



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VEGAS DEL CONDADO

Segunda serie - Primera edición

76	77	78	79	80	81	82
POBLA DE MAZAN	LA PLAZA (PEÑAICA)	POBLA DE LIMA	POBLA DE SALINAS	SALINAS	PORCOS	RONCICA
11-6	12-6	13-6	14-6	15-6	16-6	17-6
101	102	103	104	105	106	107
VILLALUMO	LOS BARRIOS DE VERA	LA PUEZA DE COLON	MORAS	RIABO	CAMPOMOROZO NARVIALLO DE LA ALTA	SANTILLAN
11-7	12-7	13-7	14-7	15-7	16-7	17-7
127	128	129		130	132	133
MOCED	BOLIO	LA RIBELA		COTERNA	GUARDI	PRADANOS DE CEREDA
11-8	12-8	13-8		15-8	16-8	17-8
159	160	161	162	163	164	165
BENIDRIZ	BENAVIDES	LEON	GRADONITIS	ALVARIA	SALDANA	ALMENDRA DE PUEBLA
11-9	12-9	13-9	14-9	15-9	16-9	17-9
192	193	194	195	196	197	198
UJUE	ASTORIA	SANTA MARIA DEL PARAMO	MARTILLA DE LOS NOLAS	SALADON	CARRION DE LOS CONDES	OSUERO
11-10	12-10	13-10	14-10	15-10	16-10	17-10

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VEGAS DEL CONDADO

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 «Compañía General de Sondeos, S. A.» - «Ingeniería 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.

Han intervenido para el Terciario y Cuaternario:

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

Geomorfología: M. Gutiérrez Elorza (UNIV. ZARAGOZA) y M. Manjón Rubio, I. Vargas Alonso, J. R. Colmenero Navarro y J. C. García Ramos.

Cuaternario y formaciones superficiales: E. Molina (UNIV. SALAMANCA) y M. Manjón Rubio, I. Vargas Alonso, J. R. Colmenero Navarro y J. C. García Ramos.

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

Laboratorios: C. G. S. (Calcimetrías, granulometrías, petrografía). Estratigrafía Universidad de Oviedo (Balanza de sedimentación, minerales pesados, Rayos X), bajo la coordinación de M. J. Aguilar y R. Ramírez del Pozo.

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

Palinología: Nuria Solé (Univ. de Barcelona).

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

Dirección y Coordinación por el IGME: A. Pérez González (IGME) y E. Elizagorta (IGME).

Asesores especiales: I. Sánchez de la Torre (UNIV. OVIEDO), I. Corrales (UNIV. SALAMANCA), y C. Puigdefábregas (UNIV. AUTONOMA DE BARCELONA).

Han intervenido para el Paleozoico y Mesozoico:

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

Flora Fósil: R. Wagner.

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

Sedimentología, Petrología: Laboratorios de ENADIMSA.

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

* (UNIV. DE OVIEDO) DPTO. DE ESTRATIGRAFIA.

** IMINSA.

*** ENADIMSA.

1 INTRODUCCION

La Hoja de Vegas del Condado se encuentra situada en la Submeseta septentrional (Castilla la Vieja y León), en el borde norte de la Cuenca del Duero. Pertenece en su totalidad a la provincia de León.

Las alturas oscilan entre 1.327 m. en el norte de la Hoja y 850 m. en el sur. Como elementos geográficos más importantes merecen destacarse los relieves paleozoicos en el NE, y los relieves abruptos marcados por los conglomerados terciarios situados en el N y NO, que pasan a laderas suaves, y las superficies planas en el Sur.

El Torio, Curueño y Porma son los ríos más importantes de la región, dando lugar estos dos últimos a una amplia vega a partir de su confluencia en Ambasaguas. De menor importancia y escaso caudal es el Riacho de Nava, que discurre de Norte a Sur originando una pequeña llanura de inundación.

La repoblación forestal cubre aproximadamente el 50 por 100 de la extensión de la Hoja. La pradería queda incluida en gran parte en los cultivos situados en las vegas de los ríos más importantes.

En los regadíos de los ríos Torio, Curueño y Porma se cultiva abundante remolacha, menta, alfalfa, etc. Los núcleos de mayor población son Vegas del Condado y Ambasaguas en el S de la Hoja, y Vegaquemada y la Ercina en el N y NE.

En lo que se refiere al Terciario y Cuaternario, han sido varios los autores que han estudiado el área ocupada por la Hoja, entre ellos: CIRY (1939), EVERS (1967), BRUYN y EVERS (1970); KUYP (1969) y DE JONG (1971) efectúan un estudio de la zona norte de León, llegando prácticamente a las mismas conclusiones que EVERS (1967). BATALLER y SAMPELAYO (1944) obtienen la serie tipo del Terciario para la región leonesa.

Los trabajos más importantes desde el punto de vista cartográfico son los de AEROSERVICE (1967) a escala 1:250.000 e IGME (1970) Hoja 10 (Mieres) que es una síntesis de la cartografía existente a escala 1:200.000.

En zonas limítrofes existen los trabajos realizados por PASTOR (1963), que estudió los afloramientos más occidentales del Paleógeno en la Hoja 129 (La Robla), así como el Neógeno discordante; los de PEREZ GARCIA, L. C. (1977) en el borde NO de la Cuenca del Duero; MABESOONE (1959, 1962) en el norte de Palencia, y MANJON, M. (1969) en la región de Herrera de Pisuerga (norte de Palencia).

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Vegas del Condado está situada en el borde norte de la Cuenca del Duero. Esta cuenca se ha colmatado con depósitos Terciarios y Cuaternarios continentales que se apoyan discordantes sobre el Paleozoico del borde sur de la Cordillera Cantábrica. En los bordes de la cuenca aparece el Paleógeno en afloramientos aislados, con una litología donde predominan los conglomerados de facies proximales de abanicos, areniscas de secuencias fluviales, limos de la llanura de inundación y depósitos de «playa lake», estos últimos situados en las cercanías de Salamanca y Zamora. Sin embargo, los depósitos que adquieren mayor extensión tienen lugar en el Neógeno y sobre todo en el Mioceno. Se desarrollan abanicos aluviales en los bordes oeste y norte de la cuenca, pasando rápidamente en el centro a facies fluviales con canales, y a fangos en el NE y O, o bien a arcosas y subarcosas en el S. En el interior, los tramos altos del Mioceno presentan facies de playas, playas salinas y transicionales con litología de arcillas, margas, calizas y yesos. Estas terminan con depósitos carbonatados denominados «calizas de los Páramos», de ambientes lagunares y lacustres, encontrándose en el centro y este la mayor amplitud de estos depósitos. En la región oriental (sur de Aranda de Duero) coronando estas calizas aparecen depósitos modernos con un tramo inferior detritico que termina con un nuevo episodio carbonatado (Páramo Superior), que puede representar una edad Plioceno Inferior.

La existencia de procesos kársticos y de depósitos ha sido detectada en el borde este (sur de Aranda de Duero), asignándoseles una edad pliocena.

Originado por un rejuvenecimiento del relieve, un poco más tarde se instalan los abanicos conglomeráticos de la raña, que adquieren gran importancia en el cuarto noroeste de la Cuenca del Duero.

Entre los extensos recubrimientos del Cuaternario deben 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 Vegas del Condado están representados los depósitos correspondientes al Paleógeno y Neógeno del borde norte de la Cuenca del Duero. Los principales son: el Complejo de Vegaquemada y los abanicos de Candanedo, Modino y Quintana de la Peña y el abanico de Barrillos.

El área estudiada se sitúa de lleno en facies de abanicos aluviales, disponiéndose los depósitos con fuertes buzamientos y en ocasiones verticalizados en el NE y pasando gradualmente a horizontalizarse en la zona sur. Son de destacar las vegas de inundación de los ríos Torio, Curueño, Porma y el Riacho de Nava, con valle de fondo plano.

Se llevó a cabo una síntesis bibliográfica de toda la Cuenca del Duero para reunir y determinar la calidad de los datos existentes, plantear problemas de la cuenca, 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, conforme al plan de trabajo especificado en el Proyecto, aparte de las clásicas utilizadas en la confeción de las Hojas MAGNA.

- 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.
- Estudios 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 y micropaleontología.

Por lo que respecta a los materiales paleozoicos, pertenecen a la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945) y dentro de ésta, a la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1967), y más concretamente al Manto del Esla, constituyendo los afloramientos más meridionales. A su vez éstos se disponen en dos conjuntos netamente diferenciables: Unidad de Peña Corada y Cuenca Este-faniense de Sabero.

La Unidad de Peña Corada está separada del Manto del Esla por una zona de fractura [Sabero-Gordón, RUPKE, 1965]. La relación existente entre ambos es un problema que han abordado varios autores. Para RUPKE (1965) la Unidad de Peña Corada pertenece al alloctono del Manto del Esla, basándose en la estratigrafía y paleogeografía del Devónico Superior, mientras que para REIJERS (1972), considerando la caliza de Portilla, sería parte del autóctono del Manto del Esla. Recientemente, BASTIDA *et al.* (1976) consideran que la falla de Sabero-Gordón habría jugado como un desgarre levógiro, desplazando una parte del Manto (la U. de Peña Corada) relativamente hacia el E; apoyados tanto en criterios estructurales como en la observa-

ción de las facies de la Caliza de Santa Lucía, llegan a la conclusión de que esta Unidad pertenece al alóctono del Manto del Esla.

La Cuenca de Sabero es una cuenca de tipo parálico-límnico, que está ligada a la zona de fractura de Sabero-Gordón.

Sobre la zona existen numerosos trabajos y el grado de conocimiento es elevado. La cartografía básica fue realizada por RUPKE y HELMING (1965) para los materiales de la U. de Peña Corada y por KNIGHT (1975) para la Cuenca de Sabero. Se han realizado otros de tipo regional y de aspectos más concretos, citándose: COMTE (1959), WAGNER (1963), EVERES (1967), REIJERC (1972) y JONKERS (1972).

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

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 DEVONICO

Se presenta con formaciones muy conocidas a nivel regional, conteniendo por lo general gran riqueza paleontológica, que permite precisar bien los límites de los diferentes pisos. Los afloramientos se continúan en la vecina Hoja de Boñar, donde existen yacimientos fosilíferos clásicos del Devónico europeo; los trabajos realizados por el equipo de paleontología de la Universidad de Oviedo han servido en gran parte para las dataciones en esta Hoja.

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

- Pizarras de Huergas.
- Caliza de Portilla.
- Areniscas de Nocedo.
- Pizarras de Fueyo.
- Areniscas de la Ermita.

Presentan unas características individuales muy acusadas y con pocas variaciones laterales. No se aprecia ninguna discontinuidad, si bien las are-

niscas de la Ermita, regionalmente y al N de la zona, se muestran discordantes y transgresivas.

2.1.1.1 Pizarras de Huergas (D_{21-22}^{1-3})

Es una formación fundamentalmente terrígena, formada por una sucesión de pizarras y limolitas deleznables de tonos marrones con intercalaciones de areniscas en estratos decimétricos, que no llegan a predominar sobre las pizarras. Hacia la base las areniscas son más potentes y ferruginosas, constituyendo la parte media de la formación. Ni este tramo medio ni la base llegan a aflorar dentro de los límites de la Hoja.

Al contrario de lo que ocurre regionalmente, la litología es constante y no se han encontrado intercalaciones calcáreas.

La potencia mínima aflorante es de unos 100 m. El medio de depósito es característico de un área de plataforma de bajo gradiente, en condiciones de aguas tranquilas y ambiente reductor. Las areniscas pueden corresponder a aportes de un área madre alejada o bien estar relacionados con cierta inestabilidad de la cuenca. La fauna es escasa y de pequeño tamaño; predominando los organismos de carácter pelágico, se encuentran Braquiópodos, Trilobites, Corales Rugosos y Tentaculites.

COMTE (1959), en el valle del Bernesga, situaba la base del Givetense cerca del techo de la formación con *Goniatites Anarcestes neoggerati* (Von Buch) y *Cabrioceras rouvillei* (Von Koenen). GARCIA ALCALDE y ARBIZU (1976) confirman el tránsito basándolo en Goniatites, Lamelibranquios, Trilobites, Tentaculites, etc..., aunque lo sitúan más bajo en la serie, a unos 100 m. de la base.

Aquí no se ha encontrado el tránsito y teniendo en cuenta que falta la base, es probable que sólo esté representado el Givetense. De todas formas, se ha preferido poner la edad regional de la formación.

2.1.1.2 Caliza de Portilla (D_{22-31}^{3-1})

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

Diversos autores describen tres miembros, MOHANTI (1972) y VAN STAADUINEN (1973). RUPKE (1965), la divide en cuatro miembros fácilmente reconocibles en el campo; igualmente REIJERS (1972) da la misma división después de hacer un detenido análisis de facies a lo largo de distintos afloramientos.

Al NE de la Ercina y encima de las pizarras de Huergas aparece la siguiente serie:

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

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

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

2.1.1.3 Areniscas de Nocedo (D_{31})

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

Las calizas de esta formación han recibido diversos nombres locales. COMTE (1959) las llamó calizas de Valdoré, situándolas al techo del Fameniense; posteriormente, en el Valle del Esla, RUPKE (1965) las llama calizas de Crémenes datándolas como Frasnienense, si bien la serie no está completa. Esta diferencia de edad se debe sin duda a distintos criterios de datación. Se han encontrado las calizas en varios puntos de la Hoja, pero siempre son de poca entidad y escasa representación, creyendo oportuno no diferenciarlas del conjunto de materiales del Nocedo.

Al NE de la Ercina, se presenta de muro a techo la siguiente serie:

- Areniscas amarillentas de grano grueso con huecos de descalcificación, intercaladas con lutitas a veces margosas.

- Estrato de caliza arenosa, rojiza, encrinítica con Braquiópodos.
- Alternancia de lutitas, limolitas y cuarcitas con laminación y estratificación cruzada.
- Cuarcitas bien estratificadas con un nivel limolítico al techo, que contiene Braquiópodos, Lamelibranquios y Crinoides.

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

El medio de depósito es una plataforma poco profunda con alta energía. La fauna por lo general está mal conservada, se encuentran: *Cariniferella dumontiana* VERNEUIL, *Cyrtospirifer verneuillii*, MURCHINSON y *Cyrtospirifer bisinus*, LEHON, que dan edad Frasnicense.

2.1.1.4 Pizarras de Fueyo (D₃₁₋₃₂)³⁻¹

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

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

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

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

El medio sedimentario es una zona costera de bastante energía, con corrientes de turbidez que indican inestabilidad de la cuenca. La fauna es pelágica. La edad se deduce sobre todo por la posición estratigráfica. En el Valle del Bernesga se ha datado como la parte superior del Frasnicense. COMTE (1959) la atribuye al Fameniense. A falta de datos que puedan precisar algo más su edad, se ha preferido dejarla como Frasnicense Superior-Fameniense Inferior.

2.1.1.5 Areniscas de la Ermita (D_{32}^3)

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

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

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

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

La edad fue establecida como Fareniense en varias localidades de la vecina Hoja de Boñar, por el equipo de paleontología de la Universidad de Oviedo, con faunas de Lamelibranchios y Braquiópodos. En localidades situadas cerca del límite N de la Hoja y al techo de esta formación, aparecen unos niveles carbonatados (miembro de Mampodre, SJERPS, 1966) que proporcionaron conodontos de edad Tournaisiense, por lo que en algún momento se supuso una edad más moderna para esta formación. Estudios posteriores aclararon que estos tramos pertenecen a formaciones carbonatadas del Carbonífero Inferior.

2.1.2 CARBONIFERO

Existen dos conjuntos bien diferenciados: el primero comprende las series condensadas del Carbonífero Inferior y del Namuriense en sucesión con el Devónico. El segundo es discordante, sobre todo el Paleozoico anterior, formando la Cuenca de Sabero.

El Carbonífero Inferior con series marinas muy condensadas ha sido objeto de numerosos estudios en toda la Zona Cantábrica. Se han definido varias formaciones, no siempre presentes, con hiatos sedimentarios que controlan su extensión. En la Hoja es bastante uniforme y está representado sólo por la Formación Alba.

El Namuriense presenta una serie fundamentalmente turbidítica con intercalaciones calcáreas que se ha denominado Formación Cuevas.

El Estefaniense está representado en la Cuenca de Sabero.

2.1.2.1 Formación Alba (H_{11-1}^{A-Ba})

Aparece concordante sobre las Areniscas de la Ermita y sin evidencias que demuestren las causas por las que faltan otras formaciones que aparecen en puntos cercanos. HIGGINS *et al.* (1965) en un estudio detallado de estos pisos demuestran la existencia de movimientos que pueden dar lugar a variaciones y ausencias de las formaciones.

En casi toda la Zona Cantábrica el Tournaisiense está representado por las Formaciones Baleas y Vegamián, la primera de calizas y la segunda de pizarras negras con nódulos fosfatados. HIGGINS, WAGNER-GENTIS y WAGNER (1965), señalan dos interrupciones sedimentarias con transgresiones correspondientes en el Tournaisiense Superior y en el Viseiense Inferior, que afecta sobre todo a las unidades más meridionales, pudiendo dar lugar a erosión o hiato en las anteriores formaciones.

La Formación Alba, que fue denominada así por VAN GINKEL (1965), y sustituye a antiguas denominaciones como «Mármol Griotte» (BARROIS, 1879), «Griotte de Puente Alba» (COMTE, 1959) y simplemente «Caliza Griotte» (WINKLER PRINS y RIDING, 1971) la llaman Formación «Genicera» y describen en esa localidad el corte tipo, cuyas características litológicas no coinciden exactamente con las encontradas en esta zona.

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

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

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

Esta edad está confirmada por los goniatites. Aunque DELEPINE (1943) sólo encuentra el Viselense Superior, otros autores han encontrado todo el Viseiense como KULLMAN (1961, 1963), WAGNER (1963), WAGNER-GENTIS (1963), HIGGINS *et alt.*, (1965), con formas de *Muenstroceras hispanicum* (FOOR y GRIK) y *Merocanites subhenslowi* WAGNER-GENTIS correspondien-

tes al piso superior de *Pericyclus* (KULLMAN, 1963, HIGGINS *et al.*, 1965).

Los tramos superiores proporcionan formas del piso *Goniatites* (KULLMAN, 1965).

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

Resumiendo, se ha preferido dar a esta formación una edad que abarca desde el Tournaisiense, todo el Viseiense y la parte superior del Namuriense Inferior (Zona E₂ - piso *Eumorphoceras*). Así no se descarta que haya representaciones incartografiables de las formaciones del Tournaisiense, que en posteriores estudios aclaren la paleogeografía en esta unidad.

2.1.2.2. Formación Cuevas (H_{1-1}^{Ba-Bb}) y (H_{p1-1}^{Ba-Bb})

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

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

El miembro detritico (H_{p1-1}^{Ba-Bb}), está compuesto por lutitas, limolitas, areniscas y microconglomerados sedimentarios de facies turbidítica, esporádicamente tienen estratos decimétricos de calizas. Hacia el techo aparecen cuarcitas intercaladas con lutitas. A veces presentan restos de plantas transportadas y algún *Calamites* de difícil clasificación. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: de muro, granoclasicación y laminaciones cruzadas.

El miembro calcáreo (H_{1-1}^{Ba-Bb}) está formado por calizas tableadas de tonos grises a negros, fétidas y en general recristalizadas, con poco contenido en microfauna, aunque se aprecian algunos Radiolarios, Gasterópodos y Equinodermos. Tienen lutitas intercaladas.

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

La potencia no se puede establecer, ya que el techo está oculto bajo los materiales cretácicos y terciarios; la mínima observada es de 600 m.

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

2.1.2.3 Estefaniense. Cuenca de Sabero

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

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

Desde muy antiguo existen numerosos trabajos: EZQUERRA (1844), PRADDO (1850), MALLADA (1898, 1903). Más recientemente fue estudiada por HENKES (1960), WAGNER (1965), HELMING (1965), READING (1970) y otros. Los estudios más recientes y definitivos han sido realizados por KNIGHT (1971, 1974, 1975) que aún continúa los trabajos, habiendo colaborado a la realización de la presente Hoja.

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

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

No están representadas ni las capas de Alejico, que sólo se encuentran en la zona NE de la cuenca, ni la Formación Quemadas, que por causas tectónicas (falla de La Llama) no aflora en superficie.

En la cuenca aparecen rocas ígneas, casi siempre en las formaciones más bajas, estando afectadas por el plegamiento. La composición en los diferentes afloramientos varía, pero en general es básica. Esto puede deberse a efectos de asimilación de la roca encajante, especialmente cuando son capas de carbón. Originariamente pudieran ser basaltos olivínicos.

2.1.2.3.1 Formación Raposa (Ha_{32}^{B3})

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

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

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

2.1.2.3.2 Formación Gonzalo (Hp_{32}^{B3})

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

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

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

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

2.1.2.3.3 Formación Sucesiva (H_{32}^{B3})

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

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

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

2.1.2.3.4 Capas de la Herrera (H_{33}^{B1})

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

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

La serie empieza con:

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

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

2.1.2.3.5 Capas de la Unica (H_{33}^{B1})

Aflora sólo en la parte occidental de la cuenca. HELMING (1965) las llamó «paquete Sur».

La secuencia comienza, de muro a techo:

- 25 a 30 m. de lutitas con niveles de *Leiaia* y *Anthraconauta*.
- Secuencia monótona de areniscas fluviales, a veces con laminaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y estructuras de muro que alternan con lutitas, a veces con fauna lacustre y limolitas con capas de carbón. Son frecuentes las secuencias de engrosamiento.

La potencia es de unos 280 m. La columna nos indica que la cuenca sufre una subsidencia, probablemente por control tectónico, con depósito de materiales lacustres. Posteriormente se instala una llanura de inundación fluvial en una cuenca uniformemente subsidente. Las variaciones laterales se deben a migraciones de los cauces principales, entre los que quedan zonas pantanosas con posibilidades de formar carbón.

2.1.2.3.6 Capas de la Perla (H_{33}^{B1})

Comprende los estratos más superiores de la cuenca. Se toma la base en la capa de carbón «Perla», siguen unos niveles de areniscas inmaduras de grano medio a grueso que terminan en un nivel de lutitas lacustres con Ostrácodos y *Leiaia*. Siguen areniscas con estructuras sedimentarias, limo-

litas con capas de carbón y lutitas que a veces presentan fauna lacustre. Son frecuentes las secuencias de afinamiento. La potencia es de unos 500 m.

El medio de sedimentación no difiere del de la formación anterior. Las capas de carbón más potentes como la Perla indican condiciones estables más duraderas. Los intervalos lacustres probablemente son debidos más que a cambios en la subsidencia, a modificaciones en el aporte de sedimentos del río, estas lagunas se colmatan rápidamente y de nuevo presentan condiciones favorables para la formación de carbón.

2.1.2.3.7 Generalidades sobre la sedimentación y edad de la cuenca

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

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

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

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

Las floras más antiguas (KNIGHT, 1965) son a la vez más modernas que las del estratotipo del Estefaniense A establecido en Barruelo, lo que sugiere que la edad de la base de la secuencia es Estefaniense A Medio. La mitad inferior presenta una flora del Estefaniense A, con: *Neuropteris gallica* (Zeiller), *Odontopteris brardi* (Brongniart), *Odontopteris genuina*, *Reticulopteris germani* (Giebel), *Sphenopteris matheti* (Zeiller), *Pecopteris mendelezi* (Wagner), *Lobatopteris lamuriana* (Heer), *Pecopteris arborescens* (Jon SCHOCSTEIN), *Alethopteris barruelensis* (Wagner), *Alethopteris grandinoides* y *Pecopteris paleacea* (Zeiller). La Formación Sucesiva es Estefaniense A, pudiendo continuar hasta la base de la Formación Herrera. El resto muestra

una flora del Estefaniense B Inferior. La flora más joven de la secuencia de Sabero (Capas de la Perla) muestran que el techo pudiera llegar hasta el Estefaniense B Medio con *Neuropteris cf. praedencata* (GOTHAN), *Alethopteris leonensis* (Wagner), *Odontopteris genuina* (GRAND FURY), *Sphenopteris leptophilla* (BUMBURY), *S. rotundiloba*, *S. matheti*, *Pecopteris densifolia*, *Lobopteris corsini*.

2.2 MESOZOICO

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).

2.2.1 TRAMO INFERIOR DETRICO (C_{16-22})

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

Lo forman materiales detriticos poco o nada consolidados, destacando en el campo por sus tonos peculiares. Muestran un amplio espectro de tamaño de grano, aunque los componentes mayores de 6 cm. son muy raros. La serie comienza con los sedimentos más gruesos: conglomerados y microconglomerados de cantos cuarcíticos, de subredondeados a angulares, la matriz es arenoso-caolinifera. 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 la casi

totalidad de los granos es de subanguloso a subredondeado; los feldespatos son mucho menos abundantes; la caolinita varía de 7 a 11 por 100 y como minerales accesorios aparecen turmalina, circón, rutilo, estaurolita y opacos. Abundan las pasadas arcillosas y son frecuentes los paleocanales y estratificaciones cruzadas.

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

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 son de un segundo ciclo, habiendo sido erosionados de sedimentos más próximos al área madre. La predominancia de materiales estables y la relativamente escasa presencia de feldespatos podría avalar esta hipótesis. La transformación de feldespatos en caolinita ha ocurrido después del depósito como resultado de fenómenos de meteорización.

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

La posición estratigráfica y los estudios palinológicos realizados por AMERON (1965), demuestran que están situados entre la parte superior del Cretácico Inferior y la parte inferior del Cretácico Superior, siendo en conjunto más modernas hacia el O. Es 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.

2.2.2 TRAMO DE TRANSICION (C₂₂₋₂₄)

A los materiales continentales anteriores se le superpone una sucesión que marca el depósito de los primeros sedimentos marinos transgresivos.

Está formado por: margas arenosas, arcillas y límos de tonos grises a amarillentos, con niveles de arena muy fina, areniscas calcáreas con glauconita y calizas arenosas a veces ricas en Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos y Foraminíferos que se presentan en bancos a veces fácilmente detectables en el campo, pero que se acuñan con bastante rapidez.

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

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

La potencia calculada oscila entre 20 y 80 m.

2.2.3 TRAMO SUPERIOR CARBONATADO (C_{24-25})

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

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

Se han levantado dos cortes estratigráficos, uno al S de Sobrepeña y el otro al S de la Devesa. En ellos se aprecia un cambio en la sedimentación, que se hace más detrítica hacia el O.

Al S de la localidad de Sobrepeña, la serie se presenta de la siguiente manera:

Techo:

- Margas verdes garumnienses.
- 80 m. Alternan: calizas fosilíferas recristalizadas, oolíticas, a veces dolomitizadas y algo detríticas de tonos amarillentos, con Gasterópodos, Ostrácodos, Moluscos, Equinídos, Characeas, Briozoos y *Lacazinas*, bien estratificadas en niveles decimétricos. Margas algo arenosas y margocalizas.
- 35 m. margas y margocalizas, con algunos niveles de calizas con Rudistas.
- 40 m. de calizas recristalizadas margosas, fosilíferas a veces con óxidos de hierro. Gasterópodos y Ostrácodos.
- 50 m. margas, margocalizas y limos con algún nivel de caliza.
- 83 m. calizas recristalizadas, fosilíferas, de tonos claros con algunos niveles calcareníticos. Dan un cejo muy visible. La estratificación es variable, a veces masiva. Contienen Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinídos, *Lacazina*.
- 15 m. de alternancia de calizas fosilíferas, detríticas, amarillentas y niveles de margas y limos que pasan gradualmente al tramo anterior.

Muro: Tramo de Transición:

La potencia media del tramo se cifra alrededor de los 300 m. Los estudios paleontológicos realizados atribuyen una edad de Santoniano-Campaniano para este tramo.

2.3 TERCARIO

2.3.1 COMPLEJO DE VEGAQUEMADA

Estos materiales fueron descritos anteriormente por CIRY (1939) como «Grés de Las Bodas», atribuyéndoles edad Eoceno Superior. Posteriormente EVERIS (1967) se refirió a ellos como «Formación Vegaquemada», que dató como Paleógeno. En este trabajo se ha mantenido esta última denominación, si bien se ha subdividido en dos tramos:

2.3.1.1 Tramo Inferior ($C_{25}T_{c1}$)

Constituye un pequeño intervalo, dispuesto en afloramientos discontinuos, con un espesor máximo aproximado de 50 m., escasamente visible, situado en concordancia con las calizas y dolomías cretácicas subyacentes y cubierto discordante y erosivamente por los detríticos del tramo superior.

En los pocos sitios donde se observa, como en las proximidades de La Ercina, incluye lutitas verdes, a veces algo margosas y areniscas carbonatadas verdosas de grano fino a medio.

Esporádicamente en las lutitas aparecen restos carbonosos concentrados en pequeños niveles, en uno de los cuales se han recogido y clasificado diversas especies de Pteridophytas, Gymnospermas y Angiospermas, que si bien permiten reconstrucciones ambientales no aportan relación de edad.

Su poca visibilidad dificulta la interpretación de este tramo, que en líneas generales representa en parte la transición a los depósitos netamente aluviales superiores desde las condiciones de influencia marina cretácicas. Sin embargo, la existencia de pequeñas acumulaciones de flora y la misma flora en sí indican, al menos en la parte superior del mismo, un ambiente continental con zonas húmedas por inundaciones esporádicas y condiciones climáticas más bien cálidas.

2.3.1.2 Tramo Superior (T_c^A)

Litológicamente este complejo lo forma una potente sucesión de hasta 1.300 m. de espesor, en la que se repiten conglomerados, areniscas, arenas, limolitas y argilitas con algunos tramos de alto contenido en carbonatos (figs. 1 y 2).

La base se sitúa discordantemente sobre las calizas y dolomías del Cretácico y localmente sobre los niveles del tramo inferior. En su techo cambia gradualmente a los conglomerados polígenicos de Candanedo en la zona de Vegaquemada-Las Arrimadas, pasando hacia el E, zona de Fresnedo de Valdellorma, a interestratificarse con ellos y progresivamente a sustituirlos.

Los tramos más basales (Barrillos de las Arrimadas) están constituidos por alternancias de arenas limosas, limolitas y arcillas, algunas con cemento carbonatado. Los tramos medios son más ricos en niveles conglomeráticos discontinuos y canaliformes, manteniéndose esta característica en los tramos superiores.

Estas litologías están ordenadas generalmente en secuencias granodecrescentes, cuya base suele estar formada por conglomerados, culminando en ocasiones con calizas micríticas arenosas o limosas. Sin embargo, en esta secuencia suelen faltar algunos de los términos, que son en la base de la serie los más gruesos, mientras que hacia el techo están truncados los términos más finos limolíticos y arcillosos.

Los conglomerados, con base fuertemente erosiva, son principalmente paraconglomerados de clastos areniscosos, cuarcíticos y carbonatados cretácicos y paleozoicos. Sus tamaños máximos son de 10 a 20 cm. y el medio oscila entre 4 y 7 cm.; la matriz es arenosa y microconglomerática y el cemento carbonatado. Están en forma de lentejones, de hasta algunos metros de espesor, en ocasiones con estratificación cruzada de mediana y gran escala.

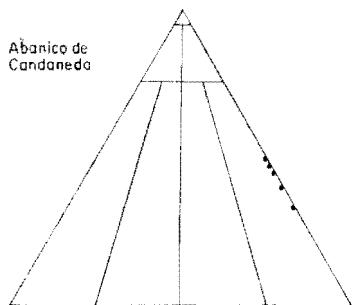
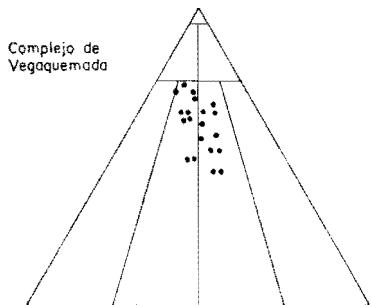
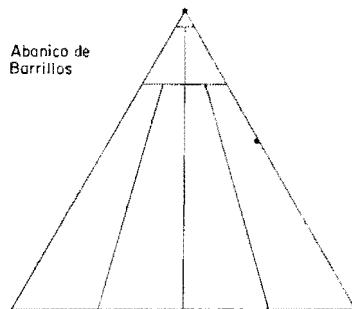
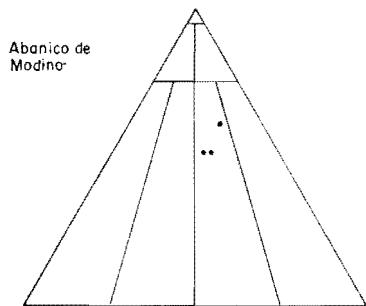
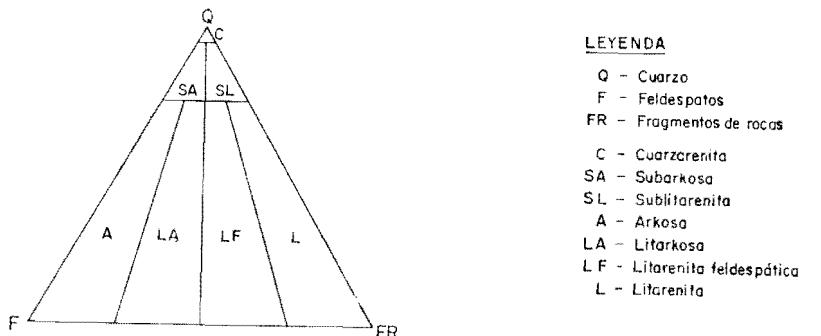
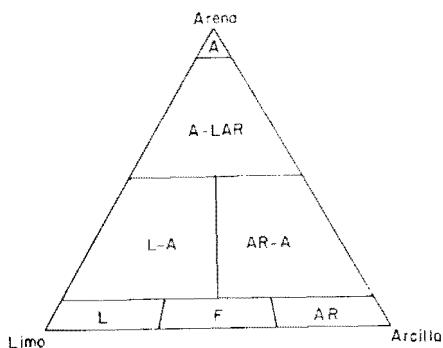


Figura 1.—Clasificación descriptiva de areniscas.



LEYENDA

- A. Arenisca.
- A-LAR. Arenisca limoso arcilloso.
- L-A. Limolito arcilloso.
- AR-A. Argilito arenoso.
- L. Limolito.
- F. Fangoíto.
- AR. Argilita.

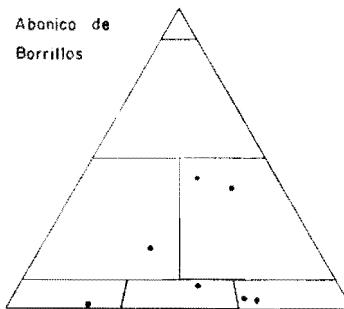
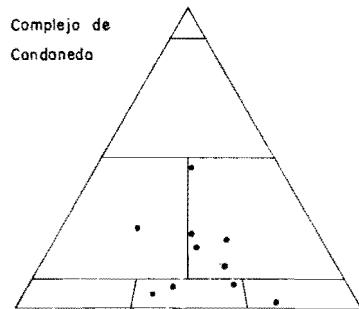
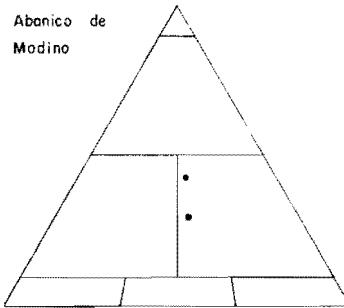
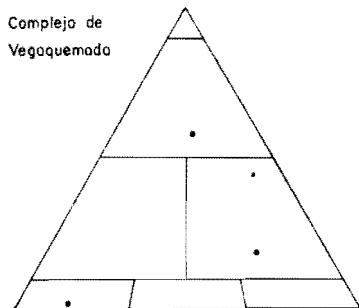


Figura 2.—Clasificación de arenitas y lutitas, según los datos de análisis de la Balanza de Sedimentación.

2.3.2 ABANICO DE CANDANEDO (Tcg_{c11}^{A-Bc} , $Tal1_{c11}^{A-Bc}$, $Tal2_{c11}^{A-Bc}$)

En el ámbito de esta Hoja, estos materiales fueron descritos anteriormente por CIRY (1939) como «Pudingas verticalizadas» y por EVERS (1967) como «Formación Candanedo», asignándoles edades respectivas de Eoceno Superior y Paleógeno.

Sus afloramientos se sitúan principalmente en la parte central superior de la Hoja, en donde las coladas inferiores se apoyan concordantes sobre el complejo subyacente de Vegaquemada, con cuyas facies se interdigita hacia el E. Fuera de esta zona más septentrional, estos depósitos únicamente son visibles en los escarpes de los ríos Torio, Curueño y Porma por estar recubiertos discordante y erosivamente por los conglomerados silíceos del sistema de Barrillos. Su buzamiento siempre es hacia el S, pero en algunas zonas, como en el extremo NO del mapa o en las cercanías de Fresnedo de Valdellorma, se encuentran verticales o subverticales; desde estas áreas siempre disminuye el buzamiento hacia el centro y sur de la Hoja, pasando a series subhorizontales.

En líneas generales, este abanico está formado por conglomerados polígenicos muy heterométricos dispuestos en coladas superpuestas y soldadas entre sí en las zonas del Norte, donde alcanzan potencias de hasta 1.200 m.; hacia el sur de la Hoja estas coladas se van, progresivamente, individualizando en capas, paulatinamente de menos espesor, más o menos tubulares, separadas por fangos.

Litológicamente son orto y paraconglomerados de clastos polígenicos carbonatados y areniscosos, dominando, salvo en coladas concretas, los primeros sobre los segundos en las zonas proximales del Norte, mientras que hacia las zonas distales esta proporción se invierte progresivamente. En proporciones menores, también se encuentran cantos de cuarzo, cuarcita, margas y pizarras.

Los clastos areniscosos siempre tienen un origen paleozoico y están generalmente subredondeados. Su tamaño medio varía entre 8-12 cm. y el centil, que también puede localmente tener valores de hasta 60 cm., oscila alrededor de los 35 cm.

La matriz entre los clastos siempre es areniscosa y microconglomerática y el cemento calcáreo.

El espesor de las coladas sobrepasa casi siempre los 5 m. con base erosiva, disposición en cuña, ordenación vertical de sus cantos en secuencias gruesas negativas o positivas, estas últimas más abundantes en la zona central y sur del mapa, donde ya las capas conglomeráticas están aisladas entre sí, formando el término inferior de secuencias que cuando están completas continúan con arenas o areniscas y fangos rojizos o amarillentos. Otras estructuras en los conglomerados son la imbricación de cantos, cicatrices ero-

sivas y en ocasiones estratificación cruzada en surco de escala media y grande.

Las arenas y areniscas, que en forma de lentejones están intercaladas dentro o sobre los conglomerados, están muy pobemente clasificadas, mostrando las distribuciones granulométricas con asimetría siempre hacia los tamaños finos y valores de angulosidad muy variables. Corresponden a litarenitas y más concretamente calclítitas. Los minerales pesados que en ellos dominan son opacos, alteritas y transparentes como estaurolita y círcón; en proporciones progresivamente menores existen turmalina, andalucita, granate, rutilo y distena. La estructura más característica es la estratificación cruzada en surco de mediana a pequeña escala.

Los fangos, que como anteriormente se indicó, se intercalan en la serie con potencias progresivamente mayores hacia el S separando las capas conglomeráticas corresponden a argilitas arenosas, fangolitas y en menor proporción argilitas y limolitas arenosas; localmente pueden tener enriquecimiento en carbonatos. La fracción arcillosa de los mismos tiene como componente mayoritario la illita y minoritarios caolinita, montmorillonita, vermiculita e interestratiñados illita-montmorillonita y pirofilita. El espesor de sus capas llega a ser de hasta 12 m. en las proximidades de Ambasaguas y Vegas del Condado.

2.3.3 COMPLEJO DE QUINTANA DE LA PEÑA (Tog_{cII}^{B-Bc} , $Tal1_{cII}^{B-Bc}$)

La denominación procede de la localidad de dicho nombre, situada más al E., en la vecina Hoja de Cistlera.

Sus afloramientos constituyen tan sólo pequeños parches aislados cerca del límite NE del mapa, un poco al sur de los relieves cretácicos (alrededores de San Pedro de Foncollada y de La Serna).

Estratigráficamente, los depósitos que los forman reposan discordantemente sobre el Complejo de Vegaquemada y son cubiertos a su vez en su mayor parte por los del sistema de Barrillos (o de Vidanes, su equivalente en la Hoja inmediata hacia el E). A su vez, pasan lateralmente en parte a los de Modino.

En general, constan de coladas conglomeráticas superpuestas, zonas próximas, que hacia las intermedias, y de una forma muy rápida, se van individualizando, a medida que avanzamos hacia el Sur, en canales conglomeráticos aislados en fangos progresivamente de menor amplitud. En las zonas algo más distales el predominio corresponde ampliamente a los fangos y fangos arenosos de tonos rojizos, anaranjados y pardos, entre los que aparecen esporádicamente algunas capas finas areniscosas (litarenitas), así como canales conglomeráticos muy locales que excaván surcos profundos en el material fino (la relación anchura/profundidad del canal es aquí a menudo igual o inferior a 1) (figs. 1 y 2).

Litológicamente, los conglomerados (por lo común orto-) constan casi en su totalidad de clastos (cantes y bloques) de composición carbonatada cretácica; no obstante, existe un escaso porcentaje (del orden del 1 al 6 por 100) de pequeños cantes de cuarzo y cuarcita; la matriz es microconglomerática y areniscosa en poca cantidad de fango y existe siempre una cementación de carbonato importante.

Las arenas y areniscas, que pueden estar como niveles continuos o como pequeños lentejones dentro de los conglomerados, poseen estratificación cruzada en surco de pequeña a mediana escala, laminación paralela y «ripples» de corriente. Están pobre a muy pobemente clasificadas, con asimetría muy fina o casi simétricas y valores de angulosidad muy variables. Mineralógicamente son litarenitas feldespáticas (calcítitas) litarcosas y en menor proporción subarcosas y arcosas. Poseen proporciones de 25-30 por 100 de cemento carbonatado.

Los términos más finos son areniscas limoso-arcillosas, limolitas y argilitas arenosas. Su fracción arcillosa la constituye caolinita e illita como minerales principales y montmorillonita e interestratificados illita-montmorillonita como subordinados (figs. 1 y 2).

Desde el ambiente sedimentario de la base, correspondiente a una zona continental de inundación lejos de canales de aporte, hasta el techo, este potente tramo representa un progresivo acercamiento a condiciones cada vez más proximales de abanicos aluviales, bien representados ya por el complejo superior, como consecuencia de la progresiva acentuación del relieve en el borde de la cuenca, con desmantelamiento incluso de la cubierta mesozoica.

Por este motivo, existen indicaciones en las series de un progresivo aumento en la intensidad de flujo y competencia de los canales de aporte que son arenosos en la base del complejo y posteriormente conglomeráticos, generalizándose la sedimentación en ambientes dominados por corrientes «braided». Esta red de canales, progresivamente más densa hacia el techo, viene representada por una mayor proporción y extensión de las capas conglomeráticas que constituyen depósitos de fondo de canal y/o barras longitudinales, así como por la truncación secuencial en términos progresivamente más gruesos. La evidencia de que estos ambientes «braided» se hallan incluidos en abanicos aluviales se observa entre estos depósitos y los conglomerados superiores de Candanedo, al O de Fresnedo de Valdellorma.

En las zonas más proximales, los clastos están mal calibrados y no presentan en la mayoría de los casos una organización definida; sin embargo, en los canales tubulares aislados en fangos (zonas intermedias) el calibrado es bueno, observándose a menudo orientación de cantes, estratificación cruzada a mediana escala, granoclasiación, etc.

Respecto al tamaño de los clastos, se alcanzan diámetros máximos de hasta 50 cm., y ocasionalmente incluso superiores. Existe, además, una

relación directa muy neta entre la proximidad a la roca madre y el tamaño e índice de redondeamiento de los elementos; respecto a este último, los clastos oscilan entre subangulosos y bien redondeados, predominando los subredondeados.

Los depósitos descritos se integran en una facies correspondiente a una sucesión, tanto en horizontal como en vertical, de pequeños abanicos aluviales coalescentes alineados según una dirección aproximada E-O y situados al pie de relieves cretácicos afectados por una tectónica intensa.

Estos abanicos se caracterizarían por una pendiente deposicional relativamente alta (bloques grandes y angulosos en las zonas más próximas a los ápices) y por su desarrollo longitudinal ápice-base más bien escaso (tal vez del orden de 2 a 7 km.). Aparentemente, sus depósitos debieron tener una disposición en surco, con la máxima acumulación de sedimentos a cierta distancia hacia el sur de los relieves cretácicos de donde proceden. Sus zonas apicales actuales aparecen separadas de estos últimos como consecuencia del establecimiento posterior de un activo sistema de drenaje que erosionó las áreas de cabecera de los abanicos con pequeños espesores; este proceso fue probablemente favorecido por factores tectónicos.

Respecto al sistema de transporte y depósito de los conglomerados en las zonas más proximales, parece ser que tuvo lugar dentro de una red compleja muy densa de cauces trenzados (*«braided»*) que se suceden continuamente a sí mismos en vertical; no obstante, junto con el tipo de mecanismo de trasporte en agua indicado, hay que añadir la presencia de fenómenos esporádicos de caída, predominantemente por gravedad, con escaso retoque acuoso, en pendientes fuertes.

A medida que nos alejamos progresivamente hacia las zonas intermedias y distales de los abanicos, la red de cauces trenzados se va haciendo cada vez más dispersa a la vez que se produce una disminución en la competencia de las corrientes y por tanto en el porcentaje y tamaño del material clástico grueso transportado.

Por otro lado, la presencia local, en las áreas más proximales, de buzamientos elevados con cambios bruscos de la pendiente en poco espacio, pone de relieve allí la influencia de procesos tectónicos, contemporáneos y/o posteriores, importantes.

2.3.4 ABANICO DE MODINO (Tal₂^{B-Bc}_{c11})

La mayor parte del mismo se desarrolla en la vecina Hoja de Cistierna, situada inmediatamente al E. Sus depósitos en la de Vegas del Condado, que corresponden a la prolongación lateral hacia el O del mismo, ocupan un pequeño área en la parte oriental, inmediatamente al E de una hipotética línea que pasase por las localidades de Fresnedo de Valdellorma, Valporquero de Rueda y San Bartolomé de Rueda.

Estos depósitos están cubiertos en gran parte por los silíceos de los abanicos de Barrilos-Vidanes, existiendo entre estos últimos y aquél una pequeña discordancia con paleorrelieve. A su vez, se apoyan, también discordantemente, en las zonas más septentrionales, sobre el complejo de Vegaquemada, prácticamente vertical. Además, en la parte norte se interdigitan lateralmente con los conglomerados de clastos carbonatados cretácicos de los abanicos de Quintana de la Peña situados entre las localidades de La Serna y San Pedro de Foncollada.

Los espesores máximos del abanico, observados a ambos lados del valle del Riacho de Nava y al sur de San Pedro de Foncollada, son del orden de los 60 m.; no obstante, el valor real debe ser aún superior a éste, puesto que no aflora en ningún punto el límite inferior.

El conjunto consta, a grandes rasgos, de alternancias de conglomerados poligénicos, arenas y fangos; a medida que se avanza hacia el S y especialmente hacia el SO dentro del área ocupada por sus depósitos, los dos últimos van aumentando gradualmente en porcentaje a expensas de los primeros.

Los conglomerados, que aparecen en capas de hasta 5 m. de espesor, constan de clastos (cántos y bloques) de composición heterogénea y proporción variable, tanto en sentido longitudinal como vertical dentro del abanico. Así, en las coladas inferiores y/o en las más próximas a la cabecera, el porcentaje de clastos carbonatados es relativamente alto, mientras que en los superiores y/o más alejados del ápice, la cantidad de clastos silíceos es muy superior; los primeros son también abundantes hacia el N, en las zonas de mezcla o de coalescencia con los abanicos de Quintana de la Peña, que aportan gran cantidad de clastos de caliza cretácea. Debido a esto, las proporciones de las distintas litologías en los clastos conglomeráticos son muy variables según su localización: carbonatos (20 a 70 %), conglomerados poligénicos con predominio de cantos carbonatados (0 a 3 %), arenisca + limolita (20 a 60 %), cuarzo + cuarcita (3 a 12 %).

Generalmente, se trata de ortoconglomerados con cemento carbonatado siempre presente, aunque en proporción variable, puesto que está en relación directa con la cantidad de clastos carbonatados presentes; por esta razón, en las coladas superiores la cementación es menor; la matriz suele ser fangoso-arenosa y microconglomerática.

En cuanto al índice de redondeamiento, el mayor valor lo ostentan los clastos de carbonato (subredondeados a redondeados), seguidos por los de arenisca + limolita y cuarzo + cuarcita, ambos de subangulosos a subredondeados. Existe, además, una relación directa muy neta entre la proximidad al área madre y el tamaño e índice de redondeamiento de los clastos. Los tamaños máximos corresponden a bloques de arenisca (hasta 69 cm. de diámetro mayor) o de carbonato (hasta 75 cm.) indistintamente, seguidos, ya a cierta distancia por los cantos de cuarcita (hasta 15 cm.).

Dentro de los conglomerados son a veces frecuentes los lentejones are-

niscosos y microconglomeráticos con estratificación cruzada a mediana escala, así como los cambios laterales entre unos y otros en relativamente poco espacio.

Los intervalos areniscosos, generalmente poco compactados, son de tonalidades rojizas y beiges y contienen a veces pequeños cantes cuarzosos dispersos e incluso niveles microconglomeráticos de igual composición. Se trata por lo común de litarenitas feldespáticas (calcilitas) mal calibradas, con un 15 a un 30 por 100 de cemento carbonatado. Entre los minerales pesados, contienen grandes cantidades de opacos y alteritas, seguidos de los ultraestables (turmalina, círcón y rutilo); como accesorios aparecen moscovita, glauconita, granate, estaurolita y andalucita (figs. 1 y 2).

Los fangos, a menudo arenosos, en los que predominan los tonos rojizos y pardos, contienen en ocasiones algunas concreciones carbonatadas; entre los minerales arcillosos de los mismos, destaca la illita como componente mayoritario, seguida por la caolinita, pirofilita e interestratificados irregulares de los tipos 10-144 y 14-144, todos éstos ya en muy escasa proporción.

Los depósitos aquí estudiados se inscriben dentro de una facies de abanico aluvial con disposición principal N-S, y concretamente corresponden a la prolongación lateral hacia el SO y OSO de un sistema aluvial cuyo máximo desarrollo tiene lugar inmediatamente al E, fuera ya de la Hoja, en donde llega a alcanzar una dimensión longitudinal ápice-base superior a los 20 Km.

La alimentación del abanico tiene lugar a expensas de los materiales cretácicos y sobre todo devónicos y carboníferos fuertemente tectonizados, situados más al Norte. La desconexión que se observa en la actualidad entre los depósitos de este abanico y los relieves paleozoicos y cretácicos del área madre se debe a la existencia de una erosión activa posterior, principalmente por drenaje fluvial.

Los conglomerados y arenas con una cierta organización interna, que forman parte de las alternancias, representan barras y rellenos de canales efímeros dentro de un sistema trenzado «braided» de baja sinuosidad, a menudo bien encajados en el material fangoso fácilmente erosionable que corresponde a las áreas entre distributarios.

Los cambios bruscos en el espesor de los depósitos del abanico, que tienen lugar en diversos puntos del mismo (ej.: al N y al S de la fractura que cruza en dirección ENE-OSO el borde NE de la Hoja), prueban un control tectónico importante y activo tanto anterior como simultáneo con la sedimentación.

2.3.5 ABANICO DE BARRILLOS (Tcg_{c11}^{Bc} , $Tal1_{c11}^{Bc}$)

Dispuesto discordante y erosivamente sobre todos los sedimentos terciarios anteriores, estos materiales constituyen el sistema conglomerático final

de la sedimentación terciaria en esta Hoja. Su extensión superficial es muy amplia, ya que de O a E ocupan prácticamente la totalidad del área situada al sur de la línea Pardavé-Lugán-San Pedro de Foncollada. Por su carácter basal erosivo poseen un espesor muy irregular, alcanzando las mismas potencias, alrededor de 250 m. para las zonas del tercio central.

Los elementos clásticos de este sistema son exclusivamente silíceos y se presentan de dos formas distintas:

- Como conglomerados desorganizados ocupando el dominio más septentrional, y como
- Alternancia de capas de conglomerados y arenas con otras de fango.

El paso de una a otra forma se realiza gradualmente a través de una progresiva organización, hacia el Sur, de los conglomerados, dando capas más o menos continuas y potentes, que pueden formar horizontes o lentejones dentro de los fangos.

Los conglomerados desorganizados poseen porcentajes de matriz variables entre 40 y 60 por 100. Los clastos son en un 60 a 90 por 100 de arenisca-limolita y de cuarzo-cuarcita los restantes; otros, en proporciones menores del 1 por 100, son de conglomerados paleozoicos. Los tamaños máximos mayores siempre corresponden a arenisca, existiendo bloques de hasta 80 cm., aunque la media de estos tamaños máximos oscila entre 25 y 35 cm., siendo el tamaño medio de alrededor de 7 cm. y el más frecuente de 3-4 cm. Con respecto a la redondez, dominan los clastos subangulosos y subredondeados.

Estos conglomerados desorganizados, presentan localmente bandas con mayor enriquecimiento en clastos o en fangos de colores pardos y rojizos, pudiendo igualmente tener orientación en los clastos o algún tipo de grano-clasificación muy grosera.

El paso al dominio más meridional supone una progresiva pérdida en la dispersión de los cantes, hasta concentrarse en coladas y canales irregulares de paraconglomerados y ortoconglomerados, con tamaños medios progresivamente menores hacia el sur y proporciones relativas cada vez mayores de cantes de cuarzo-cuarcitas. La matriz entre los mismos es arenosa, arcillosa o microconglomerática, haciéndose frecuentes los lentejones de arenas microconglomeráticas o areniscas (litarenitas) todas ellas pobre a muy pobemente clasificadas, con asimetría fuertemente fina a simétricas y valores de angulosidad variable, desde muy angulosas a achatadas. Entre los minerales pesados que contienen son muy abundantes los opacos y altorititas y entre los transparentes, de mayor a menor proporción, existen: circón, turmalina, estaurolita, rutilo, andalucita, distena, corindón y granate.

Otro aspecto que muestran estas coladas y canales es la presencia de estructuras sedimentarias primarias, como estratificación cruzada en surco

de mediana y gran escala, cicatrices erosivas, laminación y granoclasificaciones.

Los fangos, que como ocurre en la mitad SO de la Hoja llegan a ser la litología dominante, corresponden principalmente a argilitas y limolitas arenosas, y en menor proporción a limolitas, fangolitas y argilitas arenosas de colores rojizos y pardos. La fracción arcillosa la compone mayoritariamente illita y muy subordinada caolinita, vermiculita e interestratificados de illita-montmorillonita (figs. 1 y 2).

Intercalados dentro de los fangos y localizados principalmente en el contacto de estos materiales con los de abanicos inferiores se encuentran en el tercio sur de la Hoja niveles carbonatados y horizontales, discontinuos, de suelos calcimorfos con espesores de hasta varios metros. Constituyen estos depósitos un gran frente de abanicos aluviales coalescentes entre sí, alineados de E a O y alimentados desde el N por un área madre paleozoica silícea. La geometría en surco que desarrollan y su desconexión directa del área madre permiten suponer que contemporáneamente a su depósito se estuvo realizando la deformación de parte del abanico subyacente de Candanedo, así como la elevación del área madre.

Estas pendientes deposicionales altas junto a una gran disponibilidad de fango en el área madre silícea explican el gran desarrollo que adquieren la facies de conglomerados desorganizados, transportados en masa por corrientes «debris-flow» de gran viscosidad. Estos materiales, al extenderse sobre los conglomerados inferiores de Candanedo, crearon y fosilizaron un paleorrelieve, parte de cuyas irregularidades se observan en las laderas de valles fluviales que cortan la Hoja y han sido cartografiados en el mapa.

El paso siguiente que ocurre hacia el S, es la individualización de los conglomerados en coladas separadas por fangos, cuando el sistema ha perdido viscosidad, pasando a «debris-flow» fluidos, con paraconglomerados dispersos. Estos depósitos se reconocen en las proximidades de Ruiforco de Torio y Cerezales del Condado y ocupan una franja inmediatamente al sur de los conglomerados desorganizados. De forma subordinada, en este dominio empieza a tener importancia el retoque por corrientes de agua, pero su mayor influencia corresponde al área próxima al borde sur de la Hoja. Se reconocen estructuras de transporte en agua que parecen haber correspondido a un sistema denso de canales «braided».

2.3.6 PALEONTOLOGIA DEL TERCARIO

Dadas las características genéticas y litológicas de las series terciarias descritas en el capítulo anterior, es previsible la falta casi absoluta de restos fósiles, como así ocurre en realidad.

Se han muestreado algunos niveles, especialmente favorables desde el

punto de vista sedimentológico, tratando de localizar restos de micromamíferos, pero la prospección ha sido negativa.

En una de las localidades, se ha podido realizar un estudio palinológico que si bien no ha sido útil a efectos cronológicos sí nos ha permitido conocer con mayor precisión las características ambientales del depósito durante la sedimentación.

La muestra 14.08-IM-VA-1149 está tomada en los niveles basales del Complejo de Vegaquemada, en la localidad de la Ercina.

Se han clasificado:

PTERIDOPHYTA

Osmundaceae (*Verrucosisporites* sp.)

Osmundaceae (*Baculatisporites* sp.)

Schizaeaceae cf. *Lygodium* (*Polypodiaceoisporites* sp.)

Schilaeaceae. *Lygodium* (*Lelotriletes* sp.)

Lycopodiaceae. (*Retititreletes* sp.)

Pteridophyta indet.

GYMNOSPERMAE

Abies. (*Pityosporites absolutus* (Thiergart, 1938). (Thomson & Pflug, 1953).

Picea. (*Pityosporites alatus* (Potonie, 1931). (Thomson & Pflug, 1953).

Pinus tipo *diploxyylon*. (*Pityosporites* sp.)

ANGIOSPERMAE

Quercus tipo *ex-coccifera*

Quercus cf. *Tricolpopollenites henrici* (Potonie, 1931). (Thomson & Pflug, 1953).

Engelhardtia

cf. *Carya*

Palmae

Ericaceae

Compositae

Chenopodiaceae

Umbelliferae

Esta muestra se caracteriza por la gran abundancia de esporas de Pteridophyta sobre la demás flora. Dentro de ellas abundan de una manera especial las Osmundaceae. Las Gymnospermas son muy esporádicas, encontrándose sobre todo *Picea* y *Abies*. Entre las Angiospermas las que más abundan son los *Quercus* y de ellos el *Quercus ilex-coccifera*. Hay que destacar también la presencia de Paumas con algo de *Engelhardtia* y posiblemente *Carya*.

En su conjunto parece que la muestra se habría depositado en una zona húmeda por la gran abundancia de Helechos, aunque posiblemente no encharcada, por la falta de las plantas típicas que viven en el agua o en sus márgenes. El clima sería más bien cálido por la relativa abundancia de las Palmas y presencia de *Enghelardtia* y *Carya*.

2.4 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones y depósitos superficiales de la Hoja de Vegas del Condado tienen una edad comprendida entre el Pleistoceno y el Holoceno. Al primer período se adscriben las terrazas por comparación con la edad asignada en zonas próximas ya que no se han encontrado elementos con valor cronológico en ellas.

Los depósitos más modernos, aunque de escasa potencia, cubren en su mayor parte el sustrato terciario, aflorando el Paleozoico y Mesozoico con mayor facilidad.

Se les ha asignado una edad correspondiente al Holoceno, en base a sus características litológicas y morfológicas, aunque cabe pensar que algunos de estos depósitos pertenecen todavía parcialmente al Pleistoceno por su relación con otras formaciones superficiales morfoestructurales, presumiblemente más antiguas.

La figura 3, Mapa de Formaciones superficiales a escala 1:100.000, es una reducción correspondiente al 1:50.000 que se incluye en la Documentación Complementaria de la Hoja.

2.4.1 TERRAZAS (Q₁T) (Fb)

Litológicamente son bastante homogéneas y están formadas por gravas cuarcíticas con matriz limoso-arenosa, localmente fangosa, de colores rojizos. No adquieren gran extensión, reduciéndose a los depósitos de los ríos Torio, Curueño, Porma y un retazo del Esla en el SE de la Hoja.

En el Torio, NO de la Hoja, aparece un nivel de terrazas situado en la margen izquierda del río, que se extiende desde las proximidades de Pardavé a Pedrún de Torio. Está situada a unos 12 m. sobre el nivel del río. En las cercanías de Pardavé el río aparece encajado, dejando un pequeño depósito (aterrazamiento) que desaparece aguas abajo gradualmente, aproximadamente a 1 Km. del Barrio de la Estación.

Otros retazos de esta terraza aparecen también en la margen izquierda a la altura de la localidad de Manzaneda de Torio. Todas ellas aparecen con bordes suavizados o bien algo degradados y en ocasiones seccionadas por barrancos que terminan con un cono de deyección de pequeñas dimensiones.

El río Curueño no presenta niveles claros de terrazas. Aparece un

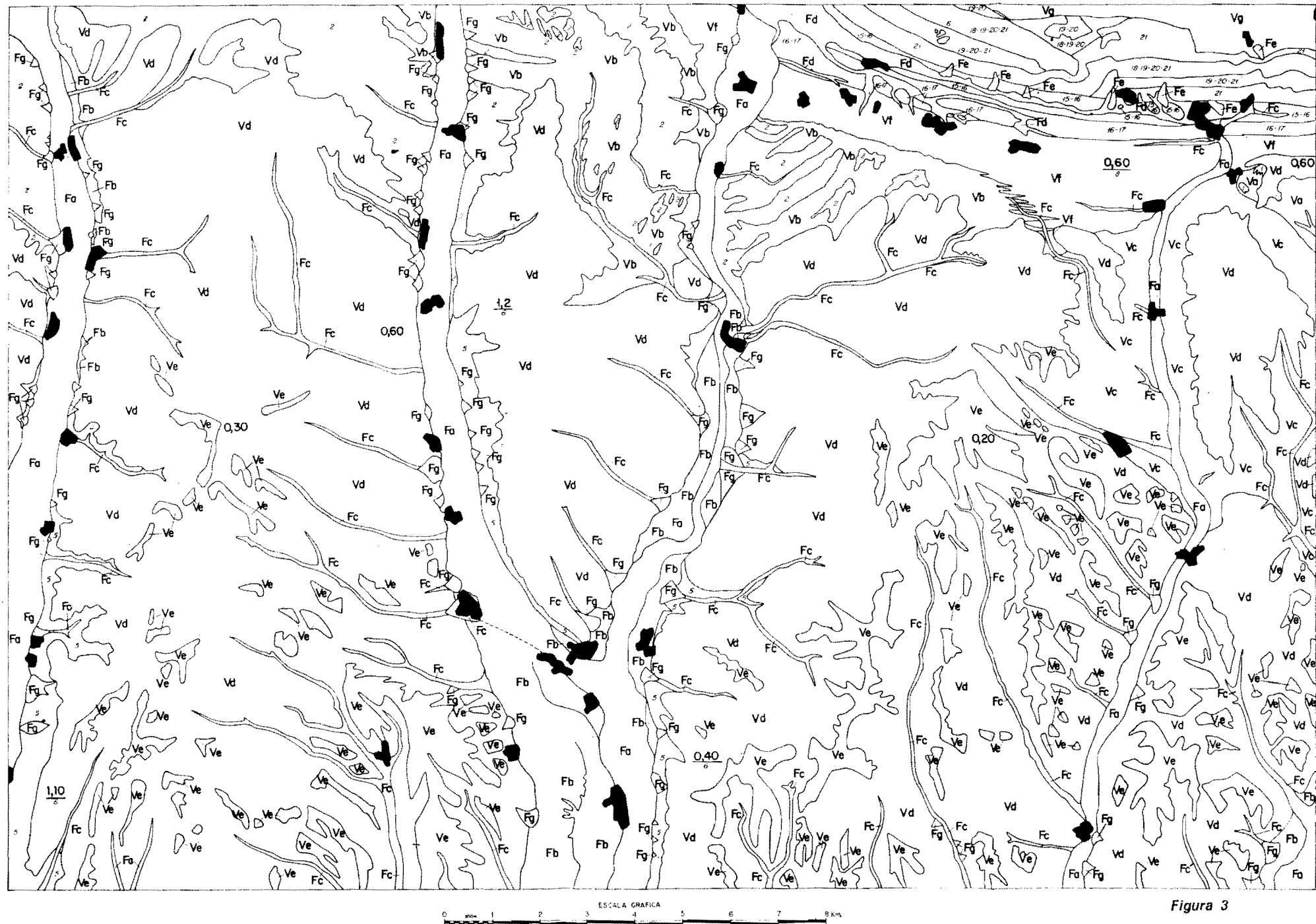


Figura 3

AFLORAMIENTO DE ROCAS DEL SUSTRATO Y/O SUSTRATO

A.1 TERCARIO

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

A.2 MESOZOICO

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

A.3 PALEOZOICO

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

ESPESOR

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

SIGLOS CONVENCIONALES

- ~~~ Contacto entre formaciones superficiales.
● Núcleos urbanos.

FORMACIONES SUPERFICIALES

V — Formaciones superficiales asociadas al modelado de vertientes.

- Derivados de 1,6 y otras formaciones superficiales (Vd).
- Va — Fangos pardos y rojizos con clastos de arenisca, cuarcita y carbonatados. Localmente acumulación de cantos en surcos de arroyada, cárcavas y barrancos.
- Derivados de 2 y otras formaciones superficiales (Vd).

Vb — Fangos pardo-rojizos y amarillentos con bloques y clastos de carbonatos, areniscas y conglomerados calcáreos.

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

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

— Derivados de 6.

Vd — Fangos pardos, fangos arenosos con clastos dispersos de cuarcita, arenisca y cuarzo; localmente acumulaciones en pequeños surcos de arroyada de cantos de igual composición.

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

— Derivados de 8.2 y otras formaciones superficiales (Vb, Vd, Vc, etc.).

Vf — Fangos arenosos o limo-arenosos con cantos esporádicos 30 por 100 de cuarcita, arenisca y carbonato. Frecuentes afloramientos de 8. Acumulaciones de cantos y arenas en surcos de arroyada.

— Derivados de A.3.

Vg — Fangos pardos y pardos oscuros con cantos de 18-19-20-21 poco redondeados y distribuidos irregularmente.

F — Formaciones superficiales asociadas al modelado fluvial.

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

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

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

— Derivados del sustrato A1 y de otras formaciones superficiales (Va, Vd, Vc).

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

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

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

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

— Derivados de A1 (2-5-6) y otras formaciones superficiales (Vd, Ve, Fe, etc.).

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

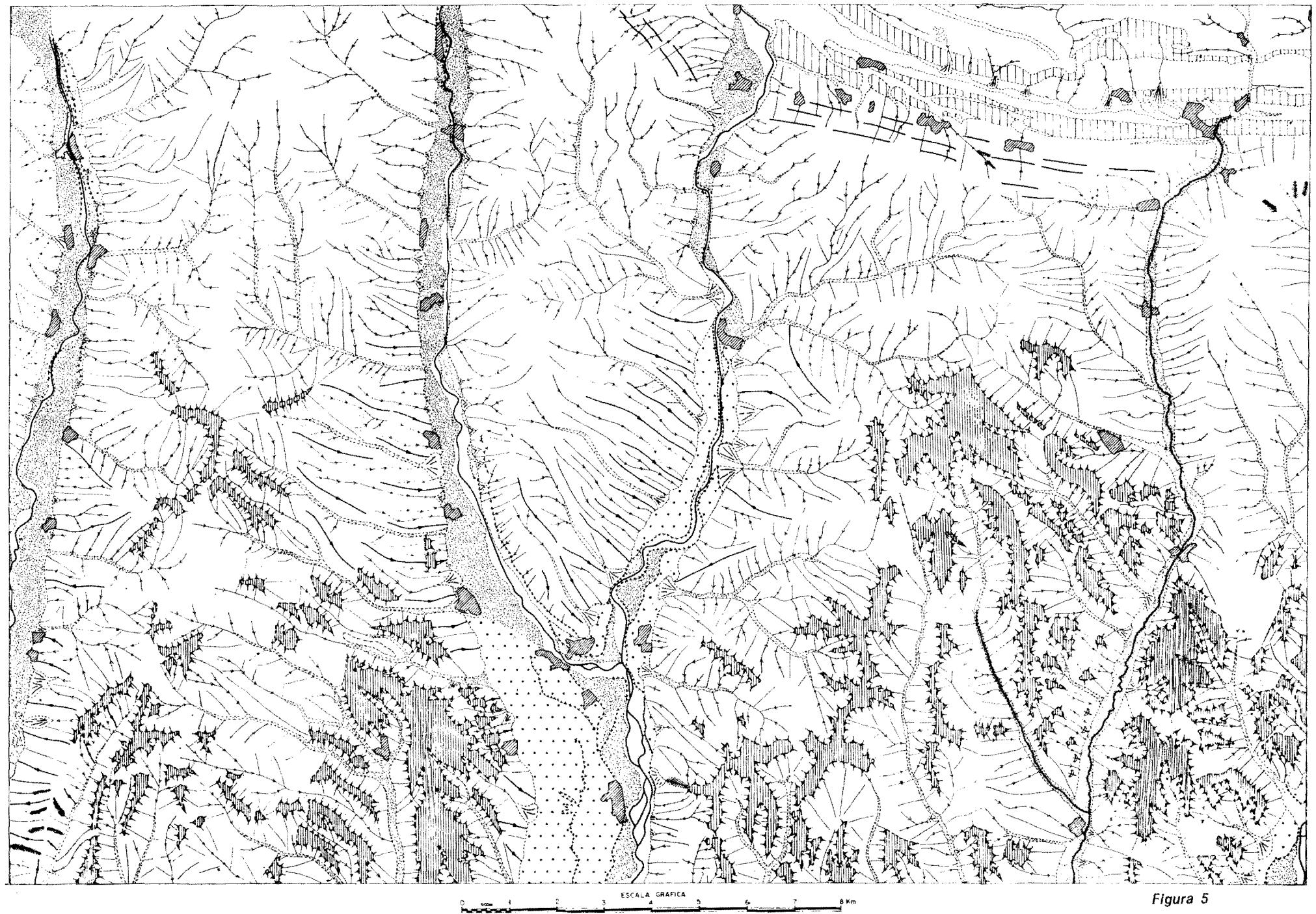


Figura 5

Los ríos principales se encuentran encajados en los materiales infrayacentes y desarrollan llanuras de inundación de pequeña extensión. Los cauces, por lo general, son de poca sinuosidad y en las zonas meridionales presentan una morfología más o menos anastomosada. Los ríos Porma y Curueño presentan márgenes disimétricas, siendo en ambos casos la del O la de carácter más tendido.

Prácticamente toda la región está recubierta en sus vertientes por depósitos que dificultan enormemente la observación del sustrato. Estos materiales dulcifican las laderas y se movilizan por procesos de solifluxión y «creep». No hay duda de que esta regularización general se debe a una morfogénesis de carácter periglacial generada en etapas frías recientes, ya que afecta incluso a las terrazas más bajas, suavizando los escarpes de las mismas.

Por otra parte, los valles secundarios presentan una morfología peculiar, ya que el fondo de sus cauces es de tipo plano. Estos valles son alimentados en parte por los detritos movilizados en las vertientes. El contacto más general entre vertientes y valle se realiza por medio de una concavidad de enlace. Todas estas características nos permiten clasificarlas como valles de solifluxión, de fondo plano con concavidad basal. Estos tipos de valle son herencia de una red fluvial periglacial.

Algunas de las vertientes regularizadas se presentan colgadas debido a fases de incisión lineal. En la actualidad es muy activo el encajamiento de pequeños barrancos que penetran y excavan los depósitos de las vertientes, desembocando en muchos casos en valles de mayor orden dando lugar a conos de deyección de dimensiones variables.

Cuando la excavación de estos barrancos penetra en el sustrato y éste está constituido por materiales poco coherentes se desarrolla un acarcavamiento, que es activo actualmente.

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 arre-

cifales, 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 progresiva 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 epirogénicos, que pueden hacer que no se depositen algunas formaciones (como de hecho ocurre en la Hoja) o bien que éstas sean muy reducidas.

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

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

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.

Estas facies, correspondientes al tramo inferior de Vegaquemada, 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.

Desde entonces el borde N de la misma ha sido eminentemente activo, sufriendo deformaciones importantes provocadas por la reactivación alpídica de sistemas de fracturas hercianas 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 constituyeron 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, fundamentalmente en sus facies más proximales.

La gran semejanza que estos depósitos presentan, tanto en ordenación como en litología, con los existentes al menos en las Hojas vecinas de Cistierna y Guardo, 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 en estas zonas septentrionales de la Cuenca de una red «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 sustrato cretácico cuyos materiales, tanto terrígenos como calcáreos, pasaron a constituir una parte importante del área madre.

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

En esencia, 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 generales o reactivadas en el tránsito Paleógeno-Neógeno (Fase Sávica) o en el Mioceno Inferior (Fase Staírica).

El resultado fue la sedimentación, durante el Paleógeno Superior y la mayor parte del Neógeno en este borde N, de los potentes abanicos que integran el Complejo de Candanedo, constituyendo un frente, que penetraba desde diferentes zonas en la cuenca, siempre con gran amplitud longitudinal y lateral.

Uno de los sistemas de abanicos que constituyen este Complejo ocupa una gran extensión de la Hoja. Su zona apical estuvo situada al pie de los relieves paleozoicos situados al N de la línea Matallana-Boñar, que al menos en parte tuvieron una cobertura cretácica, deducible de la presencia de cantes de esta naturaleza junto a otros paleozoicos, en el abanico. Su extensión rebasó por el S y O los límites de la Hoja. Por otra parte, la conexión lateral por el E entre este sistema y el de edad similar de idéntico nombre situado fundamentalmente en la Hoja contigua de Cistierna, no está claro por el recubrimiento de abanicos posteriores, pero el paso lateral de sus tramos inferiores a las facies de Vegaquemada en la zona de Fresnedo de Valdellorma, parece indicar la ausencia de coalescencia entre ambos, al menos en estas zonas más septentrionales.

Dos tramos más superiores de este complejo se interdigitan también lateralmente hacia el E con la prolongación occidental del sistema de Mordino, cuyo desarrollo principal tiene lugar en la Hoja de Cistierna.

Los intensos procesos erosivos existentes inmediatamente al N de las cabeceras del sistema de abanicos de Candanedo, dan lugar a un progresivo desmantelamiento y planación del relieve, en gran parte cretácico, que los alimentaba, provocando un cambio en la posición del frente montañoso inicial (área madre) que sufre un retroceso gradual hacia el N a la vez que cambia su composición litológica de mixta a casi exclusivamente silícea. Esta última estaría formada probablemente, a partir de entonces, por los materiales cuarcíticos y areniscosos del Cámbrico y Ordovícico situados por detrás de los antiguos relieves del área madre anterior que pasan a constituir ahora un pedimento, sobre el que se comienza a depositar los clastos silíceos del nuevo sistema de Barrillos. Entre los materiales cámbricos, debió de jugar un papel importante la Facies Herrería del Macizo de Pardaminos, así como el rejuego de diversas fracturas asociadas al mismo.

No obstante, previamente a la sedimentación de estas facies de Barrillos hubo un período de estabilidad prolongado prácticamente sin aportes, cuando una vez paralizada la actividad tectónica se alcanzó el perfil de equilibrio por el relleno de la depresión y la degradación de los relieves. Durante este período, se favoreció el desarrollo de fenómenos edáficos en las zonas más meridionales del mapa, originándose allí cortezas de caliches por enriquecimiento en carbonato, bajo condiciones climáticas áridas o semiáridas. Simultáneamente, tienen lugar en esta etapa procesos de erosión fluvial del pedimento anterior que dan lugar a la formación de una paleorrelieve cuyas irre-

gularidades se observan cartográficamente en las laderas de los valles actuales que atraviesan la Hoja.

Es aproximadamente en la base del Mioceno Superior cuando comienza la reactivación tectónica que provoca una nueva elevación de los relieves adyacentes al borde de la cuenca subsidente, favoreciendo a la vez al progresivo plegamiento y deformación de las áreas proximales de los abanicos previamente depositados y determinando la sedimentación contemporánea del sistema de Barrillos. Posteriormente al depósito de este último, continúa todavía la elevación y plegamiento de dichas zonas proximales, probablemente en relación con rejuegos del sistema de fracturas Sabero-Gordón.

Desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad las llanuras de inundación de los ríos han ido disminuyendo de extensión, presentando procesos de encajamiento del cauce actual, observable en algunos puntos (río Torio, NO de la Hoja). Por otra parte, estos hechos unidos a los rasgos de hidromorfismo observados en las terrazas, que poseen mayor intensidad cuanto más antiguas son, parece indicarnos condiciones de drenaje deficiente y una mayor jerarquización de la red. Estos procesos de erosión fluvial determinan además el aislamiento de las áreas de cabecera de algunos abanicos (ej., Barrillos) que no enlazan nunca en la actualidad con la base de los relieves paleozoicos de donde proceden.

Durante el Pleistoceno tienen lugar también los reglajes de vertientes originados por procesos de periglaciarismo.

El desarrollo de suelos rojos fersialíticos, que parecen ser más intensos en las regiones situadas al E y SE (Hojas de Cistierna, Guardo, Saldaña, etc.) nos indica la presencia de un clima mediterráneo que era más frío y húmedo, sobre todo en las regiones más septentrionales.

Un último proceso de reglaje de vertientes es post-Würm y corresponde a los depósitos de coluviones actuales.

En los perfiles de los suelos se observa un empardecimiento en su parte superior, originado por dos mecanismos principalmente:

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 fina mineral del suelo (arcillas y otros coloides), que nos indicarían una tendencia a la estepización que parece continuar en la actualidad.

El gráfico adjunto (fig. 6) representa esquemáticamente la evolución del borde de cuenca en el tramo E-O ocupado por las Hojas núms. 130 (Vegas del Condado), 131 (Cistierna) y 132 (Guardo) en lo que se refiere a la posición de los distintos abanicos aluviales y a su variación en tres momentos de la historia geológica. Las facies son predominantemente proximales y, en menor proporción, intermedias.

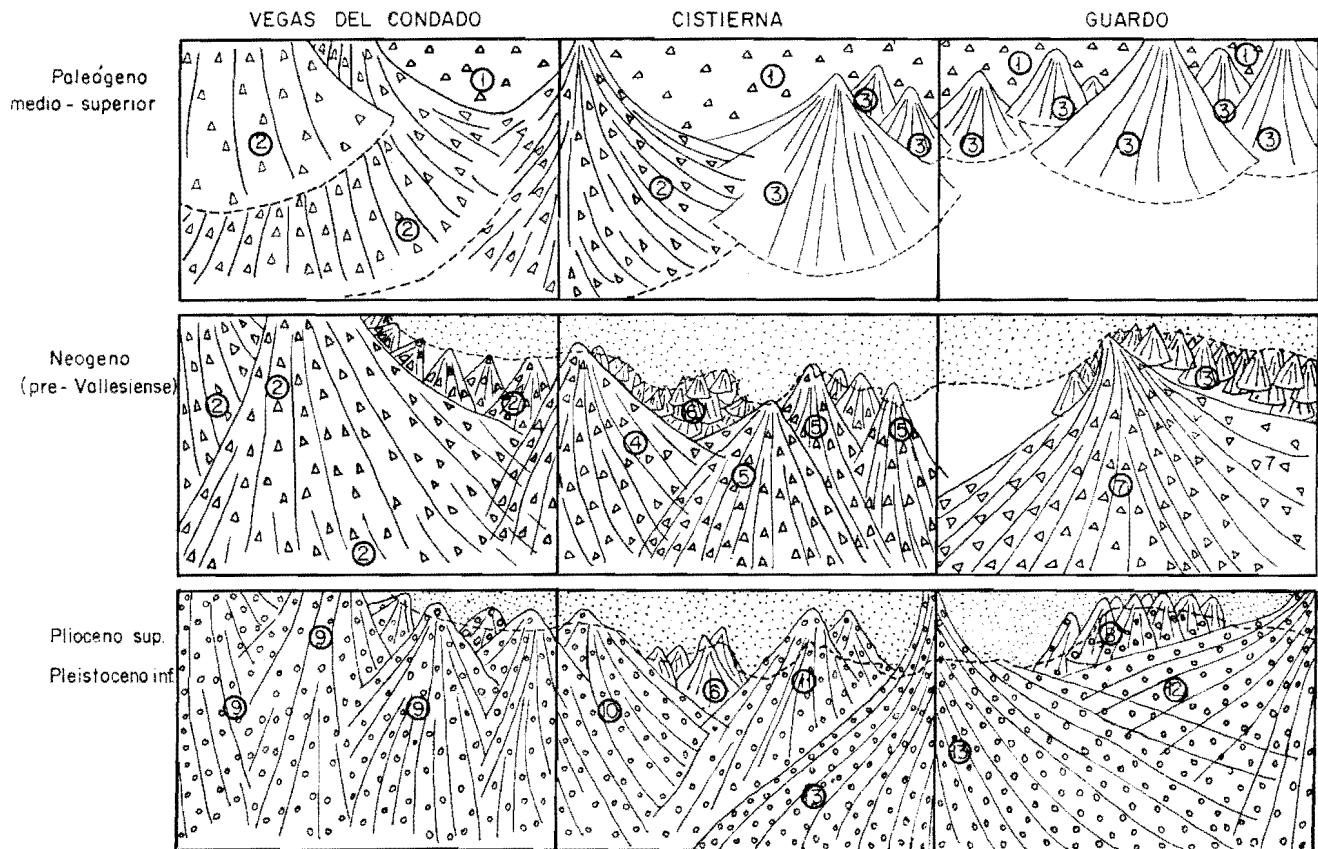


Figura 6.—Esquema paleogeográfico.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

6.1.1 MINERIA DEL CARBON

Aparte de algunos registros situados en el contacto del Devónico y Carbonífero con indicios de hierro, la principal actividad minera se centra en la minería del carbón en la Cuenca estefaniense de Sabero. Esta ha sido la principal fuente de riqueza de la zona.

Las primeras explotaciones se hicieron en el valle de Sotillos, y posteriormente, hasta hace una década, los trabajos se generalizaron en casi todos los tramos estratigráficos descritos. Entre las explotaciones que se pueden destacar, pero que actualmente están cerradas, se encuentran: la Mina Gonzalo, en los Valles; el Pozo Sucesiva (al O de Sabero), la Mina Unica (al S de Sotillos), las Minas de Casetas, las situadas al NO de Sobrepeña, etc.

En la actualidad, las únicas explotaciones están en el Pozo de la Herrera número 2, cerca de Sotillos (en el límite de la Hoja), que explota los tres paquetes tradicionales de la Cuenca (Norte, Central y Sur), que se corres-

Composición de los clastos
en los conglomerados



Zona de coalescencia



Silíceo



Paleozoico y Mesozoico



Carbonatado



Límite del Terciario



Poligénico

Abanicos Aluviales

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

ponde con la Facies Sucesiva, Capas de la Herrera y Capas de la Unica, respectivamente. Esta explotación es la de mayor envergadura de la Cuenca, siendo realizada por Hulleras de Sabero y Anexas, S. A., las labores llegan a 507 m. bajo la superficie.

Se llevan a cabo trabajos de investigación, para lo cual se han realizado un gran número de zanjas y otras labores, que sin duda aportarán nuevos datos para el conocimiento de la Cuenca y el cálculo de reservas. Varias empresas tienen explotaciones en zonas situadas más al O, en las proximidades de Veneros.

Los carbones extraídos son del tipo bituminoso, particularmente buenos para la fabricación de coque; el único problema es el alto contenido en sulfuros, pero esto es soslayable con la demanda existente. La factoría se encuentra en la parte E de la Cuenca, próxima a Vegamediana.

6.1.2 CANTERAS

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

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

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

Los materiales terciarios, potencialmente interesantes para la obtención de áridos y de materiales cerámicos o refractarios, solamente han sido aprovechados a nivel local, conociéndose un pequeño barrero, para uso local, con restos de refractarios muy bastos en Garfín, prácticamente paralizado que extraía arcillas blanquecinas algo carbonatadas.

Algunos niveles arenosos de la base de Vegaquemada se explotan local y esporádicamente (Barrillos de los Arrimadas).

El cuaternario proporciona elementos de fácil extracción y manipulación en las terrazas y llanuras aluviales, de las que son aprovechados todos los elementos según sus distintas granulometrías. No hay explotaciones industriales sino temporales y de muy poca importancia.

6.2 HIDROGEOLOGIA

En la pequeña zona que comprenden los materiales paleozoicos y cretácicos, no se han observado captaciones de agua importantes, sólo algunos pozos para el abastecimiento de las escasas poblaciones existentes. Los únicos materiales ante-terciarios que son favorables para la exploración de aguas subterráneas son las calizas (devónicas, carboníferas y cretácicas) y en menor grado las cuarcitas y areniscas devónicas. En el resto de materiales por lo general predominan la escorrentía.

Existe la posibilidad de que estos tramos, principalmente las calizas cretácicas, formen un buen acuífero debajo de los sedimentos terciarios. La abundancia de agua en los ríos próximos (Porma y Esla), hace que las captaciones de aguas subterráneas no tengan por el momento un gran estímulo.

Los mismos terrenos terciarios son interesantes desde este punto de vista dada la alternancia de tramos con porosidad elevada con otros de muy baja permeabilidad. Elementos en contra son la discontinuidad de los niveles conglomeráticos y arenosos, tanto mayor cuanto más al Sur, y la cementación carbonatada existente en algunos de ellos (conglomerados calcáreos y mixtos).

Existen algunos manantiales parcialmente captados para uso local o familiar con caudal reducido e intermitente sujeto a variaciones importantes estacionales y/o climáticas.

En el momento actual existen captaciones mediante pozos en las llanuras aluviales y terrazas bajas que aprovechan las aguas de tipo subáulico y la escorrentía subterránea de los depósitos de vertientes hacia el cauce. En ese sentido las zonas más interesantes las constituyen los valles de los ríos Torio, Curueño y Porma, especialmente este último después de su unión con el anterior.

7 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

No se han observado formaciones o parajes de especial interés científico en las áreas cubiertas por los depósitos cuaternarios y terciarios, desde el punto de vista paleontológico, prehistórico, fisiográfico, etc. Citaremos por su interés didáctico los siguientes:

1. Corte geológico N-S de unos 15 Km. por la margen izquierda en el escarpe del río Curueño hasta su unión con el río Porma en Barrio de Nuestra Señora. Permite apreciar la evolución del abanico de Candanedo desde facies proximales a intermedias.

2. Corte de La Quebrantada en las proximidades de Vegas del Condado. Facies intermedias de los abanicos Candanedo y Barrillos y contacto entre ambos (ver columna estratigráfica núm. 3 en la información complementaria).

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 Asturias et de la Galicia». *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 lethaea*, 57, 2,3, pp. 201-223.
- BIROT, P., y SOLE, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la penínsule Ibérica». *Mem. et Doc. Centre Doc. Cart. Geogr. (C. N. R. S. París)*, núm. 4, pp. 7-61.
- *BOSCHMA, D., y VAN STAALDUINEN, C. L. (1968).—«Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains». *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 221-232.
- *BROUVER, A., y VAN GINKEL, A. C. (1964).—«La sucesión carbonífera dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)». *C. R. V Congrès Strat. Géol. Carbonifère*, París, 1963, 1, pp. 307-319.

* Citados en el texto.

- *BRUYN, J. E., y EVERS, H. J. (1970).—«Gravity survey of the NW Duero Basin (León, NW Spain)». *Leidse Geol. Meded.*
- *BUDINGER, P., y KULLMANN, J. (1964).—«Zur Frage von Sedimentation sunterbrechungen im Goniatiten und Conodontenführenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (N Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont., 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 géologique 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». *I. G. M. E.* (In lit.)
- (1978).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 132 (16.08), Guardo». *Instituto Geológico y Minero de España* (In lit.).
- *COMTE, P. (1936a).—«Le Dévonien inférieur du León». *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 202, pp. 771-773.
- (1936 b).—«Les schistes de la Collada de Llama et les schistes de Huergas (León, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1936, pp. 138-139.
- (1936 a).—«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 Cordillère Cantabrique». *C. R. Séances Ac. Sci. Paris*, 206, pp. 1496-1498.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, pp. 1-440.
- CRUSAFONT PAIRO, M., y TRUYOLS SANTONJA, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Notas y Com. 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 Min/b*, 50, 3, pp. 359-366.
- 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.

* Citados en el texto.

- 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.*, núm. 41, pp. 83-151.
- FAHLBUSCH, V. (1976).—«Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the european Tertiary». *Newal. 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, limestonerich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 46, pp. 157-235.
- *HELMIG, H. M. (1965).—«The Geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 32, pp. 77-149.
- *HENKES, H. (1961).—«Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne». *Leidse Geol. Meded.*, 26, pp. 50-58.
- *HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912).—«Observaciones con motivo del descubrimiento de Mastodontes en el Cerro del Cristo de Otero (Palencia)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 12, pp. 68-69.
- (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Comunicación de Inv. Paleont. y Prehist.*, núm. 5.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).—«Las rañas de las sierras centrales de Extremadura». *C. R. Congr. Intern. Geogr.*, 2 (2), pp. 87-100.
- (1957).—«Las formaciones de raña de la Península Hispánica». INQUA. *V Congr. Intern. Madrid-Barcelona. Resumés des Comun.*, pp. 78-79.
- *HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«Explicación del nuevo Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000, T. I: El Sistema Cambriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 293-528.
- *HIGGINS, A. C. (1971).—«Conodont biostratigraphy of the late Devonian

* Citados en el texto.

- 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 miocens du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection del placers aurifères associes, Tesis Univ. de Nancy». *Inst. Nat. Polit. de Lorraine Ecole Nat. Sup. de Geologie Appliquée*.
- *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 Mountain (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. I. G. M. E.*, 71, pp. 1-346.
- (1965).—«Sur la tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (7), 4, pp. 644-651.
- (1971 a).—«Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwest Spain». *Amer. J. of Science*, 270, 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—«L'évolution structurale de l'arc asturien (in «Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1)». *Publ. Inst. Fr. Pétr. Ed. Technip.*, pp. I, 2.1-I, 2-28.
- *JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)». *Amer. J. of Science*, 273, pp. 353-375.
- *JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien», *Bull. Soc. Géol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.
- *JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturias (in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. 2)». *Publ. Inst. Fr. Pétr., Ed. Technip.* pp. II, 1-II-34.

* Citados en el texto.

- *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), primera ed. Memoria explicativa». *Inst. Geol. Min. Esp.*, pp. 1-113.
- KANIS, J. (1955).—«Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain)». *Leidse. Geol. Meded.*, núm. 21, pp. 377-445.
- *KARRENBERG, H. (1934).—«Die postvariscische Entwicklung des kantabro-asturischen Gebirges». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 12, pp. 1-103. (Trad. esp. La evolución postvariscica de la Cordillera cántabro-asturica. *Publ. Extr. Geol. España*, III, pp. 105-224).
- *KNIGHT, J. (1971).—«The sequency and the stratigraphy of the Eastern end of the Sabero Coalfield (León, NW Spain)». *Trab. Geol.*, 3, pp. 193-229.
- (1974).—«The Stephanien A-B flora and stratigraphy of the Sabero Coalfield (León, NW Spain)». *7 Congr. Inst. Str. Geol. Carb., Krefeld, 1971, C. Rend., Band*, 3, pp. 283-316.
- KOOPMANS, B. N. (1962).—«The sedimentary and structural story of the Valsurcio Dome (Cantabrian Mountains, Spain)». *Leidse. Geol. Meded.*, núm. 26, pp. 131-132.
- *KULLMAN, J. (1961).—«Die Goniatites des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I Stratigraphie. Palaontologie der U. O. Goniatitina HYATT». *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 113, 3, pp. 219-326.
- (1962).—«Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Abh. Math. Kl. Akad. Wiss. Lit. Mainz.*, 1962, 6, pp. 1-119.
- (1963).—«Die Goniatiten der Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Palaontologie der U. O. Prolecanitina MILLER & FURNISH». *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, 116, 3, pp. 269-324.
- *KUYP, A. A. (1969).—«Sedimentological studies of the Tertiary along the southern border of the Cantabrian Mountains in the province of León (Spain)». *These. Dep. of Geol. Sedim. Geol. Sect.*, Leiden University.
- *LAUTENSACH, H., y MAYER, E. (1961).—«Iberische Meseta und Iberische masse». *Zeitschr. Geomorph.*, N. F. Bd. 5 H. 3, pp. 161-181.
- LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1969).—«Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga I, II y III». *Ann. Edaf. y Agrob.*, tomo 28, número 7-8, pp. 445-541.
- *LOBATO, L. (1977).—«Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrío 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.

* Citados en el texto.

- *MABESOONE, J. M. (1959).—«Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero 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, núm. 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, Strophomenida y Rhynchonellida)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*
- MEIN, P. (1975).—«Biozonation du Néogène méditerranéen à partir des Mammifères». *Rep. Act. RCMNS Working Groups*, pp. 78-81, Bratislava.
- MENSCHING, H. (1958).—«Glacis-Fussfläche-Pediment». *Zeit. für Geomorph.*, 2, pp. 165-186.
- MOLINA, E. (1975).—«Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava». *Trab. Neog. y Cuat.*, Sect. Paleont. y Hum., núm. 3, pp. 1-106.
- *NEDERLOFF, M. H. (1960).—«Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains (Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 603-703.
- *NEDERLOF, M. H. & SITTER, L. U. de (1975).—«La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia)». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 68, pp. 1-44.
- *NOSSIN, J. J. (1959).—«Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain)». Tesis Leiden. *Leidse Geol. Med.*, núm. 24, pp. 283-406.
- *MOORE, L. R.; NEVES, R.; WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1971).—The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, N. W. Spain». *Trabajos de Geología*, 3, pp. 307-363.
- OEHME, R. (1936).—«Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft». *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

* Citados en el texto.

- la Cuenca del Duero (provincia de Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), pp. 215-220.
- *ORIOL, 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.
- (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 piedemont 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.*, Madrid.
- *PATAC, I. (1934).—«Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisueña y de la Pernía en la provincia de Palencia». *Consejo de Minería, Catálogo y Memoria de Estudios de los criaderos minerales de España*, II, 2, pp. 273-277.
- PEREZ GARCIA, L. C. (1977).—«Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León, España) y su prospección». *Tesis doctoral*. Universidad de Oviedo (Inédito).
- *PRADO, C. de (1850).—«Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de León (Espagne), suivie d'une description des fossiles de ces terrains par E. DE VERNEUIL». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (2), pp. 137-186.
- (1861).—«Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (Escala 1:100.000)». *Com. Estad. General del Reino*.
- (1864).—«Descripción física de la provincia de Madrid». *Junta General de Estadística*, Madrid.
- *RADING, F. (1962).—«Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord Spanien)». *Geol. Rundschau*, 52, pp. 346-357.
- RAYNAL, R. y NONN, H. (1968).—«Glacis étagés et formations quaternaires de Galice orientale et de León: quelques observations et données nouvelles». *Rev. Géomorphol. 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.

* Citados en el texto.

- 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., y 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, Pisuerga». *Leidse Geol. Meded.*, 31, pp. 191-238.
- SLUITER, W. J., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et geomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leidse. Geol. Meded.*, 30, pp. 141-181.
- *STOCKMANS, F.; WILLIERE, Y., y DE LA VEGA, C. (1965).—«Documents paléobotaniques pour l'étude du Houiller dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Mem. Inst. Royal Sci. Nat. Belg.*, 79 (2), pp. 1-106.
- TRUYOLS, J. et alt. [1978].—«Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria núm. 104 (14.07), Boñar». *I. G. M. E.* (In lit.).
- VADOUR, J (1969).—«Données nouvelles et hypothesis sur le Quaternaire de la Región de Madrid». *Mediterranée*, 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.
- (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., Paris*, 1963, 2, pp. 835-851.

* Citados en el texto.

- (1965).—«Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain». *Mem. Inst. Géol. 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 of the lower part of the Carboniferous in Northern León». *Spain. Trab. Geol.*, 4, pp. 603-663.
- *WAGNER-GENTIS, C. H. Y. (1963).—«Lower Namurian Goniatites from the Griotte limestones of the Cantabrian Mountains Chain». *Notas y Com. IGME*, 69, pp. 5-23.
- *WINKLER PRINS, C. F. (1968).—«Carboniferous Productina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and paleoecology». *Leidse Geol. Meded.*, 43, pp. 41-126.
- (1971).—«The road section east of Valdeteja with its continuation along the Arroyo de Barcaliente (Curueño Valley, León), with a note on Leonardophyllum geonense sp. nov., by E. DE GROOT». *Trab. Geol.*, 4, pp. 677-686.

* Citados en el texto.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 29.896 - 1982

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



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA