizas micríticas con textura modificada por acción algal, las cuales pueden tener pequeñas acumulaciones oncolíticas en canales. Las limolitas y fangolitas suelen tener concreciones carbonatadas y pueden pasar a ser margosas (figs. 3 y 4).

En el Valle del A° de las Cuevas, las areniscas están mucho más representadas. Son litarenitas feldespáticas y constituyen la base de secuencias granodecrecientes que empiezan por areniscas de grano grueso o medio para pasar a más limosas con laminación de ripples y finalmente calizas micríticas similares a las de Colmenares con las que finaliza la secuencia. Estas calizas siempre son versicolores, lateralmente discontinuas y de espesor desigual.

La sedimentación de este tramo está íntimamente relacionada con el proceso regresivo final del Cretácico, ya que, al comienzo del Terciario, las facies carbonatadas litorales cretácicas dan paso a un ambiente sedimentario de transición, restringido y salobre en Colmenares, surcado en su techo por canales enraizados ya en un área madre cretácica. Posteriormente se instala una sedimentación continental, que por el carácter de los depósitos pudiera corresponder a una llanura de inundación sobre cuyos fangos se produce a menudo enriquecimiento en carbonatos con formación de caliches, todo ello en condiciones climáticas áridas o semiáridas. El mayor espesor de estas facies hacia el Este con disminución en tamaño de grano y aumento en el espesor de los tramos carbonatados indica un alejamiento en este mismo sentido de las zonas principales de aporte.

2.4.1.2 Tramo Superior (T_c^A)

Depositado erosivamente sobre el anterior, este tramo está formado por una potente sucesión repetitiva de conglomerados, areniscas y limolitas en forma de secuencias granodecrecientes superpuestas.

Su espesor es aproximadamente 475 m. en el Arroyo de las Cuevas, desde donde, por el E, aumenta hacia Colmenares y disminuye por el O hacia Intorcisa. En ambas zonas, aunque su espesor pueda cifrarse en más de 1.000 m. es muy difícil el cálculo exacto por las fracturas y pliegues

existentes o por hallarse cubiertos estos depósitos por abanicos posteriores discordantes.

El término basal de estas secuencias son conglomerados poligénicos en canales laxos de espesor variable entre 0,30 y 7 m. y continuidad lateral media entre 50-100 m. La naturaleza de los cantos fundamentalmente es carbonatada, cretácica, y suelen ser subredondeados a subangulosos, con centiles de hasta 25 cm. Son frecuentes cicatrices erosivas y estratificación cruzada en surco. Gradan verticalmente a microconglomerados, areniscas microconglomeráticas y areniscas (litarenitas y litarenitas feldespáticas) con laminación paralela o cruzada planar en surco a mediana escala. Este litosoma arenoso tiene espesor variable entre varios centímetros y 2-3 metros (figs. 3 y 4).

Hacia el techo se hace más limoso, pasando finalmente al término superior de la secuencia que está formado por limolitas arenosas, o arcillosas, rojizas o versicolores, en las que la bioturbación puede ser muy importante, presentando en otros a casos microlaminación e incluso grietas de desecación.

Esta secuencia ideal en ocasiones puede estar truncada, faltando el término limoso superior, o bien ser incompleta con ausencia del término arenoso y en ocasiones el término conglomerático basal.

Hacia el techo aumenta el porcentaje y espesor de los términos conglomeráticos, pasando gradualmente hasta el tramo superior (Complejo del A° las Cuevas).

Todo este tramo se ha depositado bajo condiciones sedimentarias aluviales en ambientes dominados por canales *braided*. Los conglomerados de la base de las secuencias constituyen depósitos de fondo de canal y/o de barras longitudinales o linguoides; cuando el régimen de flujo disminuye en intensidad se depositan arenas y finalmente, los fangos con que culminan los ciclos corresponden a depósitos de inundación y desbordamiento. Este conjunto forma parte a su vez de un sistema de abanicos aluviales enraizados en un área madre fundamentalmente cretácica, en sus términos tanto detríticos como carbonatados. El aumento progresivo, hacia el techo de las series, del espesor y porcentaje de los términos conglomerados indica un acercamiento gradual hacia zonas más proximales de los abanicos.

2.4.2 COMPLEJO DE CUEVAS (T_{c11}^{A-BC} , T_{a11}^{B-BC} , T_c^{B-BC})

Fue estudiado por MABESOONE (1959 y 1961) dentro del ámbito de la Hoja, con la denominación de «Facies de las Cuevas». Sus afloramientos se sitúan preferentemente en las áreas oriental y central del N de la Hoja y

un poco al S de la franja cretácica. El espesor máximo observado, en la zona del arroyo de las Cuevas, es del orden de los 900 m.

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.

Las coladas conglomeráticas inferiores de este sistema, en general con buzamientos altos e incluso invertidos, en sus áreas más proximales (NO de Pino de Viduerna, S de Tarilonte, S de Pisón de Castrejón, SO de Colmenares, etc.), se apoyan concordantemente y de una forma gradual sobre la parte superior del complejo aluvial de Vegaquemada, al que pasan además en parte lateralmente hacia el O de la Hoja (S de Intorcisa y de Villaloliva).

Las coladas superiores de estos abanicos, con buzamientos suaves hacia el S, se interdigitan lateralmente con las coladas conglomeráticas poligénicas del abanico de Aviñante (ej.: S de Cornón, alrededores de Pino de Viduerna y de Villalbeto, O de Roscales, etc.), quedando cubiertas a su vez esporádicamente por las capas conglomeráticas silíceas de aquél.

Hacia el NE el conjunto de depósitos del complejo de las Cuevas queda cubierto asimismo casi en su totalidad, si se exceptúan algunos afloramientos aislados como los del S de Castrejón de la Peña, Loma de Castrejón, Boedo y SO de Colmenares, por los depósitos más superiores de carácter silíceo del abanico de Cantoral.

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.

Entre las diversas coladas de los abanicos, y especialmente en las áreas con buzamientos fuertes e intermedios, se observan varias discordancias sucesivas de carácter progresivo que en algunos casos llegan a ser muy patentes con variaciones bruscas en el ángulo de buzamiento; la más notable de estas últimas, situada al E de Aviñante y S de Tarilonte, ha sido representada cartográficamente; la desaparición lateral de la misma hacia ambos extremos obedece a una disminución, progresiva en ambos sentidos, del ángulo de la discordancia.

Litológicamente, los conglomerados constan de clastos (cantos y bloques) de composición casi exclusivamente carbonatada (carbonatos cretácicos, 93 a 100 por 100; cuarzo y cuarcita, 1 a 3 por 100; arenisca y limolita, 0 a 2 por 100; conglomerado, 0 a 4 por 100). Se trata en general de capas superpuestas de ortoconglomerados con cemento carbonatado abundante y matriz predominantemente microconglomerática; en menor proporción existe

matriz rojiza arenoso-arcillosa. El grado de cementación carbonatada es mayor en las coladas inferiores del complejo con buzamientos altos e invertidos, que en las superiores.

Los clastos carbonatados oscilan desde angulosos a redondeados predominando las fracciones angulosa, subangulosa y subredondeada. Sólo muy esporádicamente aparece algún ejemplar muy anguloso o bien redondeado. 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 oscila habitualmente entre los 5 y los 7,5 cm.

El tamaño de los clastos y el espesor y proporción de las capas conglomeráticas paulatinamente desde las zonas más proximales, con bloques de caliza cretácica de hasta más de 75 cm. de diámetro, hacia las medias y distales en las que aumenta rápidamente a sus expensas la cantidad de fangos que eventualmente contienen algunas capas delgadas de arenisca intercaladas.

Los canales conglomeráticos aislados en fangos presentan a menudo 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 (figura 1).

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 los tamaños grandes, dispuestos de una manera caótica y sin organización interna aparente (desorganizados).

Las areniscas, que aparecen en capas delgadas en las zonas situadas más al S, son litarenitas y litarenitas feldespáticas (principalmente calcilitas), algo glauconíticas, bioclásticas, mal clasificadas y con cemento calcítico abundante; sus tonalidades son predominantemente claras: beiges, rosadas y rojizas (figs. 3 y 4).

Entre los minerales pesados de las fracciones arenosa y limosa destacan los opacos y alteritas (muy abundantes), la turmalina (de frecuente a muy abundante), la andalucita (de frecuente a abundante), la estauroлита (de común a frecuente) y el circón, rutilo, granate y distena (los cuatro comunes).

En los fangos y en la matriz de los conglomerados predominan como minerales arcillosos en orden de mayor a menor abundancia: la illita abierta, la caolinita poco cristalizada y los interestratificados del tipo 10-14 Å.

Se ha realizado un total de 166 medidas en ejes de canales conglomeráticos dentro de las coladas superiores de este complejo, con el objeto de deducir la dirección de las paleocorrientes. De acuerdo con estos datos

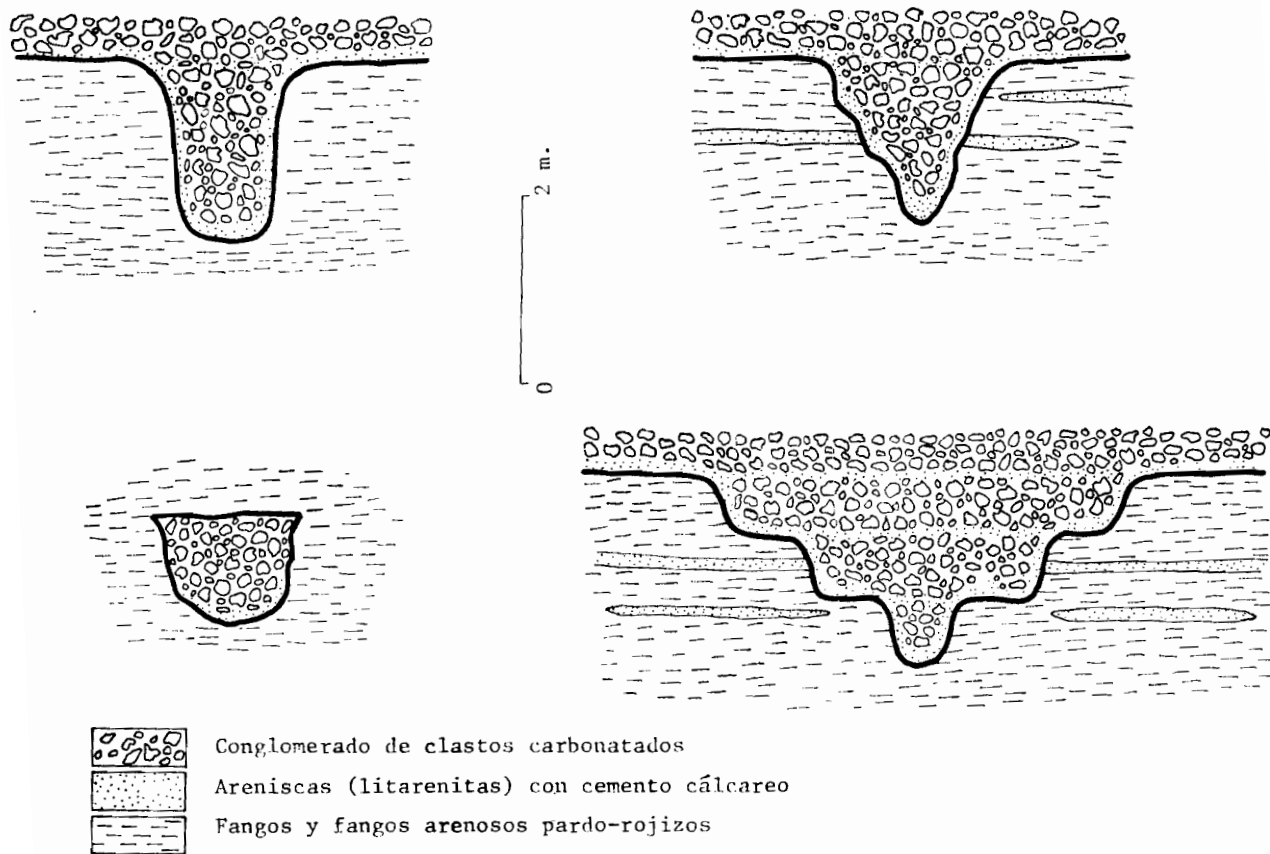
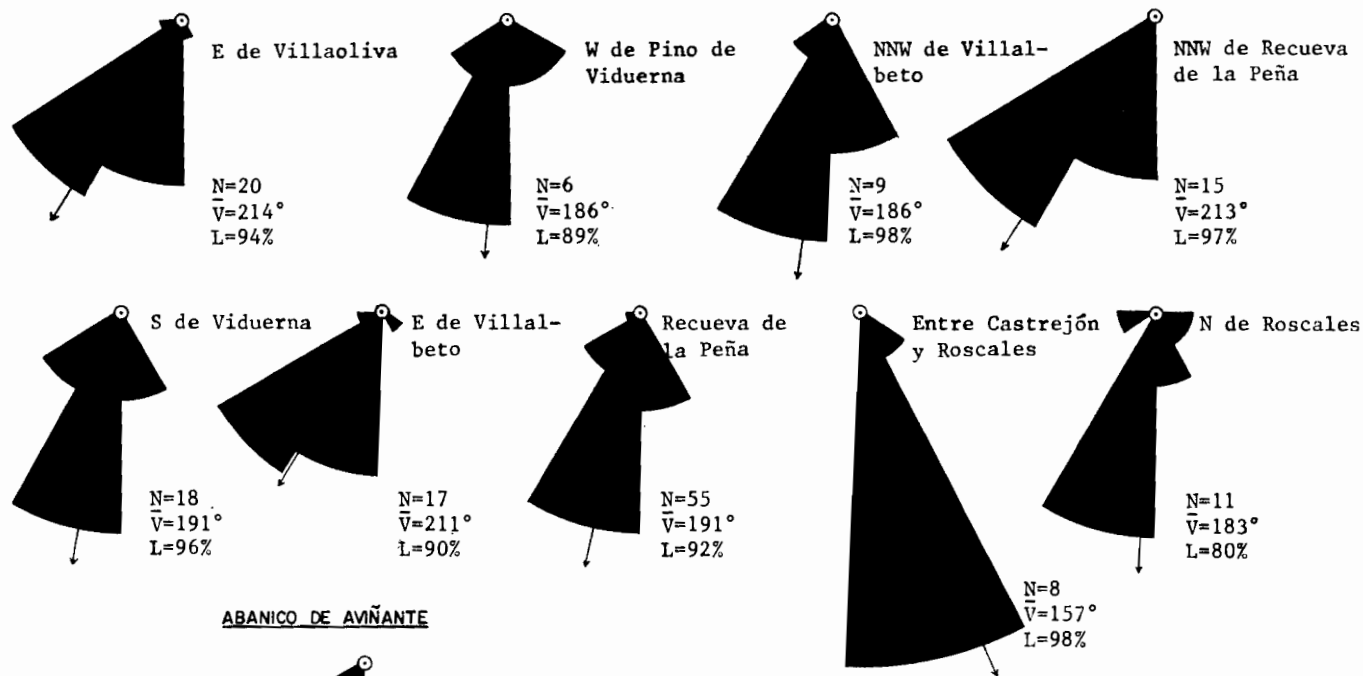


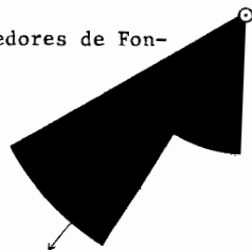
Figura 1.—Secciones más comunes, transversales, de canales en las áreas intermedias de los abanicos del Complejo de Cuevas y de Aviñante.

COMPLEJO DE LAS CUEVAS



ABANICO DE AVIÑANTE

Alrededores de Fontecha



0 10 20%



N=Número de medidas.
V=Vector medio.
L=Magnitud del vector medio.

Figura 2.—Direcciones de paleocorrientes medidas en canales.

se observa una procedencia general de los aportes que oscila entre el NNO y el NE, dependiendo de la localización de las medidas (fig. 2):

- Del NNO al N (inmediatamente al N de Roscales; a mitad de camino en línea recta entre Castrejón de la Peña y Roscales).
- Del NNO al NNE (un poco al O de Pino de Viduerna).
- Del N al NNE (alrededores de Recueva de la Peña; al N de Villalbeto).
- Del N al NE (entre Villaloliva y Viduerna).

El conjunto consiste en una alineación de pequeños abanicos aluviales de fuerte pendiente y solapados entre sí lateralmente (coalescentes), dando lugar a una franja amplia en la que es difícil la separación de las diferentes unidades.

La alimentación de estos abanicos tiene lugar casi exclusivamente a expensas de las litofacies carbonatadas del Cretácico, previamente sometidas a una tectónica intensa y topográficamente elevadas a consecuencia de la misma.

El paso gradual de la parte superior del complejo de Vegaquemada a éste, constituye un tránsito progresivo hacia condiciones cada vez más proximales; así pues, se está produciendo un cambio en el sistema de transporte que deja de tener lugar en canales trenzados (*braided*) dispersos, pasando gradualmente a otro de cauces del mismo tipo, pero mucho más agrupados, constituyendo una red muy densa que se repite sucesivamente en vertical, dando lugar a menudo a una superposición de litologías homogéneas (en este caso conglomeráticas) separadas entre sí tan sólo por superficies erosivas, a veces difíciles de reconocer en el campo por este mismo motivo.

En algunos casos se observan incluso depósitos de caída por gravedad en pendientes fuertes, sin apenas matriz entre los clastos, pero con una fuerte cementación procedente de la disolución parcial de los mismos.

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 amplias 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 brusca (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.

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.

Las disminuciones progresivas de N a S y de abajo a arriba en el ángulo de buzamiento de las sucesivas coladas se deben esencialmente en el primero de los casos a un aumento gradual del grado de deformación a medida que avanzamos hacia las zonas más septentrionales (borde de la cuenca), así como a una atenuación en la pendiente de los abanicos al alejarnos paulatinamente de las zonas de cabecera; el segundo caso es debido a una disminución en sentido vertical (en el tiempo) de dicho grado de deformación.

2.4.3 ABANICO POLIGENICO DE AVIÑANTE ($Tcg2_{c11}^{B-Bc}$, $Ta12_{c11}^{B-Bc}$)

Ocupa la zona central de la Hoja, extendiéndose de N a S desde su extremo visible más apical, inmediatamente al S del pueblo de Aviñante. Su margen occidental se sitúa aproximadamente en la alineación Aviñante-Viduern-Cornón, quedando al S de este último pueblo cubiertos discordantemente sus materiales por los del abanico de Guardo. En su margen oriental, la influencia llegaría aproximadamente a la alineación Aviñante-Villalbedo-Roscales. A partir de ahí son los materiales del abanico de Cantoral los que le recubren. Actualmente se halla disectado por la red fluvial de río Valdavia, en cuyos escarpes se sitúan los mejores afloramientos.

El carácter litológico fundamental que ha permitido identificar los materiales de este abanico es la naturaleza de sus depósitos conglomeráticos. Son ortoconglomerados (localmente paraconglomerados) poligénicos de cantos silíceos y carbonatados, mal clasificados, con matriz areniscosa o microconglomerática y cemento carbonatado. Ocupan de forma masiva la totalidad del área existente en la vertical de Aviñante hasta el río Valdavia, interdigitándose con fangos hacia el E y S, bien en forma de capas potentes, irregulares y con base erosiva, o como capas alargadas (*shoestring*), con relación longitud/anchura muy grande, canaliformes, siendo este último tipo el denominante hacia las zonas alejadas del ápice.

Los distintos espectros litológicos realizados en los conglomerados a lo largo del abanico indican que no existen cambios sustanciales de unas zonas a otras en lo referente a composición, tamaño y redondez de los cantos. La composición media aproximada es la siguiente: 50 por 100 de cantos areniscosos y limolíticos de procedencia fundamentalmente carbonífera y en menor proporción devónica y cretácica; 45 por 100 de cantos carbonatados, de procedencia cretácica mayor que paleozoica; 4 por 100 de cantos

cuarcíticos y 1 por 100 pizarrosos. El tamaño medio y máximo de los cantos carbonatados y areniscosos es de 6,5 a 30 cm., respectivamente, aunque en las zonas proximales existen bloques con tamaños entre 0,5 y 1 m. En todas las zonas dominan los cantos subredondeados, pudiendo existir proporciones importantes de cantos redondeados a subangulosos.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en estos conglomerados son cicatrices erosivas, imbricación, granoclasificación positiva y negativa y estratificación cruzada en surco de tamaño medio y grande y planar muy tendida.

Los fangos en la zona de Respenda y Vega de Riacos poseen un espesor subordinado respecto a los conglomerados, mientras que de estas zonas hacia el S pasa a invertirse esta relación. Corresponden texturalmente a limolitas arenosas, argilitas arenosas y fangolitas, de colores rojos. La mineralogía de arcillas indica en todas las zonas una mayor abundancia de illita frente a caolinita, estando muy subordinados los interestratificados illita-montmorillonita y pirofilita. Sólo en una muestra se ha constatado la existencia de montmorillonita en bajas proporciones.

Las areniscas, que se hallan concentradas en lentejones dentro de los conglomerados y/o fangos, corresponden a litarenitas y más concretamente calcilitas. La asociación de minerales pesados, de mayor a menor abundancia, está formada por: alteritas y opacos, turmalina, estauroilita, circón, rutilo, andalucita, granate, distena y brookita (figs. 3 y 4).

De lo anteriormente descrito puede deducirse en primer lugar la existencia ya para este sistema de un área madre paleozoica, fundamentalmente carbonífera, junto a la cretácica, que siguió siendo todavía la fuente principal de materiales. En segundo lugar, la existencia de una zonación en el carácter y asociación de los materiales a lo largo de todo el abanico. Esto permite identificar una zona proximal, conglomerática en la que las coladas, transportadas por procesos de transporte en masa, se hallan superpuestas constituyendo un conjunto de aspecto masivo. Las pésimas condiciones de afloramiento de los materiales de esta zona no permiten una aproximación mayor acerca de estos aspectos sedimentológicos. El límite sur de esta zona proximal está aproximadamente en las cercanías de Viduerna, desde donde se extiende la zona media, en la que las coladas conglomeráticas están en su mayor parte separadas mediante intervalos fangosos. Series representativas de esta zona media se encuentran en las proximidades de Respenda de la Peña y Vega de Riacos, en las que dentro del *mass-flow* puede especificarse al mecanismo de *debris-flow* y comienzan a poder separarse otros depósitos acumulados en canales con transporte en agua. El límite sur de esta zona media coincide aproximadamente con la línea Fontecha-Santana. Al sur de ella, las capas conglomeráticas se hacen lenticulares, canaliformes, y muestran abundancia de estructuras

como superficies erosivas y estratificaciones cruzadas, que indican un transporte en agua en forma de canales braided aislados dentro de fangos de desbordamiento y/o llanura de inundación.

2.4.4 ABANICO SILICEO DE AVIÑANTE (Tcg_{c11}^{Bc})

Superpuesto al anterior, se diferencia de él en la naturaleza de los conglomerados que lo integran, ya que en este sistema son fundamentalmente silíceos. Además, el contacto entre ambos es ligeramente discordante y posee escaso espesor, siempre menor de 50 m.

Su área de expansión es igualmente menor, ocupando de N a S desde el ápice de Aviñante hasta la altura de Villanueva de Abajo-Santana; por el O hasta el meridiano de Cornón y por el E hasta el sinclinal de Recueva y NO de Roscales.

Texturalmente, los conglomerados existentes en este sistema, que naturalmente son más abundantes hacia las zonas proximales del mismo, son paraconglomerados (en menor proporción ortoconglomerados) de cantos silíceos areniscos de procedencia fundamentalmente estefaniense; siguen cantos de limolitas y pizarras de la misma edad y porcentajes menores, con ausencia total en muchas ocasiones, de cantos carbonatados igualmente paleozoicos. En su mayor parte están subredondeados o subangulosos y la matriz entre los mismos es microconglomerática y areno-arcillosa.

Hacia el S la dominancia es de fangos rojos con niveles de conglomerados de poca continuidad lateral. También los fangos pueden tener cantos dispersos dentro.

La interpretación sedimentológica de este abanico es prácticamente similar respecto a mecanismo de transporte que la del abanico poligénico inferior. Únicamente destaca la ausencia de área madre, cretácica en este sistema.

2.4.5 ABANICO DE CANTORAL (Tcg_{c11}^{Bc} , Ta_{c11}^{Bc})

Se extienden sus materiales sobre una amplia área en el tercio E de la Hoja. Su zona más septentrional ocupa en la actualidad una estrecha franja de orientación NE-SO, limitada en ambos lados por las estribaciones de la Sierra del Brezo y los relieves cretácicos por Mariserrana. En esta zona sus materiales reposan discordantemente sobre series paleozoicas (Carbonífero), cretácicas y terciarias (complejos de Vegaquemada y Cuevas). A partir del paralelo de Loma de Castrejón hacia el S, alcanzan un grande desarrollo lateral sobre una zona a ambos lados del cauce del río Boedo, situándose discordantemente en su borde E sobre los fangos y conglomerados del abanico de Aviñante.

La disposición de sus sedimentos es prácticamente horizontal y en potencia variable desde 20-30 m., en los alrededores de Cantoral, a más de 100 m., en los alrededores de Bascones de Ojeda.

Litológicamente está constituido en su mayor parte por conglomerados silíceos, entre los que se intercalan lentejones areniscosos y capas irregulares, en general poco continuos de fangos. Los cambios laterales y verticales entre estas litologías son tan extremadamente rápidos que no permiten separar capas litológicamente distintas en la cartografía, excepto en las proximidades de Bascones de Ojeda, donde entre los conglomerados y areniscas existen horizontes de fangos cartografiables.

Los conglomerados, que se hallan concentrados en canales de escaso desarrollo vertical y lateral, constituyen la base de las secuencias granodecrecientes en que se encuentran ordenados la mayor parte de los materiales. Son orto y paraconglomerados de cantos cuarcíticos y areniscosos en proporciones aproximadamente similares, moderadamente a bien redondeados, con matriz arenoso-arcillosa o microconglomerática. En bastantes ocasiones presentan estratificación cruzada en surco de mediana escala, imbricación, orientación y cantos blandos arcillosos o cantos caolinitizados. Entre los mismos pueden existir costras y películas de Fe y Mn, o zonas de lavado.

Dentro, sobre o lateralmente a estos niveles conglomeráticos, es relativamente frecuente la presencia de pequeños lentejones areniscosos, que a su vez pueden poseer fangos lateral y verticalmente. Las granulometías realizadas indican que son arenas cuarzosas muy pobremente clasificadas con asimetría fuertemente fina a fina, debido a los altos porcentajes de material arcilloso y limoso en ellos presente. Entre los minerales pesados son muy abundantes los opacos y alteritas y entre los transparentes de mayor a menor abundancia se encuentran turmalina, circón, rutilo, estauroлита, andalucita, anatasa y en ocasiones granate, titanita y corindón, todos ellos resistentes reciclados de un área madre sedimentaria. La estructura sedimentaria más característica que suelen presentar es la estratificación cruzada, en surco o planar, de mediana escala. La transición de arenas a gravas o fangos es, como se indicó anteriormente, muy frecuente y relativamente rápida.

Los fangos, que texturalmente son limolitas o arcillas arenosas en su mayor parte, están dispuestos lateralmente a los canales conglomeráticos o completando la secuencia granodecreciente iniciada al techo de estos mismos canales. Parecen tonos beige amarillentos o marrones y en ocasiones, como ocurre en las proximidades de Bascones de Ojeda, están cortados por vetas verticales y horizontes de pedotúbulos de origen edáfico (figs. 3 y 4).

Respecto a la interpretación sedimentológica hemos de indicar en primer lugar que la composición exclusivamente silícea de sus clastos revela sin

lugar a dudas un área madre silícea, correspondiendo probablemente al desmantelamiento de los relieves conglomeráticos y areniscos carboníferos de edad Westfaliense y Estefaniense situados al N de Cervera de Pisuegra. A este respecto hay que indicar que los caracteres texturales que presentan los sedimentos de este abanico coinciden en buena parte con los que muestran las manchas conglomeráticas descritas más al norte por NOSSIN (1959) y de SITTER et al. (1966), que llegan hasta el pie de estos relieves carboníferos y que a pesar de haber sido interpretados por estos autores como terrazas terciarias (interpretación similar a la que suponen para estos materiales en la zona NE de Cantoral) pudieran corresponder en realidad a restos más septentrionales de la zona apical de este abanico.

Respecto al mecanismo principal de transporte que ha distribuido el material, parece, a pesar de la ausencia de buenos afloramientos, que la buena organización litológica según secuencias granodecrecientes de conglomerados, arenas con estratificación cruzada en surco y fangos, siempre con escaso desarrollo vertical y lateral, es la respuesta a un transporte en agua a través de una tupida red de canales *braided*. Este sistema de transporte parece que en definitiva fue el mecanismo de transporte y acumulación más importante que existió. La presencia en el extremo SE de la Hoja de capas potentes y continuas de fangos indica una mayor separación de los canales entre zonas de desbordamiento o llanura de inundación, en los que los fangos son la litología dominante. El color gris relativamente frecuente se originaría al presentar una lámina de agua permanente sobre ellos. Otros caracteres, como es la presencia de costras de Fe o Mn, pueden deberse a la precipitación de estos elementos transportados en solución en la base de los canales por el cambio en permeabilidad existente entre los conglomerados de base de canal y los fangos de ciclo inferior. Los horizontes de lavado existentes en los conglomerados pueden ser el resultado de procesos de hidromorfismo.

2.4.6 ABANICO DE GUARDO ($Tcg2_{c11}^{Bc}$, $Ta1_{c11}^{Bc}$)

Sus materiales ocupan prácticamente la totalidad del área situada al oeste de la línea Guardo-Fontecha-Villanueva de Abajo-Barrio de la Puebla, apoyándose en su zona proximal discordante y erosivamente sobre los depósitos invertidos cretácicos y del complejo de Vegaquemada, más hacia el Sur y hasta el límite de la Hoja, lo hacen, al menos en su borde oriental, sobre los fangos y conglomerados del abanico de Aviñante. En todas las zonas sus materiales están cubiertos por la raya plio-cuaternaria.

A pesar de estar disectado de N a S por el río Carrión y varios afluentes del Valdavia, es muy difícil la observación de series estratigráficas en este abanico. No obstante, puede observarse una zonación en el tipo y carácter

de sus depósitos de N a S según un sentido proximal-distal, y de O a E, en la dirección central-lateral.

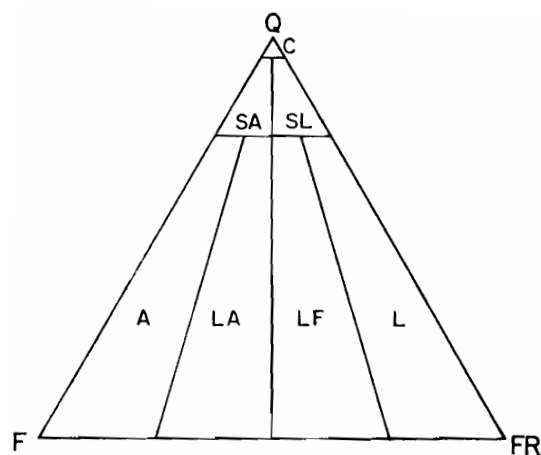
Así, en la zona próxima a Guardo, apical, el depósito lo constituyen conglomerados areniscosos y cuarcíticos, dispersos en una matriz de fango limoso-arenoso rojiza. Más hacia el Sur, siguiendo el cauce del Carrión, estos depósitos están progresivamente más organizados en coladas y canales muy irregulares de paraconglomerados (localmente ortoconglomerados) silíceos y también muy heterométricos, con matriz areniscosa-microconglomerática, las proporciones oscilan entre el 60-70 por 100 de arenisca, y el 40-30 por 100 de cuarcita, estando con frecuencia los primeros muy alterados. En Villalba de Guardo, sus diámetros medio y máximo son 16 y 80 cm., respectivamente, mientras que más al sur, en Fresno del Río, ambos diámetros son de 11 y 45 cm., respectivamente. Con la disminución del tamaño se observa igualmente un mayor grado de organización en canales y mayor abundancia de fangos a pesar de que no llegan a constituir niveles cartografiables en esta zona del SO de la Hoja.

Frente a estos caracteres de la zona central del abanico, que hacemos coincidir aproximadamente con el actual cerca del Carrión, hacia el margen E del mismo, existe, incluso en las zonas proximales, un decrecimiento en el tamaño de los cantos con mayor presencia de fangos, de tal forma que aproximadamente en la vertical de Fontecha se realiza el paso de la base conglomerática a la de fangos. Estos son limos arenosos o arcillosos, rojizos o amarillentos, con sólo pequeñas intercalaciones conglomeráticas de cantos pequeños, todos ellos silíceos, dispuestos en canales irregulares de escasa amplitud y espesor. El cortejo de minerales presente es de mayor a menor abundancia: circón, turmalina, rutilo, estaurolita, titanita y esfena. La mineralogía de los fangos corresponde a illita, caolinita y en muy escasa proporción interestratificados illita-montmorillonita.

Está enraizado en un área madre paleozoica, silícea, probablemente la actual zona del Domo del Valsurvio por la abundancia de cantos areniscosos del Devónico Superior. Desde este área madre, que aportaría cantidades de fangos, hacia el Sur, la morfología del abanico tendría una zona apical encajada, donde dominarían el transporte por *debris flow* muy viscoso, siendo estos materiales actualmente visibles en las inmediaciones de Guardo encajados todavía en el Cretácico.

Al sur de este área se sitúa la zona de expansión del abanico con un eje principal de aporte, con dirección N-S, ubicado a lo largo del actual cauce del río Carrión. Por este motivo, los afloramientos existentes en los márgenes del mismo, muestran en una gran extensión, al menos hasta Fresno del Río, materiales con caracteres de transporte por corrientes viscosas de *debris* y *mud flow*.

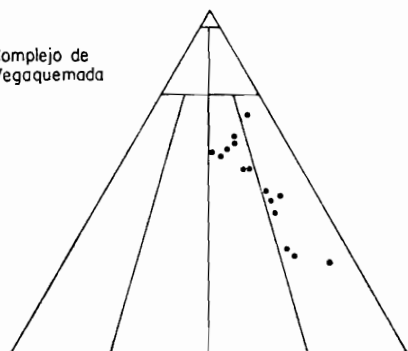
Según esta dirección, hacia el sur de la Hoja es patente la pérdida de



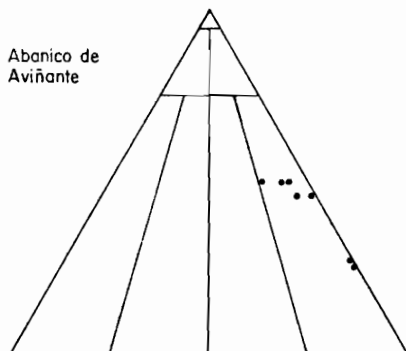
LEYENDA

- Q — Cuarzo.
- F — Feldespatos.
- FR — Fragmentos de rocas.
- C — Cuarzarenita.
- SA — Subarkosa.
- SL — Sublitarenita.
- A — Arkosa.
- LA — Litarkosa.
- LF — Litarenita feldespática.
- L — Litarenita.

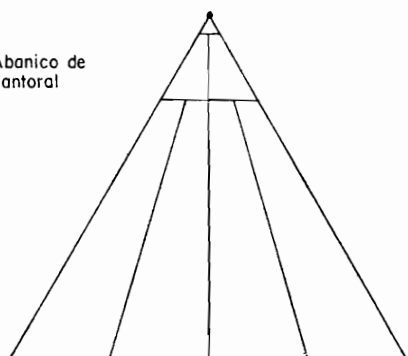
Complejo de Vegaquemada



Abanico de Aviñante



Abanico de Cantoral



Complejo de Cuevas

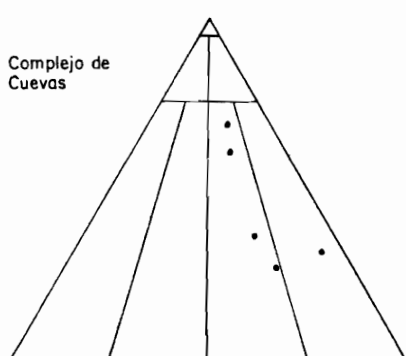
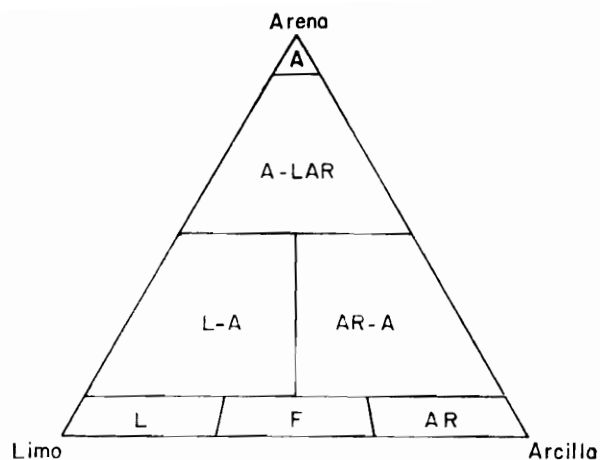


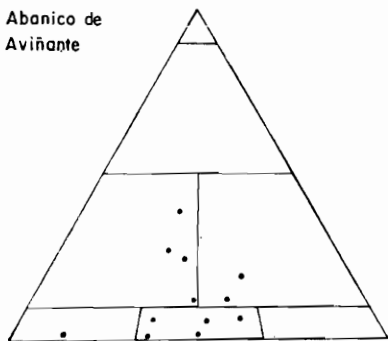
Figura 3.—Clasificación descriptiva de areniscas.



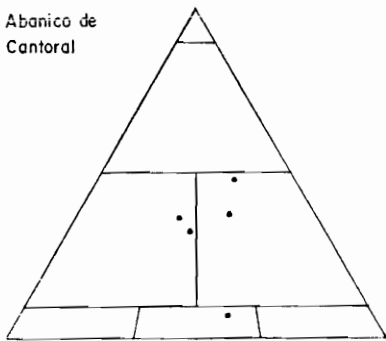
LEYENDA

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

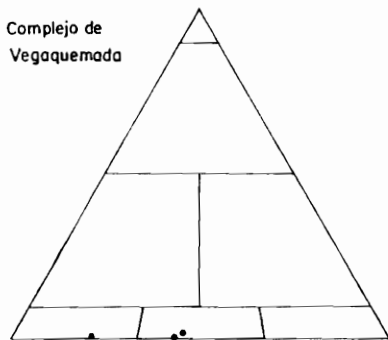
Abanico de
Aviñante



Abanico de
Cantoral



Complejo de
Vegaquemada



Abanico de
Comon

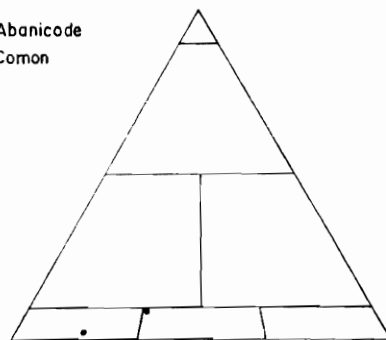


Figura 4.—Clasificación de arenitas y lutitas, según los datos de análisis de Balanza de Sedimentación.

viscosidad de las coladas y señales en los mismos de retoque por corrientes de agua.

Desde esta zona distributaria principal, se observa hacia el margen E una progresiva disminución del tamaño de grano junto a una presencia casi exclusiva, aun en las zonas próximas al ápice, de conglomerados con transporte en agua.

Están progresivamente mejor clasificados hacia el SE con gradación a sedimentos más finos y delgados debido a una progresiva disminución de velocidad de canales.

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 Villafranchiense 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 8-9 m. a 2 m. y la pendiente es del orden de 0,6 a 0,7 por 100.

Litológicamente está formado por conglomerados con clastos de arenisca-limolita, cuarzo y cuarcita y algún canto de conglomerado silíceo en proporción menor del 1 por 100. Localmente puede aumentar el porcentaje de cantos de cuarzo-cuarcita, llegando éstas al 90 por 100. El porcentaje de cantos pertenece prácticamente a los macizos paleozoicos del Norte. Los cantos, corrientemente subredondeados a redondeados y localmente orientados, tienen un tamaño máximo de 27 a 40 cm. y 6-8 cm. de tamaño medio, disminuyendo éste de N a S.

La matriz, de tonos amarillentos a beige rojizos, está constituida por arena bastante arcillosa con cantos silíceos de tamaño pequeño y arena limosa parda.

Es corriente la presencia de cantos caolinizados y arenizados.

La base de la raña es erosiva sobre depósitos pre-miocenos y sobre los restantes depósitos del Mioceno, presentando 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.

La raña presenta en esta Hoja, al E de Villalba de Guardo, un nivel situado a 20 m. más bajo que el nivel normal de la raña, lo que supone un encajamiento posterior de ésta. Esta diferencia nivel desaparece hacia el Sur, no observándose en la Hoja de Saldaña.

Otra interpretación de esta superficie inferior sería considerarla como la terraza más antigua del Carrión.

En la parte superior de la raña se localiza un suelo que desarrolla los siguientes horizontes:

- Horizonte A_0/A_1 de 20 cm. Color 10 YR 4/2. Textura de gravas y arenas. Humus moderado y hacia arriba mor. Hacia la parte superior es rico en vegetación de Ericáceas. Hacia abajo tiene estructura masiva.

- Horizonte A_2 de 30 cm. Bien desarrollado. Textura arenosa y con gravas. Estructura arenosa. Color 10 YR 5/6.

- Horizonte B. Potencia mayor de 1 m. Color amarillento con tonos variables. Arcilla rellenando huecos.

- Horizonte C. Raña con cantos muy lavados. Rasgos frecuentes de hidromorfismo antiguo.

Es un planosuelo antiguo desarrollado sobre la raña y con uno o varios procesos de lavado.

2.6 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Se pueden distinguir en el ámbito de la Hoja tres grandes grupos de formaciones superficiales. El primero es el constituido por la raña, que ha sido estudiado en el apartado anterior y algunos rellenos kársticos. En el segundo se agrupan los diferentes depósitos de terrazas de los ríos Carrión

y, con menor desarrollo, del Valdivia. En tercer lugar, un conjunto de depósitos asociados a las distintas formas: vertientes, valles fluviales actuales, etcétera.

En cuanto a su edad, la raña y el karst se dan como plio-cuaternarios, tal como ya se ha indicado. Las terrazas, si bien no se dispone de datos paleontológicos precisos, son datadas por los distintos autores como Pleistoceno. Finalmente, el resto de los sedimentos más modernos son considerados como Holoceno, aunque en algunos casos las relaciones morfológicas entre ellos, su composición litológica y el estudio del grado de evolución de los suelos desarrollados sobre ellos permiten sospechar una edad algo más antigua, del Pleistoceno Superior-Holoceno.

Para el estudio de los suelos se ha adoptado la Clasificación Francesa por permitir una clasificación rápida sobre el terreno y porque siendo de tipo genético, atiende al grado de evolución, y tiene en cuenta la litología, clima, etc.

La figura 5 presenta la distribución de las formaciones a escala 1:100.000.

2.6.1 TERRAZAS (Q_1T_{C3} , Q_1T_{C5} , Q_1T_{C12} , Q_1T_{C13} , Q_1T_{C15} , Q_1T_{V12} , Q_1T_{V13} , Q_1T_{V15}) (Fd)

Distinguimos dos sistemas de terrazas, de los cuales el del río Carrión es el más desarrollado, ya que presenta cinco niveles, numerados como T_3 , T_5 , T_{12} , T_{13} , T_{15} . Esta última podría considerarse ya como parte de la llanura de inundación actual. Todas ellas tienen en la Hoja de Saldaña, y en otras situadas más al S, una amplitud considerablemente mayor. Son, asimismo, más numerosas. Al igual que ocurre aguas abajo, el río Carrión presenta una marcada asimetría, estando situadas las terrazas de forma claramente predominante en su margen derecha. Desde Guardo hacia el N, en que el río se encaja en los terrenos paleozoicos, la asimetría desaparece o es menos notable, manteniéndose un nivel de terraza en ambas márgenes.

En cuanto a las alturas sobre el cauce de cada una de ellas, son las siguientes: T_3 (+ 70 — 40 m.) presente sólo en la margen derecha, terminará a la altura de Martinos, encajándose en la superficie de la raña. La T_5 (+ 62 — 28 m.) existe solamente en la margen derecha hasta Villalba de Guardo. Hacia el N, en que el río está encajado, quedan retazos de la misma en ambos lados. Las T_{12} (+ 20 — 23 m.) y T_{13} (+ 0-9 m.) se disponen de manera discontinua y con escasa amplitud sobre ambas márgenes. La primera, al S de Martino, y la otra, en las proximidades de Guardo, por unión con la llanura aluvial. La T_{15} (+ 3 — 0 m.), con mayor importancia en la Hoja de Saldaña, está representada aquí por un pequeño resalte que se funde con la llanura aluvial un poco al N de Fresno del Río y posiblemente un retazo al S de Guardo. La T_4 puede corresponderse con la T_4 de KOOPMANS

(1962), que a su vez cita a MABESOONE (1959). La T_5 , de aquel autor, se relacionará con las T_{12} y T_{13} , más probablemente la primera.

La composición litológica es prácticamente homogénea para todas ellas, si bien no es posible precisar estos datos debido al reducido número de cortes de las mismas. Se puede indicar, sin embargo, que la composición media, válida para las inferiores y con ciertas reservas para las más altas es: 60 por 100 de areniscas, 25 por 100 de cuarcita, 5-15 por 100 de areniscas alteradas y localmente arenizadas. La heterometría es muy elevada, siendo el centil de 60 cm. en arenisca y el tamaño más frecuente de 10 cm. en arenisca y cuarcita. La matriz es arenosa o microconglomerática en una proporción del 20-25 por 100. Son frecuentes las concentraciones de óxidos de Fe y Mn que indican la existencia de unas condiciones de drenaje deficientes.

En la T_{13} , al O de Fresno del Río, se ha observado la existencia de un horizonte Bt rojo, resto de un suelo decapitado y recubierto por un cono de deyección sobre el que a su vez se desarrolla un suelo reciente.

El sistema de terrazas del río Valdavia es mucho más reducido. Se han localizado tres niveles: Q_1T_{12} , Q_1T_{13} y Q_1T_{15} , situados a una altura de + 15 m., + 8 m. y + 5 m. La composición es similar a la descrita para las del río Carrión, a la que hay que añadir un pequeño porcentaje de carbonatos, inferior al 1 por 100, procedentes de los aportes próximos de los conglomerados poligénicos y calcáreos de Aviñante y Cuevas.

En el río Boedo, en el área oriental, no se ha observado ningún nivel de terrazas, a excepción de un pequeño resalte cerca de Bascones de Ojeda de unos 2-3 m. de altura.

Sobre estas últimas se desarrollan suelos del tipo de las tierras pardas húmedas.

2.6.2 RELLENOS KARSTICOS

En una cantera situada al S de Muñeca, sobre las calizas marinas del Cretácico Superior, se han obtenido algunas muestras de fauna en el relleno del karst existente. Litológicamente se trata de arcillas rojizas más o menos sueltas con cantos aislados redondeados de areniscas carboníferas y devónicas, pizarras y trozos sueltos de costras estalagmíticas, que se encuentran asimismo «in situ». La fauna encontrada es de una edad Pleistoceno Medio. Las muestras se recogieron unos 25-3 m. por debajo de la superficie de erosión que arrasa la caliza.

2.6.3 FORMACIONES SUPERFICIALES ASOCIADAS A GLACIS Y ABANICOS ANTIGUOS (T_{c21} - Q_1 , Q_{13-2} -Ab) (Ra), (Rb)

En este apartado se incluyen dos formaciones distintas. La raña (Ra),

que ya ha sido estudiada en 2.4, y un conjunto de abanicos planos (Rb) situados en la zona NE de la Hoja, en la base de la Sierra del Brezo.

Se trata de depósitos de piedemonte constituidos por gravas y gravillas de caliza dominante con algunas areniscas carboníferas, angulosas o subangulosas. La extensión de los abanicos no excede de tres kilómetros de longitud y el conjunto de todos ellos ocupa unos 7-8 km. de anchura. Presenta morfología en glacis, situándose la base a una cota mínima de 1.120 m. Hacia la cabecera enlaza con las vertientes de la Sierra del Brezo. Han sido descritos por KANIS (1955) y NOSSIN (1959), el cual los considera contemporáneos con la raña y depositados sobre una superficie de erosión post-Pontienne. En nuestra opinión, y de acuerdo con KOOPMANS (1962), son posteriores, ya que la cota más baja citada anteriormente se encuentra en aquel punto unos 80 m. por debajo de la superficie de la raña y, por tanto, se encaja en ella.

Sobre estos abanicos se desarrolla un suelo pardo rojizo con un horizonte $A_0 + A_1$ de gravas, B argílico rojo (5 YR 4/4), C. Localmente, debajo de B hay un B_{ca} muy poco desarrollado.

2.6.4 FORMACIONES SUPERFICIALES ASOCIADAS AL MODELADO KARSTICO (Q_2Cu) (Ka)

Los depósitos típicos están formados por arcillas pardas o rojizas de decalcificación. El tono más pardo cuando se observan en superficies es debido a procesos de brunificación e indica una marcada estacionalidad climática. El empardecimiento se desarrolla sobre un suelo de tipo alfisol, de la VII Aproximación Americana.

La karstificación está principalmente asociada a las calizas cretácicas y paleozoicas y, de forma ocasional, a los niveles de conglomerados calcáreos de la base del Terciario.

2.6.5 FORMACIONES SUPERFICIALES DERIVADAS DE PROCESOS EOLICOS (Ea)

Con este modelado están relacionadas las lagunas existentes en los Páramos, bien sobre la raña o sobre las superficies antiguas estructurales. Durante la formación de la laguna por deflación los finos fueron transportados y quedaron los elementos más gruesos, que en el momento actual están cubiertos por una capa de limos arcillosos grises o pardos, de lavado de la raña y de los niveles más altos del abanico de Guardo por las aguas de esorrentía, al constituir dichas lagunas, al menos temporalmente, pequeñas cuencas endorreicas.

2.6.6 FORMACIONES SUPERFICIALES ASOCIADAS AL MODELADO FLUVIAL (Q_1T_{c3} a Q_1T_{v15} , Q_2A1 , Q_2Cd) (Fa a Fl)

Dentro de este apartado hay dos grandes conjuntos en cuanto a la procedencia de los aportes y la edad. Los depósitos más antiguos de tipo fluvial son las terrazas (Fd), que a su vez están formadas por material procedente en gran parte de los relieves paleozoicos, donde tienen origen los principales cursos de la red fluvial.

Sus características y composición litológica han sido descritos en 2.6.1.

Otro gran conjunto lo forman los depósitos de valles secundarios, de fondo plano (Fa, Fc, Fg, Fi, Fk, Fl), que a su vez alimentan los conos de deyección (Fb, Ff, Fh, Fj), constituidos en las rupturas de pendiente, principalmente en el punto de enlace con los valles principales.

Cuando estos sedimentos proceden del Terciario o del Estefaniense los clastos son redondeados, por herencia, mientras que los derivados del resto del Paleozoico y del Mesozoico, debido al corto transporte, tienen un menor índice de redondeamiento, a pesar de su litología frecuentemente carbonatada.

2.6.7 FORMACIONES SUPERFICIALES ASOCIADAS AL MODELADO DE VERTIENTES (Q_2L) (Va a Vh)

La litología presenta en este caso diferencias similares al anterior, según se trate de depósitos sobre un sustrato paleozoico o terciario. En el primer caso predominan las gravas angulosas o subangulosas con matriz limoso-arcilloso y arenas de sílice, caliza y pizarra.

Las laderas desarrolladas sobre sustrato terciario tienen preferentemente fangos en su composición, más o menos arcilloso, con cantos heredados de los sedimentos infrayacentes (silíceas o mixtos), generalmente subredondeados.

En ambos casos estos depósitos alimentan los fondos de valle secundarios, tal como se indica en 5.

Dentro de este grupo se han incluido los depósitos (Ve) que tapizan las superficies estructurales, especialmente importantes en el borde este de la Hoja.

Tienen potencia difícilmente evaluable por la falta de afloramientos, pero en algunos casos supera los 1,5 m. (Crtra. de Bascones de Ojeda a Puebla de Valdivia). Sobre ellos se desarrolla un suelo que es un suelo pardo leixiviado con base gleyzada con perfil $A_0-A_1-A_2-B_1-C$. Los horizontes A_2 y B argílico están bien desarrollados y en las laderas disminuye la potencia de los mismos, ya que hay un rejuvenecimiento constante de la topografía.

Sobre las calizas paleozoicas y cretácicas, el depósito de ladera es

inexistente o muy reducido. Donde existe está formado por arcillas de decalcificación con gravillas predominantes de caliza.

2.6.8 FORMACIONES SUPERFICIALES DERIVADAS DE MODELADO ANTROPICO (Q₂Sa) (Aa)

Están formadas por restos de muy diversa índole, preferentemente desechos industriales (balsas de decantación en Guardo, de U. E. R. T.) y escombreras de carbón (las proximidades de las explotaciones mineras de la cuenca estefaniense de Guardo, al N de la Hoja).

2.7 EDAD E INTERRELACIONES DE LAS FACIES

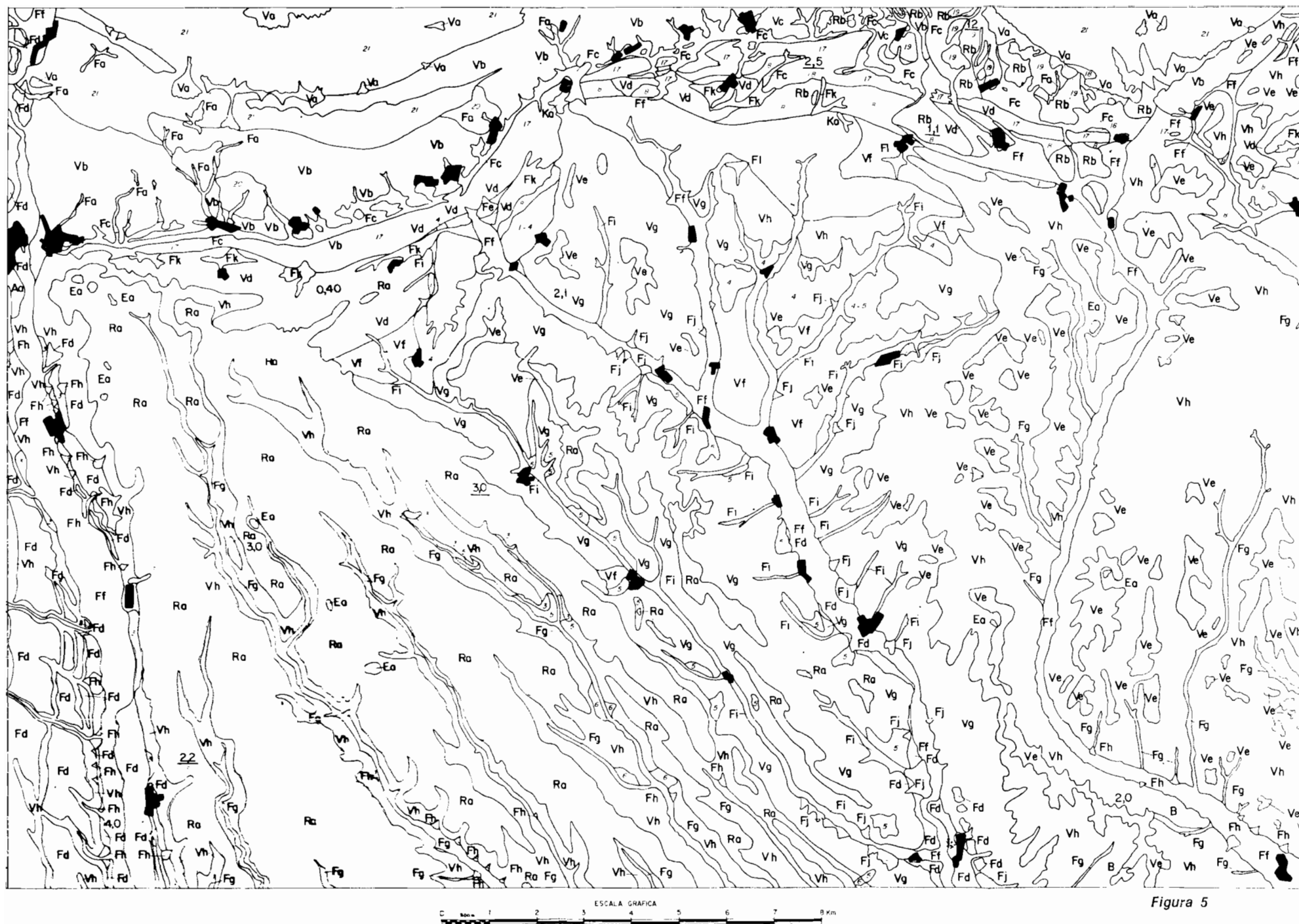
La presente Hoja se sitúa dentro del borde septentrional de la cuenca del Duero. Debido a su posición adyacente a los relieves paleozoicos y mesozoicos, fuertemente tectonizados que la limitan superiormente, su área está directa y ampliamente influenciada por los abundantes aportes detríticos procedentes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

A continuación, y durante gran parte del Neógeno, se están depositando los materiales correspondientes al Complejo de Cuevas, así como los que constituyen la parte inferior del Sistema de Aviñante (poligénico). Sus equivalentes hacia el O serían las coladas superiores de Candanedo y la totalidad de los Conjuntos de Modino y Puente Almuhey, unos y otros en la Hoja de Cistierna. Los correspondientes en toda Vegas del Condado, quedarían incluidos en los tramos altos de Candanedo.

Por último, a lo largo del Mioceno Superior (Vallesiense), se inicia un nuevo ciclo, con predominio de aportes predominantemente siliciclásticos, englobados dentro de nuevos sistemas de abanicos, que ocupan una gran extensión en la Hoja, y a los que se ha atribuido las denominaciones de Guardo (al O), Aviñante, silíceo y poligénico (en el centro) y Cantoral (al E). Considerados en conjunto, equivaldría aproximadamente a los sistemas de Barrillos (mapa de Vegas del Condado) y a los de Vidanes y Cegoñal (mapa de Cistierna).



AFLORAMIENTOS 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.
8. Fangos con conglomerados, arenas, areniscas y algunos suelos calci-morfos.

A.2 MESOZOICO

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

A.3 PALEOZOICO

18. Cuarcitas.
19. Areniscas.
20. Pizarras y lutitas.
21. Calizas.

ESPESOR

- 1.4 Espesor visto.
- 1.4 Espesor total.
- 1.4 Espesor total y sustrato.

8

SIGNOS CONVENCIONALES

~~~~~ Contacto entre formaciones superficiales.



Núcleos urbanos.

## FORMACIONES SUPERFICIALES

R — *Formaciones superficiales asociadas a glaciares y abanicos antiguos*

— Derivados de materiales silíceos paleozoicos (18-19).

Ra — Gravas subredondeadas a redondeadas de cuarcita y areniscas con proporción media de fangos limosos escasos en general. Sobre ellos perfil de suelos del tipo  $A_0/A_1-A_2-B-C$  (planosuelo) con rasgos de hidromorfismo.

Rb — Gravas angulosas o subangulosas de caliza predominante, cuarcita y arenisca. Suelos de tipo  $A_0/A_1-A_2/B-C$ . Conos de deyección antiguos

K — *Formaciones asociadas al modelo kárstico*

— Derivados de 1 y 17.

Ka — Arcillas pardas a pardo-rojizas, de decalcificación, localmente con incisión de cantos de los conglomerados suprayacentes. Horizontes de suelo empardecidos. Terra rossa y terra fusca.

E — *Formaciones asociadas al modelado eólico*

— Derivados de Ve y Ra.

Ea — Fangos limosos grises y pardos en lagunas de deflacción.

F — *Formaciones superficiales asociadas al modelado fluvial*

— Derivados de formaciones complejas (A1).

Fa — Conglomerados con predominio de siliciclásticos, a veces poligénicos con limos y arenas de tonos claros. Aluviones en valles de fondo plano.

Fb — Gravas angulosas o subangulosas cuarcíticas y pizarrosas con matriz limo-arcillosa. Suelos poco desarrollados. Conos de deyección.  
— Derivados de formaciones complejas (A2-A3) y otras formaciones superficiales (Rb).

Fc — Conglomerados de clastos paleozoicos silíceos predominantes, calizas cretácicas y arenas y limos abundantes. Aluviones en valles de fondo plano.

— Derivados de formaciones complejas (A1-A2-A3) y otras formaciones superficiales (Fd-Fh-Fj-Rb, etc.).

Fd — Gravas cuarcíticas con matriz areno-limosa, a veces fangosa, parda. Niveles arenosos a techo de barras con estratificación cruzada y granuloclasificación. Terrazas.

Fe — Gravas cuarcíticas, sueltas arenas y limo escaso. Llanuras aluvial.

— Derivados de A2.

Ff — Gravas calcáreas angulosas o subangulosas y arenas. Conos de deyección.

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

Fg — Clastos cuarcíticos subredondeados o redondeados y fangos beige arenosos. Suelo aluvial. Aluviones en valles de fondo plano.

Fh — Cantos cuarcíticos con fangos arenosos pardos. Conos de deyección.  
— Derivados de 1, 2, 4, 5 y de otras formaciones superficiales (Ve).

Fi — Conglomerado poligénico y de cantos subredondeados con fangos pardo-ocres. Aluviones en valle de fondo plano.

Fj — Cantos subredondeados de arenisca y calizas con fangos. Conos de deyección.

— Derivados de A1, A2 y de otras formaciones superficiales.

Fk — Cantos con predominio calcáreo, subredondeados y fangos pardos oscuros. Aluviones en valles fondo plano.

— Derivados de 1, 2, 3.

Fl — Cantos subredondeados a redondeados con predominio calcáreo y fangos escasos. Fondos de valle.

V — *Formaciones superficiales asociadas al modelado de vertientes*

— Derivados de 18, 19, 20 y 21.

Vb — Gravas angulosas poligénicas con arcillas y limos oscuros.

— Derivados de 21 predominante.

Va — Gravas calcáreas con matriz escasa, sueltas. Canchales.

— Derivados de 19, 20 y de A2.

Vc — Gravas poligénicas angulosas con caliza cretácica y arenosa.

— Derivadas de 8, 16, 17 y a veces 1 y 3.

Vd — Fangos amarillos-ocres con fangos predominantes carbonatados.

— Derivadas de A1 predominante.

Ve — Clastos redondeados en matriz de fango arenoso. Perfiles de suelo tipo  $A_0/A_1-A_2-B-C$  con rasgos de hidromorfismo. Sobre superficies estructurales con lavado importante.

— Derivados de A1 y de otras formaciones superficiales (Ra, Ve).

Vf — Fangos limosos pardos con clastos carbonatados predominantes.

Vg — Fangos con gravas poligénicas más o menos silíceas. Suelos de tipo tierra parda ácida.

Vh — Fangos limosos con clastos areniscosos y cuarcíticos. Suelos tipo tierra parda ácida.

A — *Formaciones superficiales derivadas de modelado antrópico*

Aa — Gravas angulosas de pizarras, areniscas, carbón y otros productos. Escombreras y vertederos.

Un esquema general aproximado de la relación espacial y temporal entre los diferentes conjuntos aluviales, se indica en el diagrama adjunto (fig. 6).

## 2.8 PALEONTOLOGIA DEL TERCIARIO Y CUATERNARIO

Las series continentales terciarias son extremadamente pobres en restos fósiles, especialmente en los bordes de cuenca, donde nos encontramos. La serie de tránsito Cretácico-Terciario, el Complejo de Vegaquemada proporciona algunos ejemplares de Foraminíferos y Characeas en sus términos basales que se describen en 2.3.3, ya que su edad es Santoniense a Maastrichtiense o Danense con facies nerítico-litorales a litorales. En los términos con carácter más continental existen Gasterópodos y Ostrácodos y son ya probablemente Paleoceno.

Se ha aplicado por primera vez para el Proyecto MAGNA la metodología paleontológica moderna, para el Terciario continental y Cuaternario, de utilizar técnicas de lavado-tamizado de grandes cantidades de muestras que permiten, por triado posterior, la recolección de diversos restos de peces, anfibios, reptiles y especialmente dientes de micromamíferos.

El estudio ha presentado considerables dificultades, derivadas, por un lado, de la escasez de material en las poblaciones locales y por otro del hecho de que parte de las asociaciones son nuevas, a veces con formas desconocidas anteriormente.

En la Hoja de Guardo no han podido obtenerse restos fósiles en Terciario, por lo que la datación de los sedimentos correspondientes ha de hacerse con la inevitable pérdida de precisión mediante la comparación de las facies aquí presentes con aquellas otras, datadas, de más al centro de la cuenca (Hojas 164, 197, 235, 273, 311); las dos últimas, especialmente, con abundantes yacimientos de micromamíferos.

La escala de biozonas utilizada es debido a MEIN (1975) y las edades de mamíferos usadas en biocronología continental fueron definidas en el Congreso de Munich de 1974 (FAHLBUSCH, 1976) y aceptadas por el R. C. M. N. S. en el Congreso de Bratislava en 1975. Para el Cuaternario se ha seguido la escala propuesta por KRETZOI, JANNOSY y CHALINE (DE LUMLEY, 1976).

En la Hoja se han recogido dos muestras en rellenos kársticos cuaternarios sobre Cretácico marino, que se describen a continuación.

### *Muestra número 16.08 - IM - NL - 5002 (Guardo 1):*

Recogida en el relleno kárstico de terra-rossa y canturral sobre el Cretácico marino en el borde N de la cuenca. Fragmentos de grandes mamíferos, anfibios y micromamíferos. Relleno cretácico de fisura vertical.

Lista fáunica: *Sorex* sp., *Myotis* sp., *Lepórido* indet., *Pytmys* grupo duo-

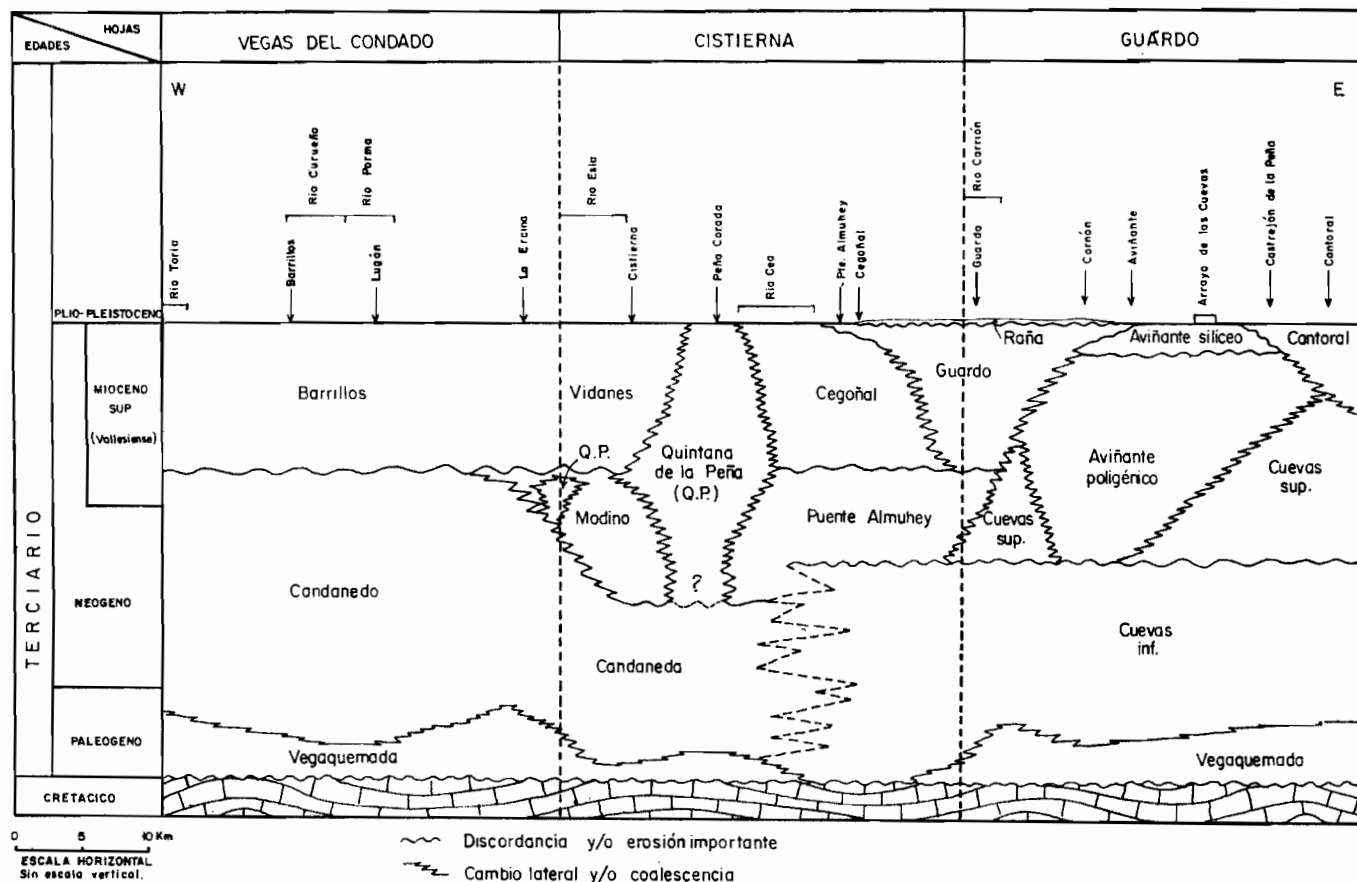


Figura 6.—Relación lateral y temporal aproximada entre los diferentes sistemas de abanicos.

*decimostatus* SELYS-LONGCHAMPS cf. *Arvicola* sp., *Allocricetus bursae* cf. *durancensis* CRALINE.

Los tres últimos taxones corresponden a dos familias de roedores. La asociación de Micrótidos *Pitymys-Arvicola* caracteriza las faunas post-Pleistoceno Inferior. *Arvicola* presenta una talla excepcionalmente reducida y escasa diferenciación del esmalte, ambos caracteres primitivos. La presencia de una forma poco evolucionada de *Allocricetus* permite relacionar esta faunula con otros yacimientos españoles, como Arganda (SANTONJA, LOPEZ y PEREZ GONZALEZ, 1978). Es la primera vez que se cita un hamster fósil en la región Cantábrica.

Edad: Bihariense Superior-Oldenburgiense (Pleistoceno Medio).

*Muestra núm. 16.08 - IM - NL - 5003 (Guardo 2):*

Relleno kárstico interestratificado horizontal entre grandes costras estalagmíticas, compuesto por terra-rossa, cantos paleozoicos de pizarras y cuarcitas, restos de grandes mamíferos, herpetofauna y micromamíferos.

Lista faúnica: *Myotis* sp., Lepórido indet., *Mimomys* sp., cf. *Clethrionomys* sp., *Arvicola* aff. *terrestris* SHERMANN (figs. y , *Microtus* grupo *cabreras-brecciensis* (fig. 22), *Microtus* sp. A (fig. 23), *Pitymys* grupo *duodecimcostatus* DE SELYS-LONGCHAMPS, *Pytymys* grupo *pyrenaicus* de SELYS-LONGCHAMPS (fig. 21), *Allocricetus bursae* aff. *durancensis* CHALINE, *Alomys quercinus* L., *Apodemus* sp., Muridae indet.

La fauna de GUARDO 2 es muy variada, y constituye una asociación totalmente nueva para la región. Muchos de estos taxones son citados por primera vez en la cordillera Cantábrica (*Mimomys*, *M. cabreras-brecciensis*, *Allocricetus*, *Microtus* sp. A). Otros están representados por formas muy primitivas, netamente diferentes de las actuales de la región (*Arvicola* aff. *terrestris*, cf. *Clethrionomys*). La presencia de este último taxón puede indicar el Pleistoceno Superior, así como *Microtus* gr. *cabrerae-brecciensis* (que ha alcanzado el morfotipo *cabreras*, pero con muy pequeña talla). Un  $M_2$  de un gran Micrótido rizodonto sugiere la supervivencia altamente sorprendente de género *Mimomys*, pero su deterioro no permite asegurarlo con certeza. Por último, *Microtus* sp. A representa un topillo diminuto con siete triángulos cerrados en  $M_1$ , no descrito hasta la fecha, cuya presencia había sido sospechada en otras muestras del Pleistoceno Superior asturiano (Las Caldas, ver HOYOS, trabajo en curso). Los demás taxones no presentan interés bioestratigráfico y no serán comentados aquí.

Edad: Oldenburgiense-Regourdienne Inferior (Pleistoceno Medio-Superior).



### 3 TECTONICA

#### 3.1 TECTONICA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS Y MESOZOICOS

Dada la extensión de los afloramientos paleozoicos más antiguos de la Hoja, y para mejor explicar los fenómenos que los ha afectado, es necesario hacer referencia a la tectónica regional de áreas próximas.

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 la componen.

La zona se encuentra enclavada en la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1967) y más concretamente en la parte meridional de una gran estructura denominada «Domo del Valsurvio». En la formación de ésta ha jugado un papel decisivo la sedimentación, que ha permitido el desarrollo de grandes potencias.

Los materiales se presentan en sucesión continua desde el Devónico hasta el Westfaliense A, con excepción de algunas formaciones del Carbonífero Inferior, que tienen amplio desarrollo en gran parte de la Zona Cantábrica y que aquí, debido a levantamientos, no se depositaron.

A partir de este momento es cuando regionalmente se da el emplazamiento de los mantos y la diferenciación en cuencas con sedimentación muy distintas. El área paleozoica aflorante posiblemente formara parte de una zona levantada por la fase Palentina, que dio lugar al depósito discordante del conglomerado de Curavacas y subsecuentemente una serie turbidítica, en áreas más septentrionales.

Los materiales están afectados por varios sistemas de pliegues, de los que aquí está representado principalmente uno, el denominado longitudinal, que siguiendo la forma del arco se sitúa paralelo a los frentes de cabalgamiento. Este plegamiento, con ejes en general E-O, es el que da las grandes estructuras que a su vez van acompañadas de pliegues menores de todas las escalas, incluso microscópicas. El estilo depende de la naturaleza de los materiales afectados, en general son de tipo flexural, asimétricos, con charnelas relativamente apretadas y flancos poco curvados. Por lo general, los planos axiales son verticales o con vergencias al N y ocasionalmente, dependiendo de la litología, pueden desarrollar esquistosidad de fractura.

La edad de plegamiento es intra-Westfaliense, ya que las fases más importantes han terminado antes del Westfaliense D Superior.

Los materiales inmediatamente posteriores pertenecen a la cuenca de Prado-Guardo-Cervera y son claramente discordantes. Se encuentran plegados por las últimas fases hercínicas. Para WAGNER se trata de una secuencia posterior a la fase Leónica (de edad Westfaliense D) y plegada a su vez por la fase Astúrica, situada en el Estefaniense A. Los materiales de esta cuenca,

junto con los de Barruelo, situados más al E, formaban una cuenca parálisis en la que la influencia marina aumentaba hacia el E. Dado que no se encuentra otra cuenca de estas características en toda la Zona Cantábrica, pudiera representar un claro ejemplo de emigración tectónica de la deformación hacia el E, donde están las zonas externas. Dentro de los límites de la Hoja, se presentan a lo largo de una banda, con una estructura monoclinial, generalmente algo invertida que representa el flanco N de un sinclinal que se desarrollaba hacia el O. Si exceptuamos la estructura de Villanueva de la Peña, sólo se encuentran algunos pliegues con vergencia hacia el S y de ejes en general E-O, lo que coincide con la dirección de la estructura mayor.

Es de destacar el sistema de fallas en dirección de los estratos, que afecta tanto al Paleozoico más antiguo como a los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera. Estas fallas deben tener una historia compleja, en la que han intervenido reajuegos posteriores. Se presentan a veces como fallas normales y otras como fallas inversas con vergencia al S, haciendo que los materiales devónicos y carboníferos cabalguen a los más modernos del Cantabriense; también producen repeticiones en la serie.

Por el extremo NE de la Hoja discurre, con dirección NO-SE, la falla de Ventaniella. Esta gran fractura que atraviesa la cordillera Cantábrica ha sido estudiada por diversos autores (PELLO, 1967; JULIVERT, 1975; LOBATO, 1977). Presenta un trazado bastante rectilíneo con un plano de falla subvertical. El movimiento observado es de desgarre dextrógiro con un salto apreciable de varios kilómetros. Sin embargo, es posible que también haya actuado con componente vertical. La edad podría ser hercínica póstuma para el desgarre, si bien existen movimientos alpinos posteriores que han afectado al Mesozoico y Terciario. También existen indicios sísmicos a lo largo de su trazado regional, que supondrían una actividad neotectónica.

En la mitad O de la franja aflorante, los materiales cretácicos se presentan en estructura monoclinial invertida, como consecuencia de la gran fractura regional de zócalo que constituye el borde sur de la Zona Cantábrica. Se han realizado estudios de gravedad (Dep. de Geofísica de la U. de Leiden, 1964-65) calculando en diversos puntos de ella el plano de falla que localmente presenta inversiones de 75 a 20°. En la vecina Hoja de Cistierna, se tiene un sondeo en materiales cantabrienses que se realizó 300 m. al N de la falla, penetrando en el Cretácico a 291 m., calculándose una pendiente de 40°. La actividad principal de esta falla ha tenido lugar durante el Terciario, y aunque en etapas posteriores (fase Rodánica) ha podido jugar un papel importante durante el levantamiento de la Cordillera con respecto a la Cuenca del Duero. Tampoco se puede descartar la idea de que estuviera ya iniciada antes del Cretácico Superior.

En la mitad E de la franja, tanto el Cretácico como los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, están plegados formando una estructura que en planta asemeja a una «Z». Dado que en la orogenia Alpina no se ha

observado en la zona fases de plegamiento, parece probable por la situación que ocupan, que estos plegamientos se hayan originado como respuesta de los materiales superficiales a movimientos más profundos de los bloques, que quedan limitados por las fallas de Ventaniella y del borde Sur, y que han provocado con el movimiento relativo de éstos la torsión de los sedimentos superiores.

### 3.2 TECTONICA TERCIARIA

Durante el Terciario, los procesos tectónicos ocurridos en esta área provocaron el levantamiento de la Cordillera Cantábrica a través de un mecanismo de abombamiento del zócalo paleozoico, seguido de la fracturación del borde S, en el cual se han concentrado prácticamente todos los procesos tectónicos que condicionaron la sedimentación terciaria en el dominio deprimido meridional.

La fracturación se realizó por el rejuego alpidico inverso de fallas anteriores, lo que provocó el plegamiento y cobijamiento de los sedimentos mesozoicos y terciarios del borde bajo los paleozoicos, adquiriendo una estructura sinformal bien observable en el corte del arroyo de las Cuevas, cuyas capas fuertemente invertidas en el flanco N alcanzan rápidamente la subhorizontalidad en distancias relativamente cortas al E. Estas fallas inversas llegan incluso a localizarse entre los sedimentos cretácicos y paleógenos en el área de Santibáñez de la Peña y Tarilonte.

Otro sistema de fracturas, con direcciones NNO-SSE, afectan al Terciario en las proximidades de Colmenares y pueden estar relacionadas con el sistema de fracturas de Ventaniella.

Fruto de esta actividad tectónica son también las discordancias intraformacionales existentes en los sedimentos del dominio próximo al borde. La ausencia de dataciones hace que su asignación a las distintas fases tectónicas haya sido muy discutida en la bibliografía general de la zona.

La más inferior, de tipo cartográfico, separa el Cretácico y Paleoceno más inferior del Paleógeno; puede hacérsele corresponder a la acción de las fases Larámicas.

Posteriormente existen una serie de discordancias intraneógenas, bien observables dentro del Complejo de las Cuevas, donde las capas se superponen discordantemente con disminución sucesiva del ángulo de buzamiento hacia el O, llegando las últimas coladas a cubrir todas las anteriores formando una discordancia de alto ángulo. Estos procesos pueden asimilarse a pulsaciones provocadas por las fases Staírica I o Neocastellana y/o Staírica II.

Hay constancia de la existencia de movimientos posteriores intravallesien-ses que provocan reactivaciones en el área madre y cambios en la procedencia de los aportes, que pasan a ser predominantemente silíceos (abanicos silíceos de Aviñante, Cantoral y Guardo).

El hecho de que el primero de ellos esté, a su vez, suavemente plegado, apunta a la presencia de una nueva fase post-Vallesiense, posiblemente la Rodánica. En zonas más meridionales del interior de la cuenca se hace responsable a la primera fase Rodánica de la generación de la superficie de erosión del Páramo y de un basculamiento general de la cuenca hacia el O (HERNANDEZ PACHECO, 1915; MABESONE, 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 y obedecen a posibles fracturas del zócalo que se han movido en distintos momentos de la historia geológica terciaria y cuaternaria.

En esta Hoja se observa la marcada alineación de los escarpes del río Carrión con dirección NNO-SSE.

#### **4 GEOMORFOLOGIA**

Desde el punto de vista morfológico, se pueden distinguir dentro de la Hoja cinco dominios fundamentales. En primer lugar, al N, la orla de materiales paleozoicos con un relieve enérgico y contrastado y una variación en la litología manifiesta que produce distintos modelados. En segundo término, y paralelo al contacto con el conjunto paleozoico, afloran series calcáreas del Cretácico marino, a las que se superpone un conjunto de depósitos de edad paleógena. Todas estas formaciones están fuertemente plegadas con buzamientos próximos a la vertical e invertidos. Esta disposición tectónica imprime un carácter determinativo a su modelado.

La tercera unidad diferenciada ocupa la mayor extensión de la Hoja y se localiza en el centro y este de la misma. Está constituida por un conjunto de abanicos aluviales de edad miocena, en los que alternan capas de diferente competencia, buzando, en general, escasos grados hacia el Sur.

Finalmente, repartidos indistintamente por toda la Hoja, se desarrolla una red fluvial encajada en todas las unidades descritas, que en las más importantes presenta un sistema de terrazas escalonadas (fig. 7).

El conjunto paleozoico aflorante en una banda más o menos estrecha, al N de la Hoja, está constituido por dos litologías predominantes y muy contrastadas. Por un lado tenemos, fundamentalmente, la caliza de montaña, que constituye los relieves más enérgicos, siendo las vertientes muy abruptas y de carácter desnudo, desarrollándose a su pie taludes de derrubios de gravedad alimentados por canales de avalancha. La superficie de la caliza presenta

una karstificación generalizada con desarrollo de diferentes tipos de lapiaz de carácter libre y a su vez son relativamente frecuentes dolinas de génesis nival.

Por otra parte, el otro tipo de material está constituido fundamentalmente por pizarras y areniscas carboníferas. Dada la menor resistencia a la erosión que presentan estos materiales con respecto a la caliza de montaña trae como consecuencia que afloren en las zonas de valle. Sobre ellos se encaja activamente la red fluvial. Además, presentan un tapizado las vertientes formado por clastos fundamentalmente pizarrosos.

El contacto entre el dominio paleozoico y la orla de materiales cretácico-paleógenos se realiza morfológicamente por una depresión alargada sobre la que discurre la red fluvial, derivando al S por estrechas gargantas encajadas en estos materiales. La morfología que presentan es de carácter principalmente estructural y viene manifestada por un conjunto de crestas, cuevas y escarpes. Por otra parte, el Cretácico calizo presenta una karstificación general. Las formas exokársticas se reducen a pequeñas dolinas nivales (nichos de nivación) de dimensiones métricas y a su vez desarrolla formas de lapiaz no muy importantes. En un punto se ha reconocido un importante sumidero. Por otra parte, existe un modelado endokárstico de escaso desarrollo, dada la disposición y potencia de las calizas. No obstante, se han escogido muestras de arcilla de decalcificación que han proporcionado una fauna del Pleistoceno Medio. La karstificación también se manifiesta, aunque con menor intensidad, en los conglomerados de naturaleza calcárea.

El tercer dominio diferenciado, constituido por conglomerados en los que se intercalan niveles de granulometría más fina, presenta una morfología sencilla y de un neto carácter estructural. La alternancia de capas duras y blandas trae como consecuencia que la erosión diferencial genere un conjunto de superficies estructurales con débil inclinación hacia el Sur y dispuestas escalonadamente. Otras veces el relieve que encontramos está formado por un conjunto de lomas. En las vertientes se han cartografiado niveles de capas duras que modifican en parte el perfil suavizado de las mismas.

El cuarto conjunto está formado por una película de poca potencia de sedimentos conglomeráticos que fosilizan tanto las formaciones paleógenas como los abanicos aluviales miocenos. Las características del depósito, su disposición y su edad relativa permiten considerar al mismo como un depósito de raña. Esporádicamente algunos de los cantos que afloran en superficie están afectados por procesos de crioclastia. La pendiente que presenta esta formación está en torno al 7 por 1.000.

La interpretación genética de los depósitos de raña es bastante problemática y faltan en la bibliografía estudios profundos de esta formación. Casi todos los autores que la han estudiado están prácticamente de acuerdo en admitir una climatología árida en la génesis de la misma. Algunos investigadores presentan la disyuntiva de una primera etapa que generaría



Figura 7

## LEYENDA

### MODELADOS ESTRUCTURALES



Superficie estructural en capas horizontales.



Superficie erosiva en el Paleozoico.



Escarpe de superficie erosiva.



Escarpe de relieve estructural.



Escarpe de relieve estructural degradado.



Escarpe de crestas.



Buzamiento de reversa de cuesta.



Resalte de capas resistentes.

### MODELADOS DE-POSICIONALES



Glacis.



Raña.



Terrazas fluviales.



Terrazas bajas y/o llanura de inundación.



Valles de fondo plano.



Conos de deyección.



Escarpe neta (terrazas, vertientes, etc.).



Escarpe suavizado.

### VERTIENTES



Paleoverdientes de regularización.



Vertientes regularizadas.



Vertientes desnudas.

### RED FLUVIAL



Cauces activos.



Barrancos de incisión lineal.



Corcavos.



Callados de divergencia fluvial.

### FORMAS KARSTICAS



Dolinas.



Zona de Karstificación generalizada (terra rosa).

### MODELADO ANTROPICO Y OTROS



Núcleos urbanos.



Escombreras.



Lagunas sobre superficies estructurales.



Nichos de nivación o dalina nivel.



Cantera.



Deslizamiento de ladera.

el pedimento inferior que arrasa las formaciones sobre las que se asienta la raña y en un segundo episodio se produciría la deposición de los materiales de la misma.

Por nuestra parte, pensamos que no hay que separar en el tiempo, en la génesis de esta formación, la superficie de arrasamiento de la de deposición. Ambas son congénitas. Creemos que se trata de un depósito de piedemonte sedimentado en un clima árido, formando un amplio y extenso derrame, en el que la arroyada en manto y la difusa erosionan y sedimentan a la vez en sucesivas avenidas, producidas por lluvias esporádicas típicas de un régimen hídrico árido.

Al E de Villalba de Guardo la superficie de la raña presenta un escalonamiento de unos 20 m. de altura, que separa dos claros niveles. El más bajo, en principio, se interpretó como una terraza alta del río Carrión en su margen izquierda. Los estudios de las Hojas colindantes al Sur señalan por un lado que el Carrión presenta únicamente terrazas escalonadas en su margen derecha y por otro esta superficie baja, hacia el sur de esta Hoja, y en la de Saldaña limítrofe enrasa altimétricamente con la superficie más alta, lo que elimina las dudas de su caracterización como raña. Esta diferencia de altura en la zona del ápice sugiere que han existido dos etapas distanciadas, encajándose la más reciente sobre la superficie de mayor altura, a su vez más antigua.

Sobre los depósitos de raña y sobre alguna de las superficies estructurales en depósitos miocenos aparece un conjunto de pequeñas lagunas de dimensiones por regla general hectométricas. La interpretación genética de estas depresiones cerradas es problemática. Pensamos que se han generado por deflación eólica. Este argumento lo corrobora en parte la disposición alargada de alguna de las lagunas en dirección NO-SE. Podría indicar direcciones dominantes de viento. En la actualidad muchas de las mismas están capturadas por la acción remontante de la red fluvial.

Finalmente, repartidas indistintamente por toda la Hoja se desarrolla una red fluvial encajada en todas las unidades anteriormente descritas, que en los ríos importantes presenta un sistema de terrazas escalonadas.

El río Carrión, el curso más importante de la Hoja, presenta un sistema de terrazas encajadas y escalonadas desarrolladas fundamentalmente en su margen derecha. El curso actual presenta una típica red anastomosada hasta las proximidades del Paleozoico, donde se encaja fuertemente.

El río Valdavia sólo desarrolla terrazas al sur de la Hoja, en las cercanías de la Puebla de Valdavia. En el resto de la red fluvial se pueden diferenciar dos tipos de cursos. Los de menor orden corresponden a barrancos de incisión lineal que se encajan en depósitos de vertientes. Estos barrancos alimentan a otros cursos de orden superior que son valles de fondo plano que presentan una concavidad de enlace con las vertientes. Algunos de estos valles de fondo plano son de tipo asimétrico y los interpretamos como gene-



rados por las diferentes orientaciones respecto a la insolación de las vertientes, siendo las más tendidas las que miran al N y NE. Creemos que la exportación de material de las vertientes abruptas se ve favorecida por procesos de deflacción eólica en las mismas (com. pers. de S. MENSUA).

El proceso más generalizado en la región es el de regularización de vertientes por procesos periglaciares. Esta regularización afecta incluso a las terrazas más bajas, dulcificando los escarpes de los mismos, movilizándose los cantos de las terrazas superiores a las inferiores.

Esta dulcificación y degradación de los escarpes es más patente en las terrazas más altas, haciéndose difícil distinguir los sucesivos niveles. Los procesos periglaciares que movilizan los detritus en las vertientes son la gelifluxión y el «creep» de helada. Estos detritus alimentan a los valles de fondo plano, uniéndose por una concavidad basal a los depósitos del valle. Algunos de estos valles de fondo plano no presentan esta concavidad debido a que la divagación del curso fluvial moviliza por socavación lateral a los depósitos de las vertientes. Por otra parte, muchos de estos valles desembocan en otros de mayor orden produciendo conos de deyección de tamaño variable.

Algunas de las vertientes han quedado colgadas por etapas de incisión lineal. En la actualidad hay una activa incisión lineal que se encaja sobre estas vertientes de regularización, y al excavar el sustrato y encontrar sedimentos poco coherentes produce un acarcavamiento que tiene clara funcionalidad actual.

En el ángulo NE de la Hoja se desarrolla un modelado en glaciais de pequeño recorrido no superior a los 3 km. La raíz de los mismos está en las formaciones paleozoicas, de donde arrancan como glaciais erosivos o desnudos, pasando rápidamente desde perfiles de vertiente típicamente cóncavos a superficies muy próximas a la horizontal. La mayoría de estos glaciais de piedemonte chocan contra la barra formada por las calizas del Cretácico, aunque a veces las arrasan, sin llegar en muchos casos a fosilizarlas, quedando las calizas aflorantes como «chicots». La alimentación de los glaciais es por gelifractos transportados por los torrentes hasta el piedemonte. La red fluvial se encaja linealmente en muchos sitios sobre los depósitos del glaciais.

Existe en el NO de la Hoja un aplanamiento generalizado a la altura de unos 1.200 m. Se trata de una superficie de erosión muy disecada que bisela los materiales cretácicos chocando con las sierras paleozoicas, en las que quedan algunas hombreras a esta altura. Es difícil establecer, con los datos de que disponemos, la edad de esta superficie de erosión.

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

Como se ha indicado anteriormente, dada la pequeña zona que abarcan los materiales paleozoicos, es necesario hacer referencia a zonas más amplias 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 Viseiense, hubo ligeros movimientos epigénicos, 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 los materiales que afloran pertenecen al Domo del Valsurvio, cuya estructura debía estar condicionada ya por la sedimentación, de forma que se comporta como una serie de plataforma subsidente, pero relativamente estable, que no permite diferenciar las dos formaciones regionalmente reconocidas (Barcallente y Valdeteja), ni la discordancia entre ellas, que se pone de manifiesto en las áreas próximas de la Hoja de Camporredondo.

Durante el Westfaliense, tienen lugar las fases más importantes de la orogenia Hercínica, que produce grandes variaciones en la paleogeografía de la Cantábrica. Se produce en esta época el emplazamiento de los mantos, los diversos sistemas de pliegues y los primeros movimientos de las grandes fracturas hercínicas. La historia durante este tiempo sólo se puede seguir por sus manifestaciones tectónicas, ya que faltan sedimentos de esta edad. Por la microfauna encontrada se deduce que el medio sedimentario se continúa hasta la fase del Westfaliense A, que es cuando aparecen las facies detríticas más altas. Su escaso afloramiento no permite deducir en qué tipo de medio sedimentario se depositaron. Un poco más al N, formaciones correlacionables cronoestratigráficamente (F. PARAPERTU y F. CARMEN) muestran depósitos en cuencas turbidíticas y con gran inestabilidad tectónica, hiatos sedimentarios y disconformidades. Hay que indicar que esta zona se pudo comportar como un umbral con erosión subaérea y área madre de sedimentos a las cuencas vecinas más subsidentes.

La historia se continúa con los primeros sedimentos discordantes de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera de edad Westfaliense D Superior. Estos materiales se depositan después de las principales fases de plegamiento; para WAGNER (1965) se trata de la fase de plegamiento Leónica. Forman parte de una cuenca parállica que permite la formación de carbón más extensa de la que forma parte la Cuenca de Barruelo (situada más al E), y con influencias marinas más importantes hacia el E. Probablemente se trate de un área subsidente con sedimentación limitada a las zonas más externas de la Cordillera, como resultado de la emigración hacia esas zonas de la Orogenia Hercínica. Se encuentra a su vez plegada y fallada por las fases más tardías de esta orogenia. Para WAGNER (1965), quizá exagerando su importancia, se trata de fase de plegamiento Astúrica.

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.

Hay que señalar que estos sedimentos a gran escala son algo diacrónicos, y que hacia el E pasan a ser más modernos y con facies más detríticas.

Las Facies Garumnienses corresponden al tramo inferior de Vegaquemada y registran el tránsito de las condiciones marinas a continentales, con

ambientes restringidos y salobres en la base y de llanura de inundación en el techo; representan el comienzo de la formación de la cuenca del Duero en el límite Cretácico-Terciario y reposan en ligera discordancia sobre aquél (fase Larámica). Desde entonces, el borde norte de la misma ha sido eminentemente activo, sufriendo deformaciones importantes provocadas por el rejuego alpidico de 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 de cauces trenzados (*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 muestra su paso de Cuevas.

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 la parte más superior del Paleógeno y en el Neógeno (pre-Vallesiense) en este borde norte, del potente sistema de depósitos de abanico aluvial que integran el Complejo de Cuevas,

constituyendo diversos frentes que penetraban desde distintos puntos en la cuenca, siempre con escasa amplitud longitudinal.

Los sistemas de abanicos coalescentes, sin solución aparente de continuidad lateral, que constituyen este Complejo, tuvieron su entrada por la parte septentrional de la Hoja y su área madre la constituyeron allí los relieves cretácicos (principalmente las facies carbonatadas de los mismos) situados inmediatamente al norte de la línea Intorcisa-Villaoliva-Tarilonte-Castrejón de la Peña-Colmenares. Por otro lado, el paso tanto lateral como vertical de su parte más inferior, a la 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.

Una sección longitudinal de este Complejo de Cuevas muestra, especialmente en sus términos inferiores, varias discordancias con ángulos progresivamente menores a medida que avanzamos hacia el sur de la Hoja; este hecho prueba la existencia de sucesivos impulsos de deformación simultáneos con el depósito de las diferentes coladas, que estarían cada vez menos influenciadas por este fenómeno a medida que nos alejamos del borde activo de la cuenca. La más importante de estas discordancias, que tuvo lugar probablemente durante el Neógeno Inferior, pone en contacto coladas de conglomerados calcáreos buzando suavemente hacia el Sur, con otras subyacentes de similar composición y disposición invertida (Pino de Viduerna, SE de Torilonte en el Arroyo de las Cuevas, etc.). Si seguimos esta última lateralmente, vemos que va perdiendo ángulo de una forma gradual hasta hacerse casi imperceptible, poniendo de manifiesto su carácter local en aquellas áreas en donde la deformación de los materiales del Cretácico y Terciario Inferior ha sido más intensa. En los demás casos, la inclinación de las sucesivas coladas va disminuyendo progresivamente hacia la parte alta de la serie como consecuencia de una simultánea disminución gradual en el tiempo del proceso deformativo del borde.

La parte alta del Complejo de Cuevas, con buzamientos generalmente suaves, se encuentra a veces (E de Villaoliva) casi en contacto con el extremo sur de los afloramientos calcáreos cretácicos, situándose incluso topográficamente por debajo de aquéllos, lo que prueba la existencia de fracturas tardías entre ambos, con desplazamiento vertical y orientación aproximada E-O, provocando el hundimiento de los materiales terciarios. La sección longitudinal en cuña, con los máximos espesores al pie de los relieves del área madre, que presenta aquí la parte superior del sistema de Cuevas, está principalmente condicionado por la existencia de dichas fallas.

Por otro lado, la formación de potentes series de este Complejo en la presente Hoja, está relacionada de una manera directa con el fuerte plegamiento y fracturación que han sufrido, especialmente en la zona central

del mapa, las sucesiones cretácicas; este hecho ha conducido a una considerable ampliación areal de sus términos carbonatados (N y NE de Tarilonte, SO de Aviñante, etc.), que funcionan constantemente como áreas madre aportando grandes cantidades de clastos carbonatados a la cuenca.

Los últimos episodios sedimentarios del Complejo de Cuevas debieron tener lugar en el Vallesiense Inferior. No obstante, con anterioridad, y probablemente a partir de la deformación que da lugar a la gran discordancia antes citada entre el conjunto inferior invertido y el superior buzando ligeramente hacia el S, comienzan a entrar en la cuenca en parte simultánea y localmente por el norte (alrededores de Aviñante), conglomerados de composición heterogénea procedentes de la erosión de los fuertes relieves que constituyen el macizo septentrional de la Sierra del Brezo. Estos nuevos sedimentos, que forman parte del sistema denominado aquí de Aviñante (poligénico), provendrán de la erosión de los materiales paleozoicos, tanto carboníferos (Caliza de montaña y Estefaniense) como areniscoso-cuarcíticos del Devónico Superior, situados ambos tanto en las vertientes meridionales como al pie de la zona del «Domo de Valsurvio», estudiada por KOOPMANS (1962).

Los sedimentos del sistema de Aviñante (poligénico), que comienzan a depositarse poco antes del comienzo del Vallesiense, siguiendo luego durante la mayor parte del mismo, se extienden rápidamente por la franja central de la Hoja rebosando incluso por el sur el límite de ésta. Durante este proceso erosionan también parte del Cretácico, incorporando además en las áreas proximales a una parte de los materiales del Complejo de Cuevas, a la vez que conectan lateralmente con el resto de las coladas adyacentes del mismo. La sección longitudinal que presenta, parece ser en forma de surco o lentejón con engrosamiento del espesor lejos de la zona de borde.

Posteriormente al depósito de las coladas conglomeráticas poligénicas de Aviñante a causa de una disminución de la actividad tectónica en el Domo de Valsurvio y probablemente durante el Vallesiense Superior, tiene lugar ahora en todo el borde de cuenca una reactivación general e intensa de los procesos erosivos, que trae como consecuencia un cambio en la posición del frente montañoso inicial (área madre) que sufre un retroceso gradual hacia el norte, a la vez que cambia su composición litológica de carbonatada (sistemas de Cuevas) a casi exclusivamente silícea. Esta última estaría formada principalmente por los materiales areniscosos y lutíticos del Estefaniense, situados por detrás de los antiguos relieves cretácicos del área madre anterior, que pasan a constituir ahora un pedimento, sobre el que comienzan a depositarse los clastos areniscosos del nuevo sistema de Aviñante (silíceo). La disposición parcialmente plegada que presentan éstos en la actualidad en diversos puntos del mapa (sinclinal en el Arroyo

de las Cuevas) demuestra la existencia de nuevas deformaciones tectónicas de edad posterior (probablemente post-Vallesiense).

Poco tiempo después del comienzo del Vallesiense, y simultáneamente con el depósito de los tramos medios y superiores del sistema poligénico de Aviñante, así como la totalidad del silíceo del mismo nombre, está teniendo lugar un nuevo levantamiento y tectonización de la Cordillera, que tiene como consecuencia la entrada a la cuenca, por dos puntos diferentes situados cerca de los límites oriental y occidental de la Hoja, de grandes cantidades de siliciclásticos; una gran parte de los que penetran por el O se esparcen también fuera de los límites del mapa, quedando incluido en la Hoja de Cistierna. Los materiales citados pertenecen a dos nuevos sistemas, identificados aquí con los nombres de Guardo (al O) y Cantoral (al E).

Los sedimentos incluidos en el primero de ellos (Guardo), proceden principalmente de la erosión de materiales carboníferos y del Devónico Superior. Las coladas superiores del mismo alcanzan aquí una progresivamente mayor extensión hacia el S en sentido lateral, apoyándose sobre los términos más altos del Conjunto de Aviñante. Es bastante común aquí, especialmente en las áreas proximales, el sistema de transporte en masa por corrientes densas tipo (*debris-flow*), lo que confirma su depósito bajo un clima probablemente semiárido. El conjunto rebasa ampliamente por el sur el límite del mapa, 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 acción longitudinal parece ser en forma de surco o lentejón, con engrosamiento brusco del espesor hacia el sur 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.

Respecto a los sedimentos del otro de los sistemas (Cantoral), presenta prácticamente las mismas características del de Guardo, de edad similar. Su entrada tuvo lugar por el NE de la Hoja, procediendo sus materiales principalmente de la erosión de los relieves carboníferos (en parte del Conglomerado de Curavacas, Facies Culm, etc.) y en menor grado areniscosocuarcóicos del Devónico Superior, unos y otros situados al N del paralelo de Cervera de Pisuegra, fuera de los límites del mapa.

Considerando ahora de una manera global todos los sistemas de aba-

nicos 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 (Guardo, Cantoral, Raña), seguidos de los de clastos poligénicos (Aviñante) y finalmente de los de clastos carbonatados (Complejo de Cuevas).

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 lentéjón, tienen siempre una extensión hacia el S 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 anterior 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 elevación, probablemente acompañado de un cambio climático con períodos cortos estacionales de mayor pluviosidad, acompañado de violentas avenidas. Hacia el Sur, especialmente, hay una ligera excavación del pedimento constituido y representa, por tanto, la primera señal de encajamiento (en este caso muy somero todavía) previa al sistema fluvial que le sigue y que persiste hasta la actualidad.

A partir del Pleistoceno Inferior y hasta la actualidad, las llanuras de inundación de los ríos han ido disminuyendo progresivamente en extensión con sucesivos encajamientos de los cauces (Carrión, Valdavia, Boedo).

Hay que destacar la presencia de procesos de karstificación que afectan a las calizas cretácicas y paleozoicas (ver apartado 3-Paleontología) de edad pre-Pleistoceno Medio.

Son frecuentes los 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 deficiente, así como a una mayor jerarquización de la red fluvial.

Se observan también fenómenos de reglaje de vertientes durante el Pleistoceno, originadas por procesos de periglaciario.

La presencia de suelos rojos, tanto en esta Hoja como en las situadas más al Sur (Saldaña, Carrión) pone de manifiesto la existencia de un clima mediterráneo que fue más frío y húmedo en las regiones más septentrionales.

El último reglaje de vertientes (datado como post-Wurm en Hojas más meridionales) se traduce en depósitos de coluviones actuales, y como aluviales de piedemonte (vertientes sur de la Sierra del Brezo). Estos últimos podrían ser originados por procesos de crioclastismo, siendo excavados



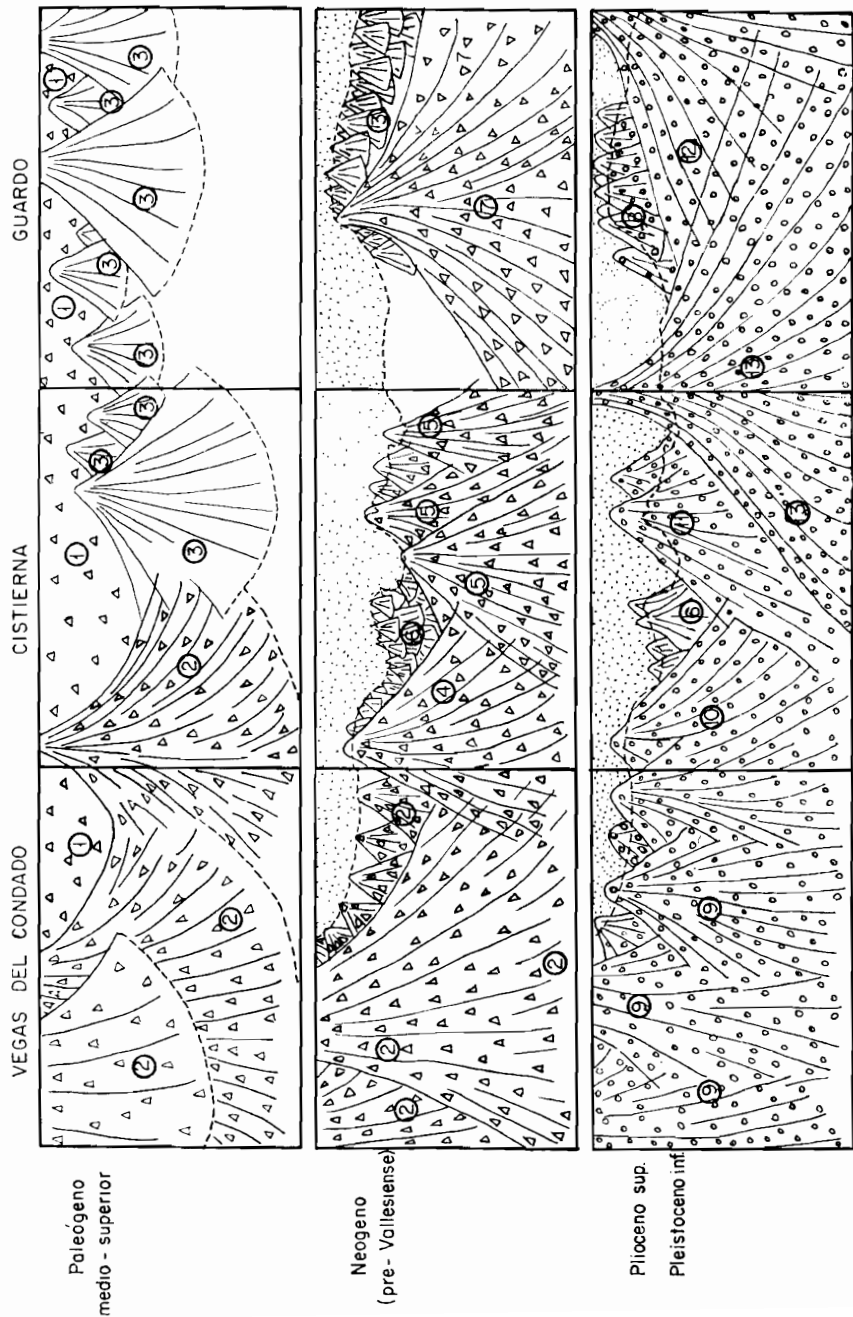


Figura 8.—Esquema paleogeográfico.

posteriormente, en un clima periglaciario, que se prolonga hasta nuestros días durante varios meses al año.

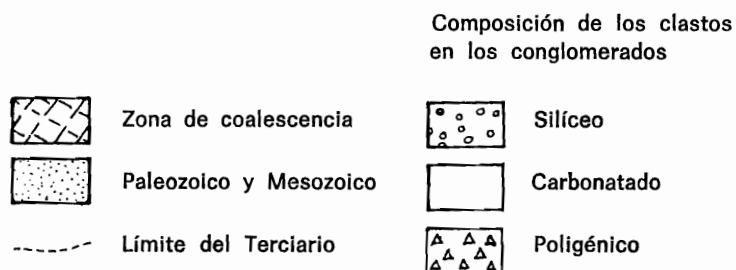
Por último, se observa un empardecimiento en la parte más superior de los perfiles de los suelos. Este proceso parece deberse a dos tipos de mecanismos fundamentalmente:

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.

Los dos gráficos adjuntos representan, el primero de ellos (fig. 8), de manera esquemática, la evolución del borde de cuenca en el tramo O-E, ocupado por las Hojas núms. 130 (Vegas del Condado), 131 (Cistierna) y 132 (Guardo), en lo que hace referencia a la posición de los distintos abanicos aluviales y a su sustitución en tres momentos de la historia geológica. Las facies son predominantemente proximales y, en menor proporción, intermedias.

El segundo (fig. 9) es similar, pero en sentido N-S, y relaciona las facies de borde con las de más al interior de la cuenca.



#### 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). |                                     |

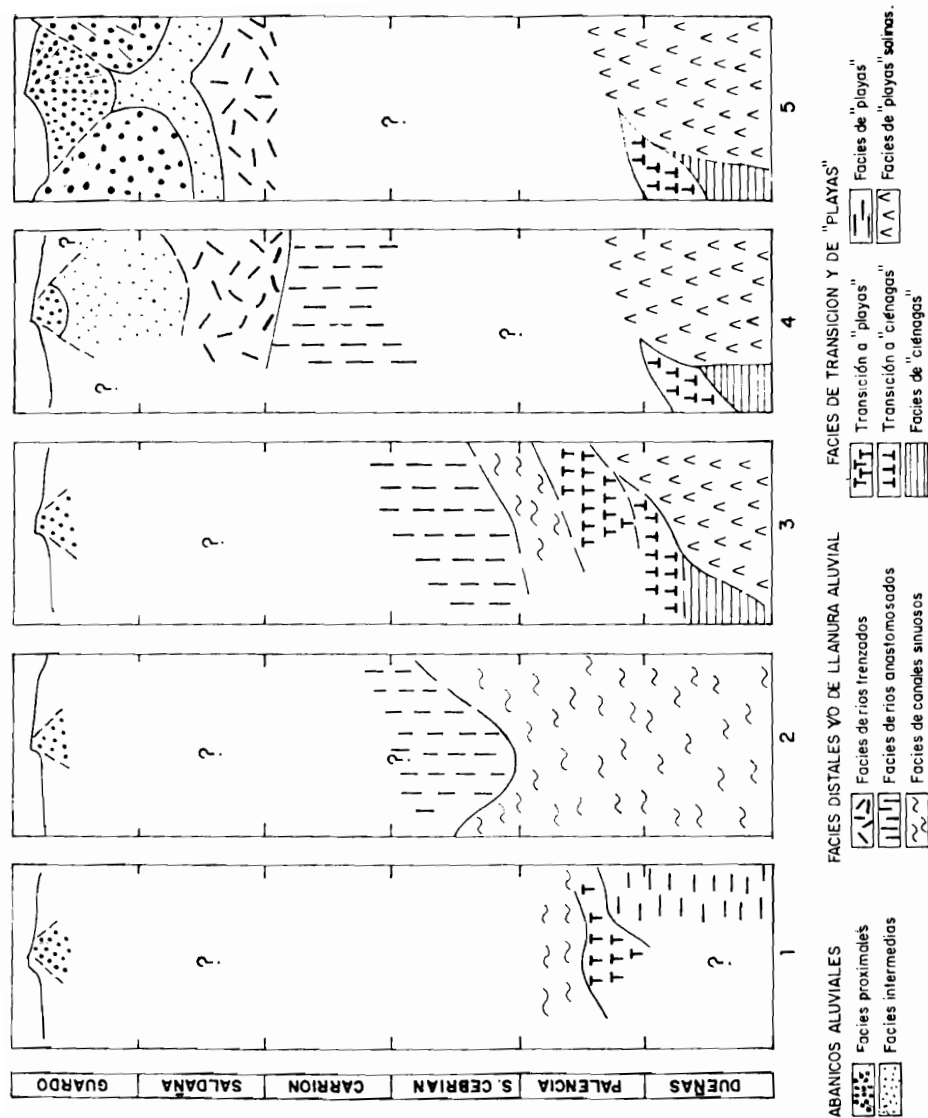


Figura 9.—Esquema paleogeográfico evolutivo.

1. Astaracense inferior. 2. Astaracense Superior. 3. Techo Astaracense.

4. Vallesense inferior. 5. Vallesense Superior.

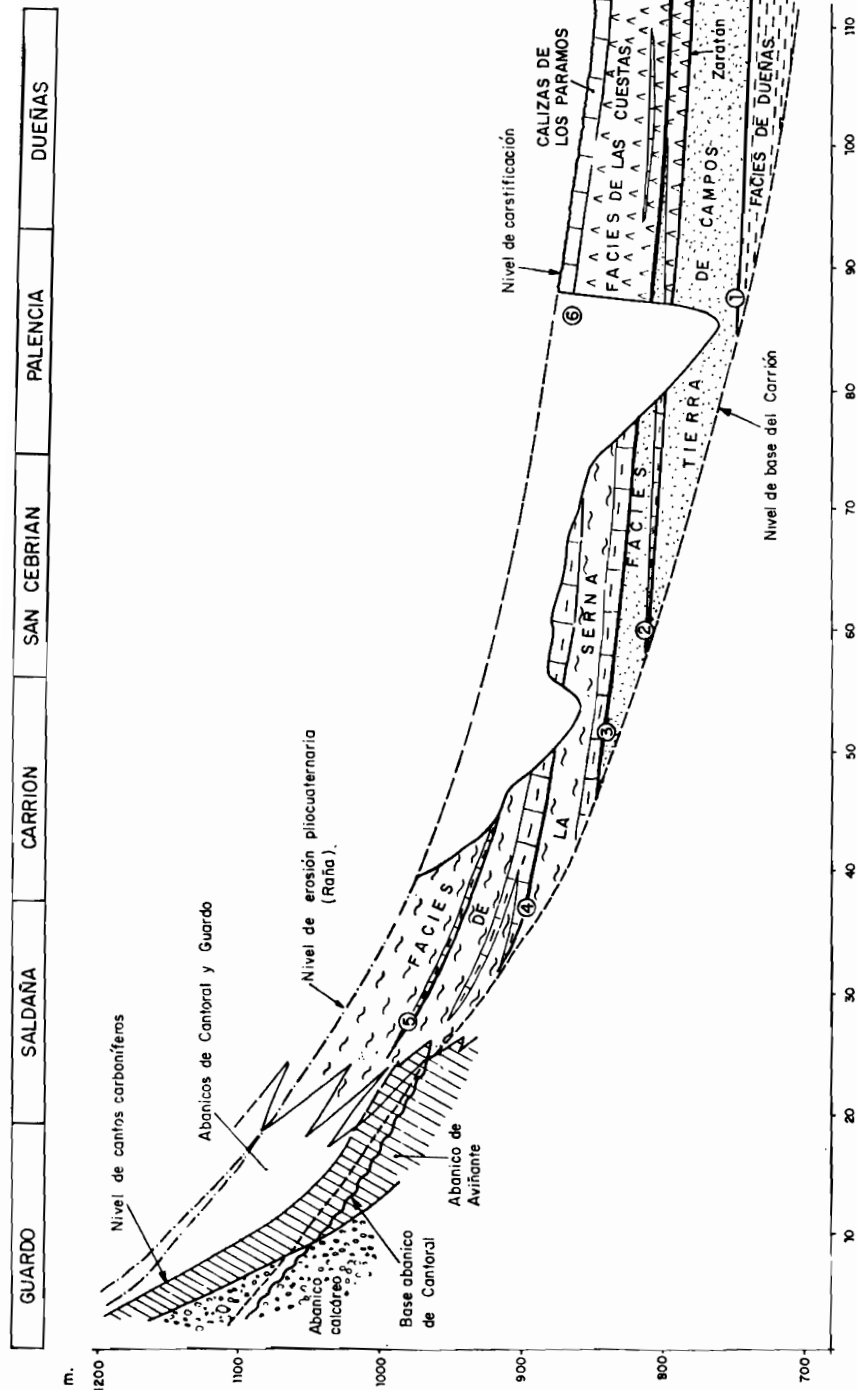


Figura 10.—Esquema estratigráfico.  
Núms. 1 a 6. Líneas aproximadamente isócronas.  
Núm. 3. Base del Vallesense.

Este está obtenido a partir de las correlaciones establecidas en el esquema estratigráfico (fig. 10) que les sigue. Dada la falta de fósiles en la zona del borde, este gráfico es importante para la asignación de las edades correspondientes a los conjuntos cartografiados en el área de la Hoja.

## **6 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **6.1 MINERIA Y CANTERAS**

#### **6.1.1 MINERIA DEL CARBON**

Esta actividad es la principal fuente de riqueza de la zona. Se centra en la explotación de las capas de carbón de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera. El carbón obtenido se destina en su mayor parte a usos térmicos (centrales y diversos). La Central Térmica de Terminor, S. A., está situada en el municipio de Velilla del Río Carrión y utiliza aproximadamente el 50 por 100 de las antracitas de la zona. La factoría de productos químicos de U. E. de Explosivos de Ríotinto, situada en el término de Guardo, utiliza también las antracitas, aunque en pequeña cantidad. Una cantidad menor se destina a calefacción.

Existen numerosas concesiones, siendo las empresas con mayor actividad: C. A. Sociedad Minera San Luis, S. A., Minero Cantábrio-Bilbaína, S. A. y Antracitas de San Claudio.

Los carbones de esta cuenca son antracitas de buena calidad. Se explotan varios paquetes, muchos de ellos están citados en el capítulo de estratigrafía, por lo que sólo se hará referencia a los de mayor interés, pues existen numerosas explotaciones de poca importancia prácticamente en todos los tramos continentales señalados en la cartografía.

En los alrededores de Requejada se explota una capa de 240 cm. situada en el tramo de Santibáñez; recibe el nombre de «El Venon».

Al E de Guardo (Mina de Nemesio y José) se explotan hasta cuatro capas, al techo del tramo de San Pedrín, si bien éstas tienen poca continuación lateral.

El tramo continental de Santibáñez encierra el paquete productivo más importante de toda la banda Westfaliense desde Velilla de Tarilonte a Villanueva de Arriba; este tramo de antracitas se le llama también paquete de Santibáñez. Hacia la zona de Guardo el tramo tiene dos capas, denominadas Ancha y Estrecha, que se conocen con el nombre de paquete de la Ancha. Los carbones de este paquete se han explotado en 30 km. de recorrido, parece que sus capas, aunque no sean las mismas en todas las explotaciones son las que tienen más continuidad lateral en la banda.

Otro tramo con importantes explotaciones mineras es el de La Choziza; este tramo, en la zona más oriental, se le conoce con el nombre de «El Caolín» (por estar ligado, a lo largo de bastantes kilómetros, a las arenas caoliníferas del Utrillas), también se le conoce en minería como «Paquete de Aviñante».

Las exploraciones tienen el inconveniente general de que las capas presentan un gran buzamiento o están subverticales.

## 6.1.2 CANTERAS

Las más importantes se encuentran en las calizas carboníferas, citándose la situada a 2 km. al N de Guardo, en la carretera que va a Riaño; los materiales extraídos se destinan para áridos.

Existen otras de menor importancia, distribuidas a lo largo de esta formación y también en las calizas cretácicas (al S de Villanueva de Arriba). En general, estas dos formaciones presentan características que las hacen potencialmente aprovechables.

En los sedimentos del tramo inferior del Cretácico (Utrillas), existen algunas explotaciones (graveras y areneras) donde obtienen materiales con destino a la construcción, estando por lo general localizados en las proximidades de los pueblos. Las arenas caoliníferas de este tramo pueden ser susceptibles de explotación con destino a cerámica y refractarios, si bien la presencia de hierro dificulta el aprovechamiento. Las arcillas son aprovechadas en algunas localidades para la industria cerámica y localmente pudieran hacerla para refractarios.

No se conocen en el ámbito de la Hoja explotaciones de los materiales terciarios, aunque localmente es posible reconocer puntos donde han sido extraídas pequeñas cantidades de arcillas para la fabricación de adobes y tejas para el consumo familiar o local.

Los depósitos cuaternarios son asimismo susceptibles de proporcionar materiales básicos como áridos gruesos a finos, en general en un estado de desagregación y tratamiento. Niveles favorables son los sedimentos fluviales (terrazas, llanuras de inundación, conos de deyección) y la rafia.

## 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 por la zona. El más importante es el río Carrión, que a su paso por Velilla da un aforo medio anual de 756 metros cúbicos; está regulado en cabecera con varios embalses situados cerca del límite N de la Hoja.

En las zonas que ocupan las calizas carboníferas, y en mucho menor grado en las cretácicas, existe carstificación, aunque no tan bien desarrollada como en otras zonas colindantes. Esto no impide que en las laderas, dada la fuerte pendiente, exista escorrentía. Son materiales con posibilidades hidrogeológicas, dada su naturaleza y potencia, constituyendo un buen acuífero. Se drenan normalmente en las zonas bajas (Valle del Carrión), donde existen grandes surgencias.

En los materiales de la cuenca de Prado-Guardo-Cervera, predomina la escorrentía.

Existe la posibilidad de que los tramos del Cretácico, principalmente las calizas, formen un buen acuífero, debajo de los sedimentos terciarios en la zona oriental de la Hoja.

En principio, parte de los materiales terciarios pueden considerarse como interesantes desde el punto de vista hidrogeológico, ya que se trata de materiales detríticos gruesos con porosidad más o menos elevada intercalados, de manera a veces irregular, con fangos arcillosos o arenosos. La discontinuidad de los litosoma conglomeráticos o arenosos es un factor negativo tanto más importante cuanto más al sur de la Hoja.

En el caso de los conglomerados calcáreos o mixtos interviene además la cementación carbonatada como limitadora de la capacidad de almacenamiento o circulación de las aguas subterráneas. La karstificación local de estos conglomerados favorece la formación de colectores de las mismas.

En lo que se refiere al Cuaternario todas las formaciones superficiales, especialmente las asociadas al modelado fluvial (terrazas, llanuras de inundación y conos de deyección) y la raña son adecuados desde esta perspectiva, en especial los relacionados con los ríos Carrión y Valdavia, y menos, el Baado. Se explotan dualmente mediante pozos para el consumo familiar o regadío local y no de manera intensa, dada la abundancia de aguas superficiales.

Existen manantiales, a veces utilizados para el abastecimiento a pueblos pequeños, relacionados, en general, con los niveles de conglomerados terciarios. El caudal es siempre escaso y normalmente de tipo estacional o intermitente, muy relacionado con las circunstancias climáticas de la zona.

## **7 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO**

En el área de la Hoja no han sido localizados puntos de interés geológico especial, susceptibles de ser incluidos en una relación con vistas a una protección y conservación específicas.

Citaremos dos, interesantes desde dos enfoques distintos. Desde el punto de vista paleontológico destaca el hallazgo de restos de vertebrados y mi-

cromamíferos en las proximidades de Guardo en un relleno kárstico. Las muestras obtenidas han permitido la datación del karst y figuran (muestras 16.08-IM-NL-5002 y 16.08-IM-NL-5003) en la información complementaria de esta Hoja: LOPEZ, N.: «Informe paleontológico: micromamíferos. Proyecto Magna, Hojas 14.08, 15.08, 16.08, 16.09, 16.10, 16.11, 16.12 y 16.13».

De tipo didáctico es el interés que presenta el corte geológico que proporciona la garganta del A° de las Cuevas desde poco después del nacimiento hasta la localidad de Recueva, pues permite observar toda la sucesión desde el Cretácico hasta las capas subhorizontales con canales del Complejo de las Cuevas.

## 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 assemblages 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 péninsule Iberique». *Mem. et Doc. Centre Doc. Cart. Geogr. (C. N. R. S. Paris)*, núm. 4, pp. 7-61.

---

\* Citados en el texto.



- \*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 Goniatisiten 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.).
- (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 Huer-gas (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 Cantabri-que». *C. R. séances Ac. Sci. Paris*, 206, pp. 1496-1498.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabri-que». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440.
- CRUSAFONT PAIRO, M., y TRUYOLS SANTONJA, J. (1960).—«El Mioceno de

\* Citados en el texto.

- 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-Couvinian) 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 Minjouw.*, 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.
- \*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 Oejo 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.

---

\* Citados en el texto.

- (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*, Resúmenes 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 école Nat. Sup. de Geologie appliquees*.
- \*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 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. I)». *Publ. Inst. Fr. Pétrol., Ed. Technip*, pp. I, 2.1-I, pp. 2-28.
- \*JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural

\* Citados en el texto.

- 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. Pétrol.*, Ed. Technip, pp. II, 1-II-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.
- \*KARRENBURG, 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 sequence 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.
- \*KOOPMANS, 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 Goniátiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I Stratigraphie. Palaontologie der U. O. Goniátitina HYATT». *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- (1962).—«Die Goniátiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6, pp. 1-119.
- (1963).—«Die Goniátiten 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'.

---

\* Citados en el texto.

- 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.
- \*MABESOONE, 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 Cordillera 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.

---

\* Citados en el texto.

- \*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 Schuttlanschaft». *Z. geomorphol.*, 9, pp. 25-42.
- ORDÓÑEZ, 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.
- \*ORÍOL, 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.
- \*ORÍOL, 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.*
- \*PATAC, I. (1934).—«Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de la Pernía en la provincia de Palencia». *Consejo de Minería, Catálogo y Memoria de Estudios de los criaderos minerales de España*, II, 2, pp. 273-277.
- \*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

---

\* Citados en el texto.

- 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)». *Leidse 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.
- (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, Pisuega». *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 hypothèse 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. Geológicos*, 13 (35-36), pp. 229-239.

\* Citados en el texto.

- (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 Goniatis from the 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». *Leids 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.

## 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.





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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA